GEOLOGICKÉ VÝZKUMY
na Moravě a ve Slezsku

GEOLOGICAL RESEARCH
in Moravia and Silesia



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XXI. ročník/2014/1–2

BRNO 2014



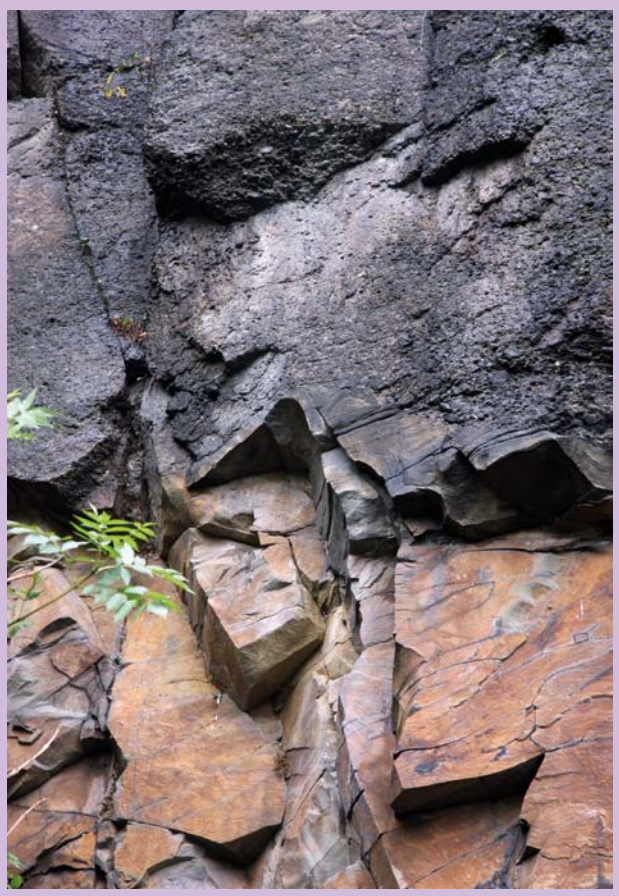
Skarn s žilou kontaminovaného amf bolického „pegmatitu" o mocnosti 5 cm, lokalita Vevčice u Jevišovic. Foto J. Šmerda, 2013.



Pyroxenický těšínit z lokality Tichá. Zrno opakního minerálu obrůstané biotitem je uloženo v karbonatizované základní hmotě, ktrá je tvořená analcimem a alkalickým živcem (fotografováno s analyzátorem). Foto Schuchová K., 2013.



Vápnité jíly („tégly") spodního badenu z vrtu INK-1 Komárov z hloubky 36,0–39,0 m. Foto P. Tomanová Petrová, 2011.



Ostrý kontakt slepenců nýteckého slepencového obzoru (facie A 1.1., dle Pickering et al.1986) s podložními masivními drobami (facie B1.1). Lokalita Annino údolí u Vikštejnského Podhradí. Foto A. Novák, 2013.



Jílovitý prachovec s primární proudovou lineací, vrt Lo-42. Foto D. Blaško, 2012.

Recentní akumulační lalok blokovobahenního proudu (mury) ve zdrojové oblasti Keprnického potoka v Hrubém Jeseníku (lokalita „V Žalostné" – 1 150 m n. m.). Foto R. Tichavský, 2014.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

Redakce – adresa a kontakty:
Marek Slobodník, šéfredaktor,
Ústav geologických věd MU,
Kotlářská 2, 611 37 Brno,
e-mail: marek@sci.muni.cz,
tel.: +420 549 497 055
Helena Gilíková, technická redakce,
Česká geologická služba,
Leitnerova 22, 658 69 Brno,
e-mail: helena.gilikova@geology.cz,
tel.: +420 543 429 233

Redakční rada:
David Buriánek, ČGS
Helena Gilíková, ČGS
Radomír Grygar, HGF VŠB-TU
Martin Ivanov, ÚGV MU
Karel Kirchner, ÚG AV ČR
Martin Knížek, ÚGV MU
Zdeněk Losos, ÚGV MU
Martin Netoušek, ČMŠ a. s.
Marek Slobodník, ÚGV MU
Pavla Tomanová Petrová, ČGS
Jan Zapletal, PřF UP

Vydává Masarykova univerzita,
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno
IČ: 002 16 224
Vychází dvakrát ročně,
toto číslo vychází 5. 12. 2014
v nákladu 50 výtisků

Sazba a technická redakce:
Pavel Klímek, Helena Gilíková
Obal, tiráže, web:
Martin Knížek
Jazyková úprava:
Jiřina Novotná
Zpracování pro tisk:
Adobe InDesign CS5.5
Adobe Photoshop CS5.5
Tisk:
TIGRIS spol. s r. o.,
Nábřežní 599, Zlín-Prštné

Časopis je evidován MK ČR
pod č. E 19837
ISBN 978-80-210-7524-5
ISSN 1212-6209 (print)
ISSN 2336-4378 (on-line)
© 2014 Masarykova univerzita

muni PRESS

Časopis Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku (GVMS) je recenzovaným periodikem zařazeným do národní databáze pro vědu a výzkum a publikované články jsou uznávaným vědeckým výstupem.
Zaměření GVMS spočívá v publikování průběžných zjištění a faktů, nových dat z nejrůznějších geologických disciplín a jejich základní interpretace. Cílem publikace je rychlé informování geologické veřejnosti o nových výzkumech, objevech a pokroku řešených projektů a jejich dílčích závěrech. Elektronické vydání je dostupné v archivu na adrese: http://journals.muni.cz/gvms/.
21. ročník, č. 1–2 obsahuje tradičně zaměřené články, včetně interdisciplinárních témat, modelování, studia environmentálních aspektů a rizik.

Sestavili:
doc. RNDr. Marek Slobodník, CSc., Mgr. David Buriánek, Ph.D., Mgr. Helena Gilíková, Ph.D., doc. Mgr. Martin Ivanov, Dr., doc. RNDr. Zdeněk Losos, CSc., Mgr. Pavla Tomanová Petrová, Ph.D.

Na vydání čísla se podíleli, včetně finanční podpory:
Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita
Česká geologická služba
Nadace Českého literárního fondu
Českomoravský štěrk, a. s.

Redakční posouzení, recenzenti:
prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.; RNDr. Nela Doláková, CSc.; doc. Ing. Jiří Faimon, Dr.; prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc.; Mgr. Martin Hanáček; doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc.; RNDr. Pavel Hudec; Mgr. Lukáš Laibl; Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.; Mgr. Tomáš Kumpan; RNDr. Karel Malý, Ph.D.; Ing. Dalibor Matýsek, Dr.; Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.; RNDr. Jiří Otava, CSc.; RNDr. Jaroslava Pertoldová, CSc.; Mgr. Pavel Roštínský, Ph.D.; RNDr. Zuzana Skácelová; doc. RNDr. Jindřich Štelcl, CSc.; Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.; Mgr. Jan Vít, Dr.; RNDr. Stanislav Vrána, CSc.; Mgr. Dalibor Všianský, Ph.D.; doc. RNDr. Josef Zeman, CSc.

Redakce přijímá články v českém, případně anglickém jazyce, připravené v textovém editoru MS WORD podle pokynů pro autory. Příspěvky se přijímají po celý rok prostřednictvím redakčního systému na adrese http://journals.muni.cz/gvms/. Příspěvky budou průběžně recenzovány až do naplnění kapacity čísla, později přijaté příspěvky budou zařazeny do následujícího. Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek! Pokyny pro autory, další informace, typografické značky a formát citací naleznete na adrese: http://journals.muni.cz/gvms/about/submissions#authorGuidelines.

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Ambrožová, Vendula 71
Bartakovics, Anita 5
Blaško, David 5
Blecha, Martin 75
Bubík, Miroslav 10
Buriánek, David 62
Čudrnáková, Klára 81
Dolníček, Zdeněk 47, 54, 81, 94
Donocik, Roman 107
Faimon, Jiří 75, 99, 103
Findura, Pavol 90
Fürychová, Petra 85
Galia, Tomáš 33
Geršl, Milan 90
Geršlová, Eva 90
Hanáček, Martin 17
Houzar, Stanislav 62
Janíčková, Kateřina 94
Jašková, Vladimíra 28
Kabelka, Ludvík 103
Kapusta, Jaroslav 94
Kotlánová, M. 54
Kumpan, Tomáš 25
Lang, Marek 99
Lehotský, Tomáš 57
Malý, Karel 94
Mareček, Jan 90
Melichar, Rostislav 85
Nehyba, Slavomír 5, 28
Novák, Aleš 57
Poul, Ivan 85
Pracný, Pavel 103
Schuchová, Kristýna 47
Šilhán, Karel 38
Škarpich, Václav 33
Šmerda, Jaroslav 62
Štelcl, Jindřich 107
Tichavský, Radek 38
Tomanová Petrová, Pavla 43
Vít, Jan 25, 43
Zborník, Václav 28
Zeman, Josef 71
Zimák, Jiří 107

OBSAH

Contents

Kenozoikum
Cenozoic

Studium spodnobadenských bazálních klastik v oblasti podzemního zásobníku plynu Lobodice
The study of the Lower Badenian (Miocene) basal clastic sediments in Lobodice underground gas storage area
David Blaško, Slavomír Nehyba, Anita Bartakovics ... 5

Výsledky mikropaleontologické revize šaratických Cf vrtů
Results of micropalaeontological revision of Cf boreholes from Šaratice
Miroslav Bubík 10

Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka
Importance of clast petrological analyses of glacial sediments for palaeogeographical reconstruction of Pleistocene continental glaciation in the Jeseníky area
Martin Hanáček 17

Krasové jevy v horninách bělohorského souvrství (turon, česká křídová pánev) z lomu Březinka u Letovic
Karstic features in rocks of the Bílá Hora Formation (Turonian, Bohemian Cretaceous Basin) from the Březinka quarry near Letovice
Tomáš Kumpan, Jan Vít 25

Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Holubice (spodnobadenské sedimenty karpatské předhlubně)
Results of the drilling survey on the locality Holubice (Early Badenian, Carpathian Foredeep)
Slavomír Nehyba, Václav Zborník, Vladimíra Jašková 28

Projevy zdrojových oblastí sedimentů v zrnitostním složení korytových akumulací vodních toků v reliéfu budovaném flyšovými horninami
Stream-bed sediments as indicators of sediment sources in flysh areas
Václav Škarpich, Tomáš Galia 33

Stav výzkumu blokobahenních proudů na západních svazích Keprnické hornatiny (Hrubý Jeseník)
State of debris flow research on the western slopes of the Keprnická hornatina (the Hrubý Jeseník Mts.)
Radek Tichavský, Karel Šilhán 38

Narazí tunel Vinohrady na spodnopleistocenní paleoúdolí Svitavy?
Will the Vinohrady Tunnel touch the Early Pleistocene paleovalley of the Svitava River?
Jan Vít, Pavla Tomanová Petrová 43

Mezozoikum
Mesozoic

Vnitřní zonálnost těles hornin těšínitové asociace ve slezské jednotce: korelace petrografických a petrofyzikálních parametrů
Internal zonality of bodies of igneous rocks of teschenite association in the Silesian unit: correlation of petrographic and petrophysical parameters
Kristýna Schuchová, Zdeněk Dolníček 47

Paleozoikum
Paleozoic

Bornit z hydrotermální mineralizace historického ložiska Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku)
Bornite from hydrothermal mineralization of historical deposit of Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nízký Jeseník Upland)
Michaela Kotlánová, Zdeněk Dolníček 54

Litofaciální analýza báze hradecko-kyjovického souvrství (Nízký Jeseník, moravskoslezská jednotka Českého masivu)
Litofacies analysis of the basis of the Hradec-Kyjovice Formation (Nízký Jeseník Mts., Moravian-Silesian Unit, Bohemian Massif)
Aleš Novák, Tomáš Lehotský 57

Krystalinikum
Crystalline complex

Nový výskyt skarnu v gföhlské jednotce u Vevčic u Jevišovic: minerální asociace skarnu a kontaminovaných amfibolických pegmatitů
A new occurrence of skarn in the Gföhl unit at Vevčice near Jevišovice: the mineral assemblage of skarn and contaminated amphibole-bearing pegmatites
Stanislav Houzar, Jaroslav Šmerda, David Buriánek 62

Aplikovaná geologie
Applied geology

Podmínky vzniku močových kamenů
Conditions of urinary stones formation
Vendula Ambrožová, Josef Zeman 71

Prostorově časová distribuce koncentrací CO_2 v půdě krasového závrtu a jeho okolí (Harbešská plošina; Moravský kras)
Spatiotemporal distribution of CO_2 concentrations in the soils of karst sinkhole and its vicinity (Harbechy Plateau; Moravian Karst)
Martin Blecha, Jiří Faimon 75

Charakterizace struskových hmot z Dražůvek u Kyjova
Characterization of slags from Dražůvky near Kyjov
Zdeněk Dolníček, Klára Čudrnáková 81

Geomechanické vlastnosti neogenních jílů na území města Brna
Geomechanical properties of Neogene clay soils in the Brno area
Petra Fürychová, Rostislav Melichar, Ivan Poul 85

Využití terénního rentgenofluorescenčního spektrometru pro analýzu organominerálních matricí
Applicability of portable x-ray fluorescence spectrometer in organomineral matrix analyses
Milan Geršl, Eva Geršlová, Pavol Findura,
Jan Mareček 90

Sulfidické fáze ve středověkých struskách po tavbě Ag rud v jihlavském a havlíčkobrodském rudním revíru
Sulphidic phases in medieval slags after smelting of Ag ores in the Jihlava and the Havlíčkův Brod Ore Districts
Jaroslav Kapusta, Kateřina Janíčková,
Zdeněk Dolníček, Karel Malý 94

Antropogenní ovlivnění oxidu uhličitého v jeskyni v období potlačené ventilace (Balcarka, Moravský kras)
Anthropogenic influence on carbon dioxide in cave during period of limited ventilation (Balcarka Cave, Moravian Karst)
Marek Lang, Jiří Faimon 99

Charakteristika anomálního skapu v Punkevních jeskyních (Moravský kras)
Characteristics of anomalous drip in Punkva caves (Moravian Karst)
Pavel Pracný, Jiří Faimon, Ludvík Kabelka 103

Alkálie v břidlicích rozstáňského souvrství těžených ve velkolomu Mokrá (Moravský kras)
Alkali elements in shales of the Rozstání Formation extracted from the Mokrá Quarry (Moravian Karst)
Jindřich Štelcl, Jiří Zimák, Roman Donocik 107

STUDIUM SPODNOBADENSKÝCH BAZÁLNÍCH KLASTIK V OBLASTI PODZEMNÍHO ZÁSOBNÍKU PLYNU LOBODICE

The study of the Lower Badenian (Miocene) basal clastic sediments in Lobodice underground gas storage area

David Blaško[1], Slavomír Nehyba[1], Anita Bartakovics[2]
[1] Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 309581@mail.muni.cz
[2] RWE Gas Storage s. r. o., Geo-services, Pražská 158, 642 00 Brno

(24-24 Prostějov)

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Lower Badenian sediments, facies analysis, clast petrography and provenance

Abstract
The depositional environment and the provenance of the Lower Badenian basal clastics in the area of Lobodice subsurface gas storage were described during the studies of these sediments.
Drill cores of Lobodice wells were studied in the total length of 110 m for the purpose of depositional environment evaluation. The textures and structures were described on these cores and on this basis three lithofacies were recognized. The lithofacies A is represented by grey matrix supported, granule conglomerate, very poorly sorted. This lithofaces has been interpreted as the product of deposition of a coarse grained delta. The lithofacies B is formed by fine and medium sandstone with ripple cross lamination, very well sorted sandstone. This facies was interpreted as the result of a relatively low energy of traction current, probably deposited in marine environment. The lithofacies C is formed by greyish clay siltstone, locally with planar lamination and common bioturbation. The lithofacies C was interpreted as the product of deposition in the offshore condition (outer part of the shelf?).
The results of pebble analysis and analysis of the chemistry of garnets and rutiles were used for the evaluation of the source areas of the Lower Badenian basal clastics.
Pebble analysis shows that the studied Lower Badenian clastics are polymict. Grey limestones dominate in the pebble spectra and also often represent the largest clasts. Light-coloured limestones, shales and graywackes (most probably Culmian), quartzes and dolomites are relatively common. The content of pebbles of crystalline rocks is relative low. These results indicate the prevalence of sedimentary rocks in the source area and/or recycling of the source material. This results together with garnet and rutile analysis point to the source from the Culmian rock of Drahanská Vrchovina Upland and Nízký Jeseník Highland (especially the rocks of the Myslejovice Formation) and also probably from the Carpathian Flysch Belt.

Úvod

Vrtný průzkum v oblasti obce Lobodice v Hornomoravském úvalu začal již v roce 1958. Během následujících téměř 50 let bylo na tomto území odvrtáno celkem 62 sond, které poskytly četné údaje především o sedimentech střední části karpatské předhlubně. Část jader byla archivována, ale v důsledku záplav v oblasti Podzemního zásobníku plynu Lobodice se do dnešní doby dochovalo pouze 110 m jader, ovšem se značným postižením stavebních znaků sedimentu. Některé výsledky zpracování těchto jader jsou náplní předloženého příspěvku. Výsledky studia bazálních klastik byly dále využity při reinterpretaci 3D reflexní seismiky naměřené v roce 2010 a také při tvorbě geologického modelu.

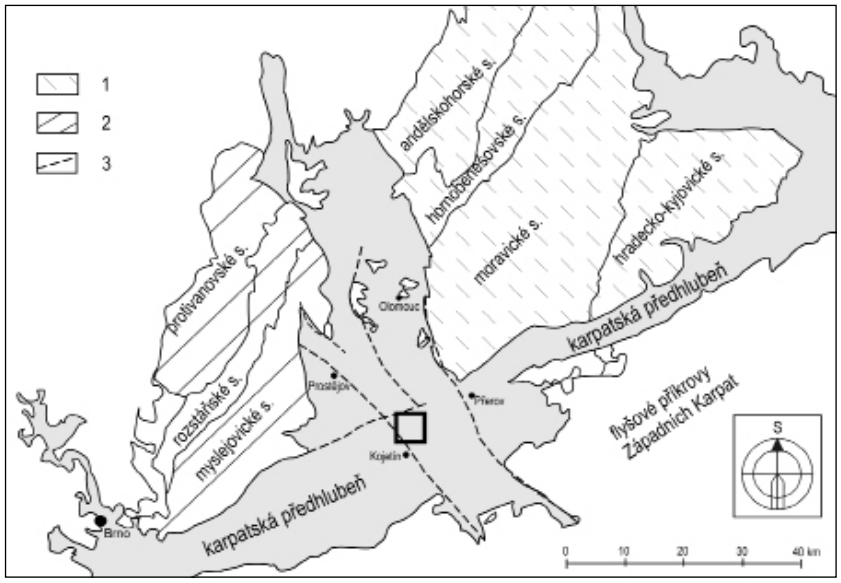
Geologická situace

Karpatská předhlubeň na Moravě je součástí periferních alpsko-karpatských pánví v předpolí flyšových jednotek. Dnes zabírá větší části moravských úvalů, Vyškovské a Moravské brány, Ostravsko, Opavsko a pokračuje na J do molasové zóny Rakouska a na S do karpatské předhlubně Polska. Neogenní sedimenty předhlubně na Moravě jsou v převážné míře v autochtonní pozici, buď před čelem příkrovů, na nich nebo pod nimi. Částečně jsou také v paraautochtonní pozici nebo byly zavrásněny do čel příkrovů (Brzobohatý – Cicha 1993). V raných fázích vývoje karpatské předhlubně (eggenburg, ottnang) zřejmě vystupovala zájmová oblast dnešního Hornomoravského úvalu jako nezaplavená elevace. Nejstarší výplň karpatské předhlubně v blízkém okolí zájmové oblasti je stratigraficky řazena ke karpatu. Karpatské sedimenty jsou známé v. od Lobodic, např. z vrtu Vlkoš 1 (Brzobohatý et al. 2003). Sedimentační prostor Hornomoravského úvalu v období spodního badenu vytvářel záliv, který bezprostředně souvisel se samotnou pánví (Zapletal 2004, 2005). Pliocenní a kvartérní denudace však tyto sedimenty postihla značnou měrou, takže dnes pozorujeme pouze relikty výplně karpatské předhlubně (Brzobohatý – Cicha 1993).

Spodnobadenská bazalní klastika v oblasti Lobodic jsou spojována s tzv. lobodickou strukturou, což je elevace předneogenního podloží, která byla při spodnobadenské transgresi zaplavena. Ve vrstevním sledu jsou spodnobadenská bazální klastika následována sedimentací badenských vápnitých jílů – „téglů", což dokumentuje nárůst hloubky depozičního prostředí (Buday – Paulík 1959; Onderka 1992; Svatuška et al. 1989). Schematická mapa studované oblasti je na obrázku 1.

Metodika

Předmětem studia byla vrtná jádra z lobodických vrtů. Popsána byla vrtná jádra v celkové délce 110 m. Sedimenty byly klasifikovány podle Kukala (1985) a byly u nich



Obr. 1: Schematická mapa širšího okolí studované oblasti (modifikováno podle Chába et al. 2007). Studovaná oblast je označena čtvercem. 1 – jesenický kulm, 2 – drahanský kulm, 3 – zlomy. Šedou barvou je vybarvena oblast karpatské předhlubně.
Fig. 1: Schematic map of the broader surroundings of the studied area (according to Chába et al. 2007). The study area is marked by square. 1 – the Jeseniky Culm, 2 – the Drahany Culm, 3 – faults. The grey color marks the area of the Carpathian Foredeep.

popsány texturní a strukturní znaky. Na tomto základě byly následně vyčleněny litofacie. Následná interpretace litofacií byla zpracována podle Kukala (1986), Mialla (1996) a Nicholse (1999).

K petrografické analýze bylo vybráno osm vzorků vrtných jader badenských bazálních klastik z pěti vrtů (Lo-7, Lo-41, Lo-45, Lo-54, Lo-56). U každého vzorku bylo v průměru určeno 97 klastů o velikosti nad 4 mm (osa a). Zaoblení bylo hodnoceno dle Powerse (1953). Vzhledem k průmyslovému využití předmětných sedimentů soukromou společností jsou konkrétní údaje o vrtech a hloubkách důvěrnou informací.

Na čtyřech vybraných vzorcích bazálních klastik byl analyzován chemismus granátu (celkem 36 analyzovaných zrn) a rutilu (celkem 13 analyzovaných zrn). Počet zrn je roven počtu analýz. Analýzy byly provedeny pomocí elektronové mikrosondy CAMECA SX 100 na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PřF MU.

Výsledky faciální analýzy a interpretace

V rámci studovaných jader byly vyčleněny 3 litofacie. Litofacie A je na bázi sedimentárního sledu a má největší zastoupení. Z celkové délky popsaných jader tvořila 83 %. Jedná se o světle šedý až bělavě šedý, špatně vytříděný drobnozrnný slepenec až štěrčík, nestejnoměrně zrnitý a proměnlivě zpevněný s maximální velikostí valounů 2 až 7 cm (množství je přibližně do 5 %). Výjimečně jsou přítomny valouny o velikosti až 10 cm. Ve štěrcích jsou často přítomny intraklasty vápnitých jílovitých prachovců, velké až 3 cm (maximální osa a). Valouny jsou zejména subangulární a suboválné. Ve zpevněných polohách je rozeznatelná podpůrná struktura písčité základní hmoty, výjimečně se objevuje i podpůrná struktura klastů. Facie vytváří polohy mocné od několika metrů až po desítky metrů. Střední velikost zrna se pohybuje v rozmezí od 1,7 do 3,6 mm. Vytřídění je špatné až velmi špatné (σ = 1,7–2,6). Množství písčité frakce se pohybuje mezi 12 a 34 %. Prachovitá frakce je mezi 1 a 22 %. U dvou vrtů byl rozpoznán trend zjemnění do nadloží (v řádu několika m).

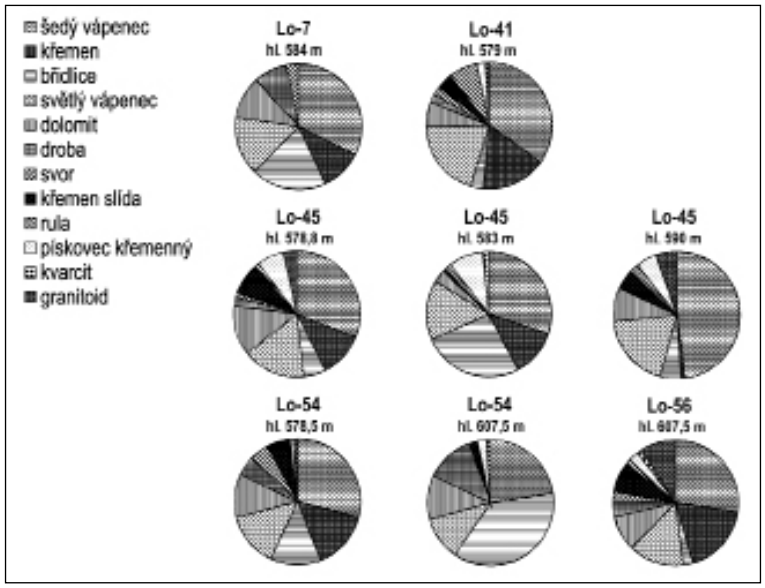
Zastoupení litofacie B je 0,3 %. Jedná se o světle šedý, slídnatý, čeřinovitě laminovaný, jemnozrnný až střednozrnný pískovec. Střední velikost zrna dosahuje hodnoty 0,195 mm. Vytřídění je velmi dobré (σ = 0,15). Pyritické konkrece jsou časté. Litofacie tvoří pouze 30 cm mocnou vrstvu.

Litofacie C tvoří 16,6 %. Je tvořena světle šedým až bělavě šedým jílovitým prachovcem. Prachovec je místy masivní, jindy horizontálně laminovaný nebo se rytmicky střídají relativně hrubozrnnější tmavé vrstvičky a vrstvičky světlejší a jemnozrnnější o mocnostech max. několika cm. Místy byl zjištěn vyšší podíl písčité frakce. Litofacie C vytváří polohy od několika centimetrů až po několik metrů. Velmi častá je bioturbace. Objevují se i schránky měkkýšů a rybí zbytky. Střední velikost zrna je v rozmezí 0,009 až 0,028 mm. Vytřídění je velmi dobré (σ = 0,008–0,02).

Relativně špatné vytřídění, častá podpůrná struktura písčité matrix, masivní charakter, četné intraklasty jílovitého prachovce, by mohly spojovat litofacii A se sedimentací z nekohezivních úlomkotoků. Přítomnost zaoblených valounů relativně široké provenience by mohla ukazovat na jejich předchozí fluviální transport. Vzhledem k poznatkům o spodnobadenské sedimentaci z přilehlých oblastí karpatské předhlubně jsou sedimenty litofacie A interpretovány jako produkty depozice hrubozrnné delty. Litofacie B ukazuje na trakční sedimentaci ve spodním proudovém režimu v mělkovodním/mělkomořském prostředí. Přesto, že kvalita vrtného jádra nedovolila jednoznačnou identifikaci typu čeřin, jsou tyto struktury spojovány s činností vlnění (dobré vytřídění, pozice v rámci depoziční sukcese). Litofacie C je spojována se sedimentací v rámci mělkého moře. Výrazné zastoupení jílovité a prachovité frakce, rytmicita, horizontální laminace, četné bioturbace a občasné vložky jemnozrnného písku ukazují na rozdíly v rychlosti přínosu materiálu a podmínek sedimentace. Vyšší mocnost sedimentů litofacie C je pak spojována spíše s distálnějšími partiemi mělkého moře („vnější šelf"). Střídání těles facie A a facie C může být spojováno s bazálními partiemi hrubozrnné delty („bottomset" či „toeset").

Výsledky petrografie a interpretace

Výsledky petrografické analýzy jsou prezentovány na obrázku 2. Z výsledků petrografické analýzy vyplývá,



Obr. 2: Výsledky valounové analýzy. U metráže vzorků byla z důvodu utajení dat přičtena hodnota x.
Fig. 2: The results of clast petrography analysis. The depth of samples was changed by the same value for data secrecy purposes.

že se jedná o slepence polymiktní. Největší zastoupení mají ve vzorcích šedé (zřejmě devonské) vápence (od 21 do 48 %). Klasty vápenců jsou především oválné až suboválné. Poměrně vysoké zastoupení ve všech vzorcích má také světlý (zřejmě jurský) vápenec (od 10 do 20 %), jehož valouny jsou také oválné až suboválné. Sedimentární břidlice (od 3 do 35 %) a droby (od 0 do 12 %) byly více zastoupeny ve vzorcích v s. části lobodické oblasti. Jejich valouny byly suboválné až oválné. Dále byly ve vzorcích zastoupeny především subangulární valouny křemene (od 0 do 18 %).

Z dobrého zaoblení valounů šedého vápence by bylo možné předpokládat jejich delší transport, ovšem rychlost zaoblení vápenců je relativně značná (Kukal 1983), což znamená, že vápence nemusely prodělat transport výrazně dlouhý. Současný povrchový výskyt vápenců devonského stáří v blízkosti zájmové oblasti je ve formě individuálních výchozů přibližně na území mezi městy Prostějov, Olomouc a Přerov – přibližně 15 km sz. až sv. od studované oblasti (Dlabač – Menčík 1964).

Podobná situace se zaoblením je také u světlých vápenců. Jejich zdrojovou oblastí by mohly být jurské vápence, jejichž současný povrchový výskyt je přibližně 25 km jv. od zájmové oblasti.

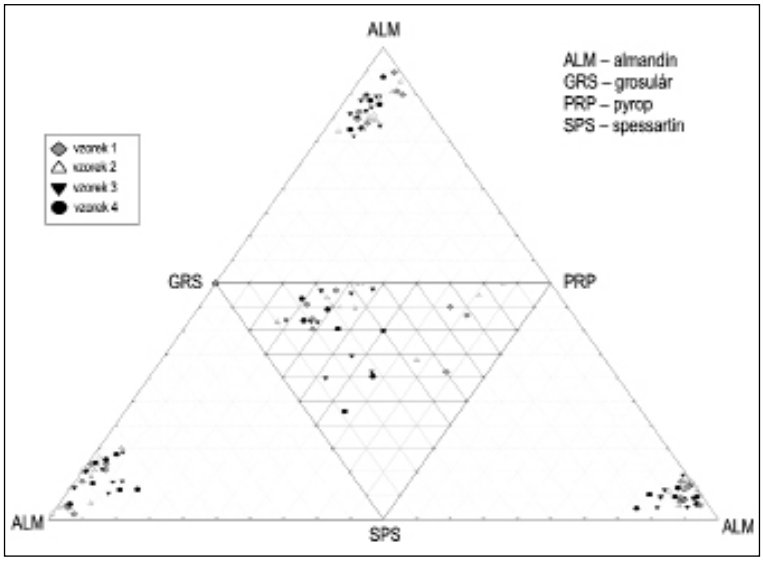
Suboválnost až oválnost valounů kulmských sedimentárních břidlic a drob naznačují delší transport, ovšem tyto horniny se zaoblují také relativně rychle (Kukal 1983). Ze zaoblení, výskytu především v s. části zájmové oblasti, ze zjištěné převahy břidlic nad drobami ve valounovém materiálu a z polohy současného povrchového výskytu kulmských hornin lze předpokládat, že materiál byl primárně přinášen z oblasti myslejovického souvrství Drahanské vrchoviny (především spodní části souvrství) a moravického souvrství kulmu Nízkého Jeseníku. Nejbližší výskyt hornin myslejovického souvrství je v současnosti vzdálen přibližně 13 km z. směrem a horniny moravického souvrství přibližně 13 km sv. směrem.

Křemenné valouny jsou výrazně odolnější vůči opracování než valouny vápenců. Ve studovaném případě jsou převážně subangulární. Možným primárním zdrojem jsou horniny krystalinika (např. horniny masivu hornomoravského úvalu, dle Dudka 1980). V případě valounů křemene je však obvykle nutno uvažovat možnost redepozice ze starších sedimentů, např. z račických a lulečských slepenců myslejovického souvrství, případně slepenců hornobenešovského souvrství. Na případnou redepozici by mohla ukazovat přítomnost valounů granitoidů. Ty jsou nalézány především v j. části lobodické oblasti, kde tvoří do 9 % valounové frakce.

Porovnání složení vzorků ve vertikálním sledu bylo možné u dvou sond. Z porovnání vyplývá, že do nadloží přibývá křemenných valounů. Nárůst role křemene směrem vzhůru v sedimentárním sledu může odrážet vyšší roli redepozice a recyklace ve zdrojové oblasti.

Analýza granátů a interpretace

Podle dosažených výsledků chemismu granátů byly vyčleněny 3 skupiny. Na obrázku 3 jsou znázorněny výsledky chemismu detritických granátů ze 4 analyzovaných vzorků odebraných z litofacie A. První a dominantní skupinou granátů jsou grosulár–almandiny s variabilní pyropovou a spessartinovou komponentou: $PRP_{(4-16)}$, $SPS_{(0-19)}$, $ALM_{(56-77)}$, $GRS_{(11-28)}$, $AND_{(1-4)}$. Tato skupina tvoří



Obr. 3: Výsledky analýzy granátů zobrazené v ternárním diagramu.
Fig. 3: The results of garnet analysis displayed in a ternary diagram.

72 % z celkového počtu analyzovaných zrn. Grosulár–almandiny s variabilní pyropovou a spessartinovou komponentou jsou obsaženy ve všech čtyřech vzorcích. Druhá skupina je tvořena almandiny se zvýšenou pyropovou komponentou: $PRP_{(6-16)}$, $SPS_{(3-11)}$, $ALM_{(68-83)}$, $GRS_{(2-10)}$, $AND_{(1-3)}$. Tato skupina tvoří 22 % z celkového počtu analyzovaných zrn. Tato skupina byla identifikována ve všech studovaných vzorcích. Třetí skupinu tvoří grosuláry: $PRP_{(0)}$, $SPS_{(0)}$, $ALM_{(0)}$, $GRS_{(99-100)}$, $AND_{(0-1)}$. Tato skupina tvoří 6 % z celkového počtu analyzovaných zrn.

Vzhledem ke zjištění výrazného zastoupení kulmského materiálu ve valounech studovaných spodnobadenských klastik byly výsledky studia granátu porovnávány s výsledky prací Čopjakové (2007), Otavy – Gilíkové (1999) a Otavy et al. (2000, 2002). Čopjaková (2007) ve své práci vyčlenila významnou skupinu grosulár–almandinových granátů s variabilním obsahem pyropů a spessartinů. Tato skupina v podstatě odpovídá nejpočetnější skupině granátů lobodických vzorků. Z tohoto porovnání vyplývá, že analyzované granáty jsou podobné granátům ze spodní části myslejovického souvrství drahanského kulmu. Nejbližší povrchový výskyt spodní části myslejovického souvrství je v současnosti vzdálen přibližně 13 km z. směrem od studované oblasti. Srovnání s dalšími souvrstvími kulmu jsou méně prokazatelná, ale lze konstatovat, že jistá podobnost charakteru chemismu granátů je s granáty z hornin protivanovského souvrství drahanského kulmu analyzovaných Otavou et al. (2000) a Hartleym – Otavou (2001) a s granáty z hornin hornobenešovského souvrství jesenického kulmu analyzovaných Hartleym – Otavou (2001), Otavou – Gilíkovou (1999), Otavou et al. (2002). Nejbližší povrchový výskyt protivanovského souvrství je v současnosti vzdálen přibližně 40 km sz. směrem od zájmové oblasti a výskyt hornobenešovského je 25 km s. od studované oblasti.

Pro spodnobadenské sedimenty byla předpokládána provenience také z hornin karpatské orogenní fronty (Nehyba – Buriánek 2004). Z výsledků valounové analýzy a výskytu světlých vápenců lze také předpokládat zdrojový materiál z oblasti flyšového pásma Západních Karpat. Porovnáním s výsledky studia chemismu detritických granátů z krosněnského souvrství (Stráník et al. 2007) byla zjištěna podobnost s charakterem granátů ze sedimentů lobodické oblasti, ovšem pro potvrzení bude třeba dalších analýz.

Analýza rutilů a interpretace

Rutil je velmi stabilní minerál, jehož výrazný výskyt v sedimentech ukazuje často na opakovanou resedimentaci. Koncentrace Fe se pohybuje v rozmezí 1 030 až 8 210 ppm, z čehož lze usuzovat na původ rutilů v metamorfovaných horninách. Obsah Cr a Nb bylo možné porovnat u 10 analyzovaných rutilů. Výsledky porovnání ukazují, že pouze jeden rutil má kladné hodnoty logaritmu Cr/Nb a je tedy nejspíše metamafického původu. Zbylých devět rutilů je metapelitického původu (Zack et al. 2004; Triebold et al. 2007).

Všechny analyzované vzorky rutilů jsou metamorfního původu, což ukazuje na původ rutilů spojený především s opakovanou resedimentací. Jako pravděpodobné zdrojové horniny se tedy jeví horniny drahanského a jesenického kulmu.

Závěr

Z výsledků faciální analýzy vyplynulo, že litofacie A byla interpretována jako pravděpodobný produkt depozice hrubozrnné delty. Litofacie B je analyzována jako sediment uložený relativně nízkoenergetickým prouděním nejspíše v mořském prostředí. Litofacie C byla interpretována jako sedimenty nejspíše distálnějších partií mělkého moře.

Petrografická analýza ukázala, že studovaná spodnobadenská klastika jsou polymiktní. Výsledky valounové analýzy ukazují na dominantní zastoupení sedimentárních hornin ve zdrojové oblasti a na recyklaci zdrojového materiálu. Interpretace petrografie a výsledků analýzy granátů ukázaly jako možný zdrojový materiál horniny kulmu Drahanské vrchoviny, kulmu Nízkého Jeseníku a také horniny flyšového pásma Západních Karpat. Jako nejpravděpodobnější se z porovnání chemismu granátů jeví horniny spodní části myslejovického souvrství. Tyto výsledky podpořila i analýza rutilů.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu GA ČR 205/09/0103. Za recenzi a připomínky k textu děkujeme M. Hanáčkovi a J. Otavovi.

Literatura

Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (ed.): Geologie Moravy a Slezska, Moravské Zemské Muzeum a Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity Brno, 123–128. Brno.

Brzobohatý, R. – Cicha, I. – Kováč, M. – Rögl, F. (2003): The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. – Masaryk University, Brno.

Buday, T. – Paulík, J. (1959): Závěrečná zpráva Lobodice. – MS Geofond. Praha.

Čopjaková, R. (2007): Odraz změn provenience v psefitické a psamitické frakci sedimentů myslejovického souvrství. – Disertační práce, MS Masarykova univerzita. Brno.

Dlabač, M. – Menčík, E. (1964): Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. – Rozpravy Československé Akademie Věd, Řada matematických a přírodních věd, 74, 1. Praha. 58 str.

Dudek, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno –Vistulicum. – Rozpravy Československé Akademie Věd, Řada matematických a přírodních věd, 90, 8, 1–85. Praha.

Hartley, A. J. – Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – Journal of the Geological Society, London, 158, 137–150.

Cháb, J. – Stráník, Z. – Eliáš, M. (2007): Geologická mapa ČR 1 : 500 000. – ČGS. Praha.

Kukal, Z. (1983): Rychlost geologických procesů. – Academia. Praha. 280 str.

Kukal, Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. – ÚÚG. Praha. 80 str.

Kukal, Z. (1986): Základy sedimentologie. – Academia. Praha. 466 str.

Miall, A. D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. – Springer Verlag. Berlin. 582 pps.

Nehyba, S. – Buriánek, D. (2004): Chemismus detritických granátů a turmalínů-příspěvek k určení provenience jemnozrnných neogenních sedimentů karpatské předhlubně. Acta Musea Moraviae, Sci. geol., Brno: MZM Brno, LXXXIX, 1, 149–159.

Nichols, G. (1999): Sedimentology and stratigraphy. – Blackwell Science. Oxford. 355 pps.

Onderka, V. (1992): Zhodnocení ložiskové struktury Lobodice z hlediska skladování svítiplynu a zemního plynu. – MS, disertační práce, PřF UK, Praha.

Otava, J. – Gilíková, H. (1999): Correlation of Lithological Markers within the Moravian-Silesian Culm. – GeoLines, 8, 51, 53–55, Praha.

Otava, J. – Sulovský, P. – Čopjaková, R. (2000): Změny provenience drob drahanského kulmu: statistické posouzení. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999, 7, 94–98.

Otava, J. – Čopjaková, R. – Sulovský, P. (2002): Drahanský kulm – odraz hlavních změn provenience v asociaci klastických granátů a těžkých minerálů. – Moravskoslezské paleozoikum 2002, abstrakty, 27–28, Brno.

Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Research, 23, 117–119.

Stráník, Z. – Hrouda, F. – Otava, J. – Gilíková, H. – Švábenická, L. (2007): The Upper Oligocene–Lower Miocene Krosno lithofacies in the Carpathian Flysh Belt (Czech Republic): sedimentology, provenance and magnetic fabrics. – Geologica Carpathica 58, 4, 321–332.

Svatuška, M. – Brandejská, D. – Jonáš, J. – Mylonasová, E. (1989): Geologická analýza struktury. – MS, VÚGI Brno.

Triebold, S. – von Eynatten, H. – Luvizotto, G. L. – Zack, T. (2007): Deducing source rock lithology from detrial rutile geochemistry: An example from the Erzgebirge, Germany. – Chemical geology, 244, 421–436.

Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – Sedimentary Geology, 171, 37–58.

Zapletal, J. (2004): Příspěvek k paleogeografickému vývoji sedimentace spodního badenu na střední Moravě. – Scripta. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk Brun. Geology, vol. 31–32, 87–98. Brno.

Zapletal, J. (2005): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu. – Geologické Výzkumy Moravy a Slezska v r. 2004, 12, 69–71.

VÝSLEDKY MIKROPALEONTOLOGICKÉ REVIZE ŠARATICKÝCH CF VRTŮ

Results of micropalaeontological revision of Cf boreholes from Šaratice

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

(24–43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Flysch Belt, Paleogene, biostratigraphy, Foraminifera

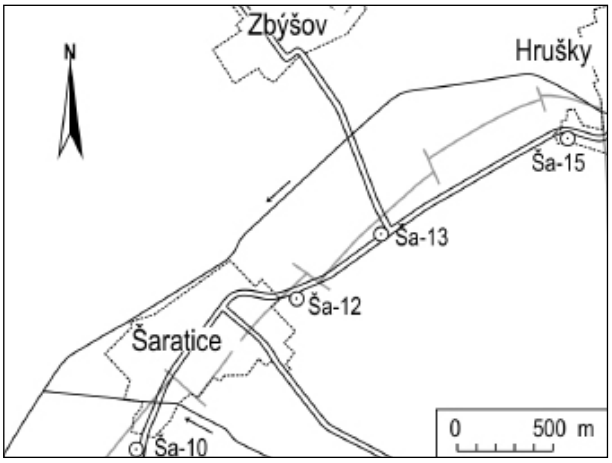
Abstract
Restudy of archive foraminifer slides from Šaratice boreholes and new field observations allowed revision of the geology in the margin of the Carpathian Flysch Belt southeast of Brno. In the marginal zone originally assigned to the Němčice Formation newly three different formations were distinguished: Pouzdřany Formation of the Pouzdřany Nappe, and Němčice and Menilite formations of the Ždánice Nappe. Planktonic foraminifers were applied in biostratigraphical assignment of samples. Benthic communities were statistically evaluated using cluster analysis. Each formation has distinct microfossil taphocoenosis and characteristic benthic foraminifer community. Microfossil communities with abundant sponge spicules and diatom valves preserved in opal and also presence of small mollusc fauna and fish otoliths indicate that marginal zone of Ždánice Nappe was deposited little bit shallower than the more internal zones. Also lithology reflects different palaeoenvironment. Clays of the Menilite Formation are macroscopically undistinguishable from Hustopeče-type clays of the overlying Ždánice-Hustopeče Formation. The Ždánice-type sandstones are practically missing. Grey pelocarbonate concretions are frequent in both Menilite and Ždánice-Hustopeče formations. The marker lithologies of the Menilite Formation – the menilite chert and Dynów-type marlstone (or their analogues) – were not observed yet. Results of the revision show that the marginal zone of the Carpathian Flysch Belt in Šaratice area comprises tectonic slices of mentioned formations, the number and order of whose change from borehole to borehole.

Úvod

Vnější okraj karpatského flyšového pásma jv. od Brna na styku s karpatskou předhlubní charakterizuje relativně špatná odkrytost geologického podloží. Pelitické horniny na okraji příkrovů tvoří plochý reliéf zakrytý aluviálními sedimenty Litavy a jejích přítoků a táhlé svahy zakryté koluviálními sedimenty. Geologická stavba této oblasti se stala předmětem strukturního výzkumu provedeného v 50. letech Moravskými naftovými doly (Cílek 1957). V rámci tohoto výzkumu byla vyhloubena řada Cf vrtů, které provrtaly okraj flyšového pásma a zpravidla dosáhly miocenních sedimentů karpatské předhlubně v podloží. V původním popisu vrtů Ša-10, Ša-12 a Ša-13 zařadil V. Cílek jíly a jílovce okraje flyšového pásma k němčickým vrstvám. Geologické výsledky vrtů posloužily v 80. letech pro sestavení geologické mapy 24-431 Šlapanice v měřítku 1 : 25 000 (Brzobohatý et al. 1987). Nové geologické mapování brněnské aglomerace přehodnocovalo v téže oblasti dostupné geologické podklady pro zjištění geologické stavby okraje flyšového pásma. Od doby vyhloubení vrtů v roce 1955 uplynulo mnoho let, během kterých došlo k výraznému zpřesnění biostratigrafie i litostratigrafie karpatského flyše. Výrazně pokročila taxonomie paleogenních planktonických foraminifer, což stabilizovalo biostratigrafickou zonaci (Olsson et al. 1999; Pearson et al. 2006). V litostratigrafii bylo vyřešeno detailní členění menilitového souvrství do 4 členů dobře korelovatelných napříč tektonickými jednotkami. Tyto pokroky dávaly naději, že mikropaleontologická revize šlapanických Cf vrtů přinese detailnější členění okraje karpatského flyše v mapované oblasti.

Materiál

Východiskem revize byla mikrofauna z vrtů Ša-10, Ša-12, Ša-13 a Ša-15 (obr. 1) a textový popis vrtů (Cílek 1957). Mikrofauna ve Frankeho komůrkách (celkem 35 vzorků) je součástí mikropaleontologické hmotné dokumentace Moravských naftových dolů v Hodoníně. Součástí hmotné dokumentace jsou i další vzorky patřící k laaskému souvrství z podloží karpatských příkrovů, které nebyly blíže studovány. Separovaná mikrofauna obsahuje v mnoha případech pyritová jádra foraminifer, pyritové výplně chodbiček (*Trichichnus*? isp.) a pyritové hlízky. Pyrit ve větší či menší míře podlehl rozkladu za vzniku žlutých pseudomorfóz (jarosit?) a jehličkovitých krystalků sádrovce. Kyselina sírová, která se při rozkladu pyritu uvolňuje,



Obr. 1: Schematická mapka se situací šaratických Cf vrtů a vyznačenou linií nasunutí karpatských příkrovů.
Fig. 1: Schematic map with situation of Šaratice Cf boreholes and overthrust line of Carpathian nappes.

znehodnotila mikrofaunu ve vzorcích s vysokým podílem pyritových objektů. V těchto vzorcích jsou původně vápnité schránky foraminifer přeměněny na bělavé sádrovcové (?) pseudomorfózy a morfologické detaily jsou ztraceny (např. textura stěny planktonu). Většina vzorků nicméně obsahuje dobře zachovalou, bohatou a diversifikovanou mikrofaunu bentických i planktonických foraminifer a dalších mikrofosilií (radiolarie, otolity, zuby a kosti ryb, dentikuly žraloků, drť mlžů, plžů a kelnatek, ostny ježovek, vzácně ostrakody a mechovky).

Metodika

K metodice vrtání Cf vrtů je důležité poznamenat, že šlo o vrtání s nepřímým výplachem (counterflush). Vzorky získané touto technologií mají obvykle charakter kusového jádra malého průměru. Dá se předpokládat, že mikrofauna byla získána plavením těchto jader. Nebylo zjištěno, zda se zachoval nějaký horninový materiál z těchto vrtů. Taxonomie a biostratigrafické zhodnocení planktonických foraminifer bylo provedeno podle atlasů planktonu Olsson et al. (1999) a Pearson et al. (2006). Geologická interpretace vzorků, neboli zařazení k litostratigrafické jednotce, byla provedena na základě datování podle planktonických foraminifer, složení tafocenóz (zejména bentických foraminifer) a litologie uvedené v popisu vrtu. K ověření geologické interpretace byla provedena shluková analýza tafocenóz pomocí softwarového balíčku statistických metod PAST 2.17 (viz Hammer et al. 2001). Pro statistické zpracování byla upravena distribuční tabulka mikrofauny (tab. 2). Z analýzy byly vyloučeny taxony s ojedinělými výskyty, prokazatelné redepozice a kontaminace. Semikvantitativním datům byly v analýze přiřazeny numerické hodnoty: x + cf = 1, F = 2, A = 3, D = 4. Použita byla shluková analýza s algoritmem párových skupin a euklidovským měřením vzdálenosti.

Tafocenózy mikrofauny

Ve studovaném souboru vzorků bylo zjištěno 60 druhů planktonických foraminifer a více než 133 druhů bentonických (výběr významnějších druhů je v tabulkách 1 a 2). Tafocenózy foraminifer lze empiricky – na základě mikroskopického pozorování – rozdělit do tří základních skupin:

1) Relativně diversifikovaný plankton i bentos: plankton je zastoupen druhy *Turborotalia ampliapertura*, *Subbotina angiporoides*, *S. gortanii*, *S. yeguaensis*, v bentosu jsou typické druhy *Hoeglundina elegans*, *Ceratocancris eximius*, *Stichocibicides moravicus*, *Uvigerina* spp. aj. Foraminifery doprovází fauna drobných měkkýšů.

2) Středně diversifikovaný plankton i bentos: plankton reprezentují *Globigerina praebulloides*, *G. officinalis*, *Globoturborotalita ouachitaensis*, *G. gnaucki*, *Tenuitella brevispira*, *Turborotalia ampliapertura*, z bentosu jsou typické druhy *Bolivina crenulata* (často hojně), *Escornebovina* spp., *Virgulopsis tuberculatus*, *Globocassidulina subglobosa*, *Caucasina schischkinskayae*, *Valvulineria* sp., *Angulogerina* spp., *Biapertorbis* spp. Charakteristický je hojný výskyt kostí, šupin a zubů ryb.

3) Vysoce diversifikovaný plankton i bentos: plankton s *Catapsydrax unicavus*, *Subbotina angiporoides*, *S. eocaena*, *S. corpulenta*, *Globigerinatheka* spp., *Morozovella* spp., *Acarinina* spp., v bentické složce je typický výskyt *Vulvulina haeringensis*, *Plectina dalmatina*, *Recurvoides* sp., *Rhabdammina* sp., *Cribroparella pteromphalia*, *Linaresia* sp.1, *Uvigerina* spp. Často se vyskytují hojné radiolarie zachované ve formě neurčitelných křemitých jader.

Tyto tři skupiny lze na základě současných znalostí přiřadit konkrétním litostratigrafickým jednotkám: skupina 1 – pouzdřanské souvrství, 2 – šitbořické vrstvy menilitového souvrství, 3 – němčické souvrství. Některé ze studovaných vzorků obsahovaly tafocenózy s kombinací znaků tří výše zmíněných tafocenóz. Do jisté míry lze uvažovat o redepozici mikrofauny během sedimentace, v mnoha případech jsou však tafocenózy postiženy prokazatelnou kontaminací (viz obsáhlejší komentář v Diskusi).

Složení bentosu tafocenózy 1 (pouzdřanské souvrství) ukazuje na normání marinní prostředí na rozhraní sublitorálu a batyálu. Tafocenóza 2 (šitbořické vrstvy) je batymetricky obdobná, ale hojný až masový výskyt *Bolivina crenulata* ukazuje na snížený obsah kyslíku u dna. Tafocenóza 3 (němčické souvrství) častým výskytem aglutinovaných druhů ukazuje na horní až střední batyál a radiolarie poukazují na dobrou komunikaci s oceánem.

Biostratigrafie planktonických foraminifer

Společenstva planktonu v tafocenózách typu pouzdřanského souvrství lze biostratigraficky zařadit na pomezí eocénu a oligocénu v rozmezí biozón E15 (vyšší polovina) až O1. V těchto společenstvech se vyskytují druhy *Globorotaloides suterii*, *G. variabilis* a *Tenuitella brevispira* považované za oligocenní spolu se *Subbotina yeguaensis*, jejíž výskyt se udává do konce zóny NP16. Není jednoduché posoudit, zda jde o skutečný spoluvýskyt, nebo redepozici. Prokazatelně redeponované druhy (resp. kontaminace) ze spodního až středního eocénu se v těchto společenstvech vyskytují běžně.

V tafocenózách typu němčického souvrství lze rozlišit několik stratigrafických úrovní:

1) nejvyšší spodní až nižší střední eocén, interval zón E7–E9 (Ša-15/20–22 m);

2) vyšší střední eocén, interval zón E10–E13 (Ša-15/17–19 m);

3) nejvyšší střední až nejnižší svrchní eocén, interval od poloviny E13 po E14 (Ša-13/24–27 m);

4) nejvyšší svrchní eocén, zóna E16 (Ša-13/40–43 m).

Stejně jako v případě tafocenózy pouzdřanského typu jsou časté starší redepozice/kontaminace nejčastěji ze spodního eocénu, méně z paleocénu.

Tafocenóza typu šitbořických vrstev je provázena planktonem, který lze zařadit v rámci spodního oligocénu, interval zón O1–O2. Báze tohoto intervalu je daná známým oligocenním stářím šitbořických vrstev a její horní hranice posledním výskytem *Turborotalia ampliapertura*, která bývá v tafocenóze přítomna.

Tab. 1: Distribuce planktonických foraminifer ve studovaných vzorcích. Značky: x – vzácný, F – častý, A – hojný, D – dominantní, cf – nejistá determinace, R – přeplavený, K – kontaminace.
Tab. 1: Distribution of planktonic foraminifers in studied samples. Symbols: x – rare, F – frequent, A – abundant, D – dominant, cf – uncertain determination, R – reworked, K – contamination.

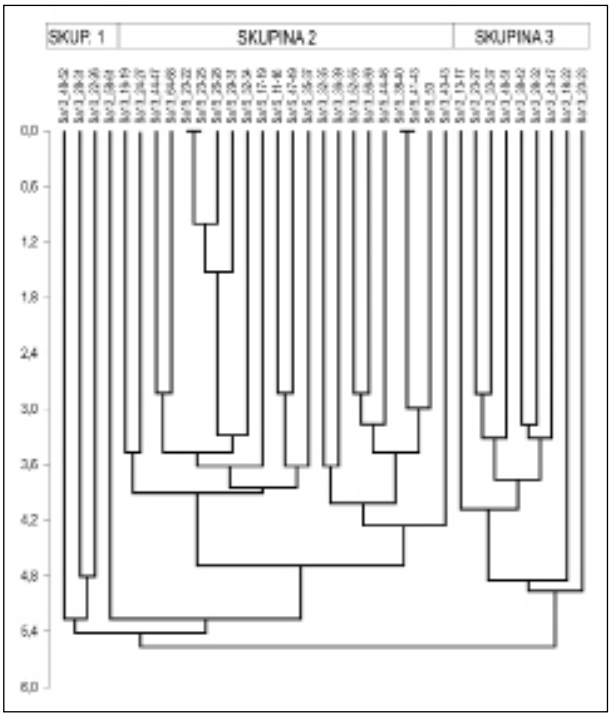
	Acarinina aquiensis (L. et T.)	*Acarinina boudreauxi* Fleisher	*Acarinina bullbrooki* (Bolli)	*Acarinina coalingensis* (C. et H.)	*Acarinina collactea* (Finlay)	*Acarinina cuneicamerata* (Blow)	*Acarinina boudreauxi* Fleisher	*Acarinina medizzai* (T. et B.)	*Acarinina pentacamerata* (Subbotina)	*Acarinina primitiva* (Finlay)	*Acarinina rohri* (B. et B.)	*Acarinina soldadoensis* (Brönnimann)	*Acarinina wilcoxensis* (C. et P.)	*Catapsydrax unicavus* Bolli	*Dentoglobigerina galavisi* (Bermúdez)	*Globigerina lentiana* Rögl	*Globigerina officinalis* Subbotina	*Globigerina praebulloides* Blow	*Globigerinatheka index* (Finlay)	*Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer)	*Globigerinoides trilobus* (Reuss)	*Globorotaloides eovariabilis* H. et P.	*Globorotaloides quadrocameratus* O. et al.	*Globorotaloides suteri* Bolli	*Globorotaloides variabilis* Bolli	*Globoturborotalita anguliofficinalis* (Blow)	*Globoturborotalita gnaucki* (B. et B.)	*Globoturborotalita ouachitaensis* (H. et W.)	*Guembelitrioides nuttalli* (Hamilton)	*Chiloguembelina* sp.	*Chiloguembelina wilcoxensis* (C. et P.)	*Igorina convexa* (Subbotina)	*Morozovella aequa* (C. et R.)	*Morozovella aragonensis* (Nuttal)	*Morozovella lensiformis* (Subbotina)	*Morozovella subbotinae* (Morozova)	*Obandyella bykovae* (Aisenstat)	*Paragloborotalia gr. semivera* (Hornibrook)	*Parasubbotina inaequispira* (Subbotina)	*Praemurica? lozanoi* (Colom)	*Praemurica* sp.	*Pseudohastigerina wilcoxensis* (C. et P.)	*Subbotina angiporoides* (Hornibrook)	*Subbotina corpulenta* (Subbotina)	*Subbotina eocaena* (Gümbel)
Ša10/22-26								x						x	x					x				A				x												F		
Ša12/13-17																	x	A									x	A														
Ša12/18-22																	x	F									x	A														
Ša12/23-27																		A									A	A														
Ša12/28-32														x		A	F	A									x	F		x												
Ša12/33-37																x	cf	x									x															
Ša12/38-42																	x	x									x	x														
Ša12/43-47																											A	x														
Ša12/48-52																		x	x					x		cf	x														x	x
Ša12/58-61			R	R		R		R	R			R						x													x				K		R		R		x	
Ša13/16-19																		A										x													F	
Ša13/20-23														x			x	A					cf				x	F													x	
Ša13/24-27																				x														R		R	R				x	A
Ša13/28-31														x					x						x				x											F	F	
Ša13/32-35		x					R							F								F					x											R		F	x	
Ša13/36-39														A																												
Ša13/40-43					R									x				A								F		x														
Ša13/44-47																	x	x									x															
Ša13/48-51																		D																								
Ša13/52-55																		cf																								
Ša13/56-59																x		x									cf												x			
Ša13/64-68																		x																								
Ša15/11-16		x					R							x				x																					R	x	x	x
Ša15/17-19	R		R			R					R	R	R	x							K						x														x
Ša15/20-22			x			x				x											K							x					x						x		x
Ša15/35-37														x									cf	K																		
Ša15/38-40														x																										x		
Ša15/41-43														x										cf																		
Ša15/44-46																								cf																		
Ša15/47-49														x									x																		x	
Ša15/50														cf																								x				

Diskuze

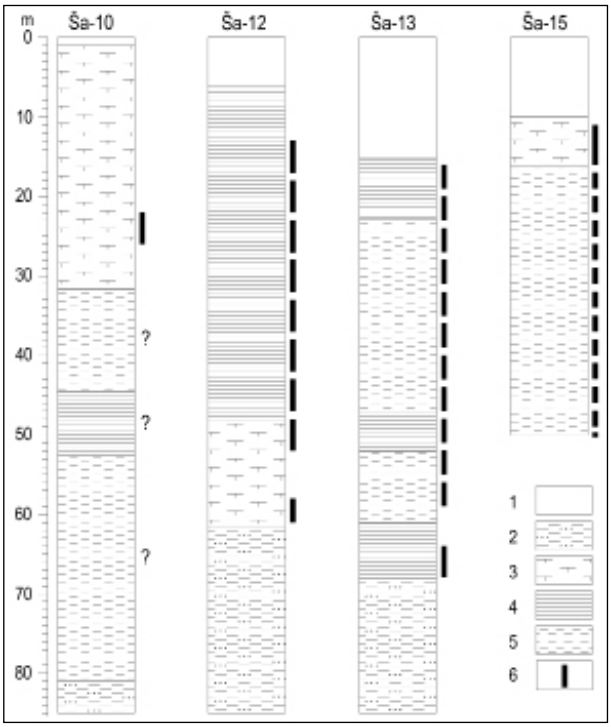
Jak je výše uvedeno, zařazení vzorků k litostratigrafickým jednotkám bylo provedeno na základě mikropaleontologického datování, charakteru tafocenóz a litologie. Pro potvrzení objektivity interpretace byla použita shluková analýza (viz metodika). U planktonických foraminifer nevedla analýza k použitelnému výsledku. Společenstvo planktonu je podobné u vzorků stejného stáří, tudíž nemůže rozlišit sedimenty pouzdřanského souvrství od němčického v případě stejného stáří (svrchní eocén). Navíc výsledek analýzy znehodnotily četné redepozice a kontaminace, které nelze spolehlivě odfiltrovat. Principielně je pro zařazení sedimentů k souvrstvím vhodnější bentos, který je závislý na faciálních odlišnostech (viz Tafocenózy mikrofauny). Výsledek shlukové analýzy skutečně potvrdil ve většině případů empirické zařazení podle bentosu, a to v 29 případech z 35 (obr. 2). Na místě je rozbor příčin jiného zařazení u 6 vzorků:

Ša-13/16–19 m. Chudé společenstvo planktonu (4 druhy) je doprovázeno chudým bentosem (10 taxonů). Plankton dovoluje zařazení v rozsahu střední eocén až oligocén. Bentos obsahuje některé prvky tafocenózy šitbořického i pouzdřanského typu. Podle popisu jádra šlo o tmavě šedý a šedohnědý písčitý jíl se „skořápkami zkamenělin" (ve výplavu zjištěny zbytky ostnokožců a mechovek). Podle litologie a vápnité makrofauny lze vzorek

Subbotina gortanii (Borsetti)	*Subbotina hagni* (Gohrbandt)	*Subbotina hornibrooki* (Brönnimann)	*Subbotina linaperta* (Finlay)	*Subbotina patagonica* (T. et K.)	*Subbotina roesnaesensis* O. et B.	*Subbotina sennii* (Beckman)	*Subbotina utilisindex* (J. et O.)	*Subbotina yeguaensis* (W. et A.)	*Tenuitella brevispira* (Subbotina)	*Tenuitellinata angustiumbilicata* (Bolli)	*Turborotalia altispiroides* Bermúdez	*Turborotalia ampliapertura* (Bolli)	*Turborotalia frontosa* (Subbotina)	*Turborotalia increbescens* (Bandy)
x								x				x		x
									x					
												x		
												cf		
												x		
									x			x		
x						x			x					
					R			x		x		x		
				R										
		R												
			F											
x								x		x		x		
x											R			
						R		x						
				R		R		x					R	
								x						
	x												x	
												x		
			x		x		x							
			x				x							
		R		x									x	



Obr. 2: Výsledek shlukové analýzy společenstev bentosních foraminifer.
Fig. 2: Result of the cluster analysis of the benthic foraminifer communities.



Obr. 3: Interpretace profilu vrtů na základě mikropaleontologie a litologie s vyznačením studovaných vzorků. 1 – kvartérní pokryv, 2 – laaské souvrství (jíly), 3 – pouzdřanské souvrství (slíny, jíly), 4 – šitbořické vrstvy menilitového souvrství (jíly), 5 – němčické vrstvy (jíly), 6 – vzorek.
Fig. 3: Interpretation of the borehole sections based on micropalaeontology and lithology with indicated position of samples. 1 – Quaternary cover, 2 – Laa Formation (clays), 3 – Pouzdřany Formation (marls, clays), 4 – Šitbořice Beds of the Menilite Formation (clays), 5 – Němčice Formation (clays), 6 – sample.

zařadit do pouzdřanského souvrství, tafocenóza je každopádně atypická a může být směsí fauny pouzdřanského a menilitového souvrství.

Ša-13/28–31 m. Nepříliš rozmanité společenstvo planktonu středního eocénu je doprovázeno bentosem typu pouzdřanského souvrství. Podle popisu šlo o tmavě zelenošedé a světle šedozelené vápnité jíly s pískovci a uhlím(?). Výskyt měkkýšů (*Spiratella* sp. a *Nucula* sp.) a hnědá jílovitá výplň schránek ukazují původ z pouzdřanských slínů. Mikrofauna je pseudoasociací pouzdřanského a němčického souvrství, přičemž litologie odpovídá němčickému.

Ša-13/52–55 m. Velmi chudá mikrofauna poškozená rozkladem pyritu obsahuje prvky tafocenózy šitbořického

Tab. 2: Distribuce bentických foraminifer a ostatní mikrofauny ve studovaných vzorcích. Značky viz tab. 1; o – taxony použité ve shlukové analýze.
Tab. 2: Distribution of benthic foraminifers and other microfossils in studied samples. For symbols see Tab. 1.; o – taxa used in cluster analysis.

	Almaena osnabrugensis (Roemer)	*Ammodiscus* sp.	*Ammonia* sp.	*Amphimorphina haueriana* Neugeboren	*Anomalinoides* sp.	*Angulogerina* sp.	*Aragonia aragonensis* (Nuttall)	*Asterigerina bartoniana* (Ten Dam)	*Asterigerinata planorbis* (Orbigny)	*Baggina dentata* Hagn	*Bathysiphon* sp.	*Biapertorbis biaperturatus* Pokorný	*Bolivina beyrichi carinata* Hantken	*Bolivina crenulata* Cushman	*Bolivina fastigia* Cushman	*Bulimina alsatica* Cushman et P.	*Bulimina arndti* Hagn	*Bulimina elongata* Orbigny	*Burseolina* sp. 1	*Cancris auriculus* (F. et M.)	*Cancris bavaricus* Knipscheer	*Caucasina schischkinskayae* (Samoil.)	*Ceratocancris eximius* (Rzehak)	*Cibicides* gr. *westi* (Howe)	*Cibicidoides eocaenus* (Gümbel)	*Cibicidoides lopjanicus* Mjatliuk	*Cibicidoides* spp.	*Clavulinoides* gr. *szaboi* (Hantken)	*Cribroparella pteromphalia* (Gümbel)	*Cycloforina ludwigi* (Reuss)	*Elphidium crispum* (Linné)	*Elphidium* sp.	*Escornebovina* spp.	*Fissurina* sp.	*Gaudryina* sp.	*Globocassidulina oblonga* (Reuss)	*Globocassidulina subglobosa* (Brady)	*Globulina gibba* Orbigny	*Glomospira gordialis* (J. et P.)	*Glomospira charoides* (J. et P.)	*Glomospirella gibbosa* Subbotina	*Guttulina* sp.	*Gyroidinoides altiformis* (S. et S.)	*Gyroidinoides girardanus* (Reuss)	*Hoeglundina elegans* (Orbigny)
		o		o	o	o					o	o		o	o	o	o	o				o	o				o	o					o	o	o	o		o	o	o	o
Ša10/22-26				x	x										x			cf				x				x				x			x					x			x	x
Ša12/13-17			K											F													x														x
Ša12/18-22	x					x					x		x	x												x					x				x					x
Ša12/23-27						x		x			x		D																											x
Ša12/28-32						x							A										x			x					x				x					
Ša12/33-37													A						x																					x
Ša12/38-42						x							A													x					x					K				
Ša12/43-47						x				x			A								x					x					x		x	x	x					
Ša12/48-52				x			x						x	x		x										x				x		x					x			x
Ša12/58-61			K												x		x									x	x	x		x			x	x		x	x				x
Ša13/16-19					x																																			x	
Ša13/20-23						x						x	x	A		cf		x			F	x		x		x	x				x	x			x	x			x		
Ša13/24-27											cf						x									x										K	K				
Ša13/28-31												x				x	x		x				x			x		x										x	x		x
Ša13/32-35																	x							x				x												x	x
Ša13/36-39											x						x										x	x													x
Ša13/40-43																		x								x	x	x								x					
Ša13/44-47																								x												x					
Ša13/48-51						x						x		D												x										x					x
Ša13/52-55		x																												x					cf					
Ša13/56-59																											x														
Ša13/64-68														x																					x					
Ša15/11-16																										x														x
Ša15/17-19		x			x																								K					x					x
Ša15/20-22									K																				K			x		x			x			
Ša15/23-25									K																				K			x		x			x			
Ša15/26-28			K						K																				K			x		x			x			
Ša15/29-31									K																				K			x		x			x			
Ša15/32-34									K		x																									x					x
Ša15/35-37									K																	x							x				x			x
Ša15/38-40									K																	x											x			x
Ša15/41-43									K																x	x											x			x
Ša15/44-46																											cf										x			x
Ša15/47-49																										x		x			x						x			x
Ša15/50															x													x			x						x			

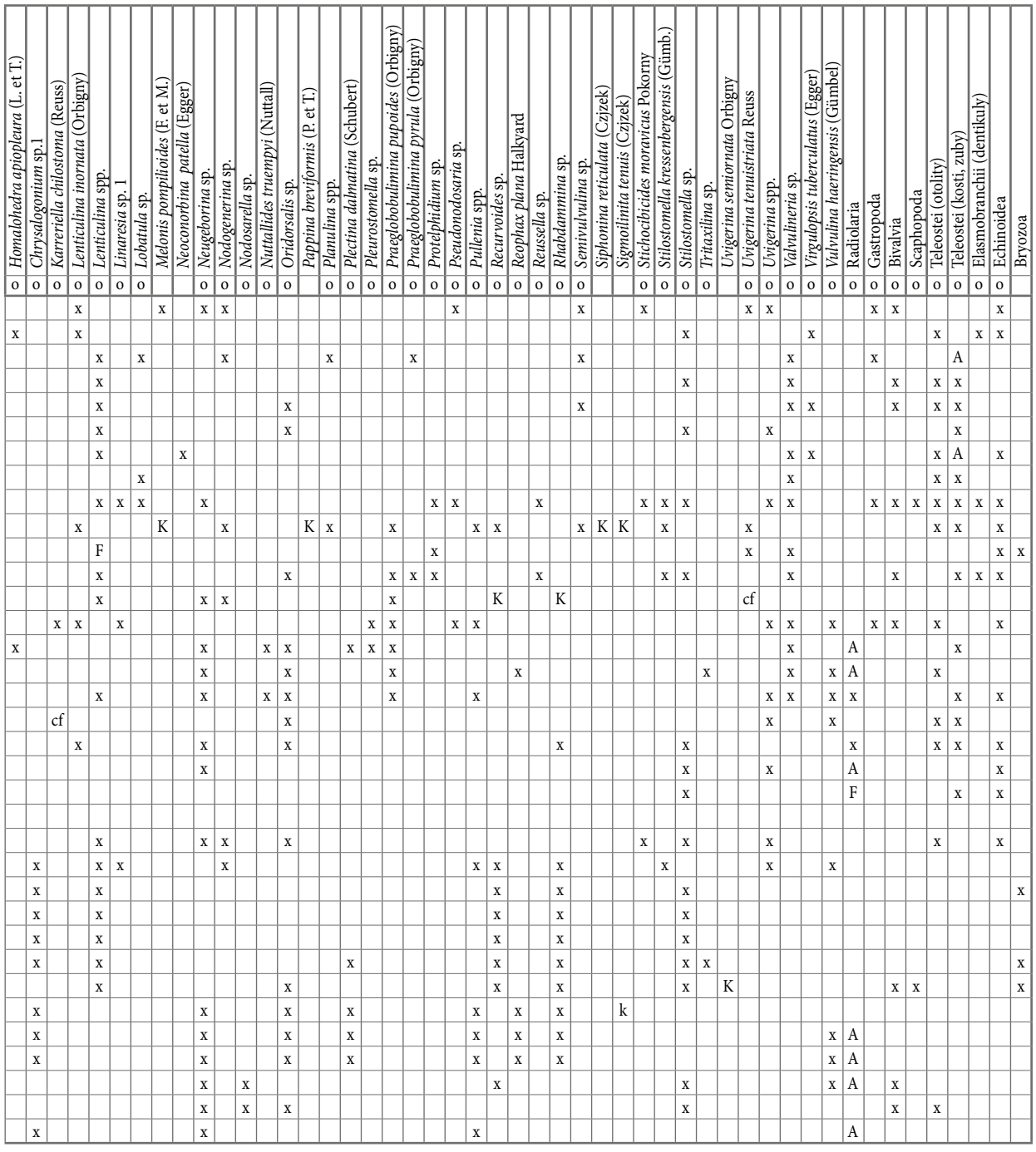
typu a zároveň hojná jádra radiolarií charakteristická pro němčické souvrství (pseudoasociace). Litologie – tmavě hnědošedý vápnitý jílovec a hnědošedý jíl – odpovídá spíše šitbořickým vrstvám.

Ša-13/56–59 m. Litologie popsána jako hnědošedý jíl, mikrofauna obdobná jako předchozí vzorek. Patrně jde o šitbořické vrstvy.

Ša-13/64–68 m. Velmi chudá mikrofauna obdobná jako u předchozích dvou vzorků, ale bez radiolarií. Litologie – tmavošedý a tmavě hnědošedý jíl – ukazuje opět na šitbořické vrstvy.

Ša-15/11–16 m. Eocenní subbotinový plankton je doprovázen bentosem s prvky pouzdřanského souvrství a drtí měkkýšů. Litologicky šlo o tmavě šedé a černošedé vápnité jíly, což upomíná rovněž na pouzdřanské souvrství. Na přiřazení do skupiny vzorků němčického souvrství shlukovou analýzou má pravděpodobně podíl kontaminace během vrtání.

Jako problematický se jeví rovněž vzorek Ša12/58–61 z pomezí skupiny 1 a 2 (obr. 2). Pseudoasociace mikrofauny obsahuje typické prvky bentosu pouzdřanského souvrství, ale plankton ukazuje na značnou příměs redepozic (?)



i kontaminaci (badenské a karpatské druhy). Litologicky je daný interval popsán jako světle šedozelené a tmavě zelenošedé jíly, což ukazuje spíše na němčické než pouzdřanské souvrství.

Pochopení problematiky redepozic a kontaminací má zásadní význam pro správnou geologickou a biostratigrafickou interpretaci vzorků. Prokazatelná kontaminace byla zjištěna ve vzorcích z vrtu Ša-15. Prakticky v celém profilu vrtu vzorky obsahovaly vedle paleogenních druhů i časté miocenní taxony charakteristické pro baden. Badenská mikrofauna byla zjištěna i v četných povrchových vzorcích (vyorávky jílů z polí, ruční vrty) odebraných během geologického mapování z okraje flyšových Karpat. Tato mikrofauna nepochází z předhlubně, protože na jejím v. okraji se vyskytuje laaské souvrství karpatu. Jejím zdrojem budou pravděpodobně relikty badenských sedimentů pokrývající vrcholy kopců v. od Šaratic. Jde patrně o štěrky s vložkami písků a jílů, jaké byly zjištěny i u Újezdu u Brna (Bubík et al. 1999). Vedle charakteristických badenských foraminifer *Obandyella bykovae*, *Elphidium crispum*, *Amphistegina* sp., *Asterigerinata planorbis*, *Ammonia viennensis*, *Ceratocancris haueri*, *Sigmoilinita*

tenuis, *Uvigerina semiornata* a úlomků mechovek obsahují i redepozici z karpatu (*Pappina breviformis*) a prakticky všech paleogenních souvrství pouzdřanské a ždánické jednotky. Ve vrtu Ša-15 pocházejí kontaminace velmi pravděpodobně ze žlutošedého drobnozrnného křemenného štěrku (1–5 m) a šedého vápnitého písčitého jílu (5–10 m) uvedených v původním popisu vrtu.

V úvahu je nutno vzít rovněž to, že vzorky reprezentují 2 až 4 m dlouhý interval vrtného jádra, což mohlo být vynuceno malým ziskem jádra a zároveň jeho malým průměrem používaným při „counterflush" vrtání. Sedimenty s vysokou převahou jílovců a jílů na okraji (bázi) příkrovů flyšového pásma jsou nepochybně tektonicky postiženy. Pokud se ve vzorkovaném intervalu střídaly tenké tektonické šupiny např. němčického a pouzdřanského souvrství, výsledkem by byly právě takovéto pseudoasociace jako ty diskutované výše. V takovémto případě ani není nutno uvažovat o redepozicích ze starších úrovní paleogénu, neboť i toto mohou být kontaminace způsobené smícháním různě starých hornin při vzorkování. Současné mikropaleontologické metodiky by mohly objasnit tyto spekulace i na základě velmi malých kousků jádra. To však nebylo k dispozici.

V případě vrtu Š-10 byl k dispozici jediný vzorek na foraminifery. Velká část profilu je interpretována pouze na základě litologie a tato interpretace nemusí být správná (obr. 3).

Zatím zůstává nevyřešené, proč nebyly v okrajové zóně zjištěny podrohovcové vrstvy, rohovcové vrstvy ani dynowské slínovce menilitového souvrství. Nabízí se spekulace, že v okrajové zóně ždánické jednotky mají tyto členy menilitového souvrství odlišnou litologii. Menilitové rohovce a dynówské slínovce jsou prakticky nezaměnitelné horninové typy, navíc odolné k zvětrávání. Jediným známým výskytem rohovce v okolí Šaratic je hnědošedý rohovec mocný 10 cm z vrtu Ša-15 (47,8–47,9 m) podle původního popisu Cílka (1957). Rohovec není označen jako menilitový a poloha se nachází v rámci němčického souvrství. Jádro není k dispozici. Zda se menilitové souvrství okrajové zóny ždánické jednotky skutečně litologicky liší, bude možné rozhodnout, až budou nalezeny stratigrafické ekvivalenty jeho členů.

Pro existenci faciálně odlišné okrajové zóny existují určité indicie zjištěné během podrobného mapování (Tomanová Petrová et al. 2013). Jíly šitbořických vrstev s charakteristickou mikrofaunou se makroskopicky nedaly odlišit od jílů hustopečského typu. Ždánicko-hustopečské souvrství je v této oblasti prakticky bez pískovců. Jíly hustopečského typu s egerskou foraminiferovou faunou obsahují hojné sklovitě průhledné jehlice hub a rozsivky. Ve vnitřnějších zónách ždánické jednotky křemité mikrofosilie prakticky chybí a zejména křehké rozsivky podlehly diagenezi vzhledem k nestabilitě opálu. To naznačuje, že sedimenty okrajové zóny ždánické jednotky se ukládaly v mělčím prostředí.

Závěr

Mikropaleontologická revize archivního mikropaleontologického materiálu z šaratických Cf vrtů dovolila zpřesnění jejich profilu a přinesla nové poznatky o strukturní stavbě a stratigrafii okraje flyšového pásma jv. od Brna. Oproti původnímu zařazení celé okrajové zóny flyšového pásma k němčickému souvrství (Cílek 1957) byly nově rozlišeny jednotky pouzdřanská (pouzdřanské souvrství) a ždánická (němčické a menilitové souvrství). Okrajová zóna je tvořena tektonickými šupinami, jejichž pořadí a počet se mění od vrtu k vrtu (obr. 3).

Poděkování

Autor děkuje Pavlu Hudcovi za zpřístupnění fosilního materiálu z depozitáře MND pro účel revize. Revize mikrofauny byla provedena v rámci projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnské aglomerace v měřítku 1 : 25 000).

Literatura

Brzobohatý, R. – Čekan, V. – Čtyroký, P. – Dvořák, J. – Eliáš, M. – Friáková, O. – Ivan, A. – Líbalová, J. –Machatková, B. – Otava, J. – Řeháková, Z. – Stráník, Z. (1987): Základní geologická mapa 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami, list 22-431 Šlapanice. – MS Česká geologická služba, Praha, 74 str., 10 příl.

Cílek, V. (1957): Zpráva o strukturním průzkumu v oblasti vněkarpatské pánve jižně od Nosislavi a u Šaratic. – MS Československé naftové doly Brno, 25 str., 5 příl.

Olsson, R. K. – Hemleben, Ch. – Berggren, W. A. – Huber, B. T. (1999): Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. – Smithsonian Contributions to Paleobiology, 85, 252 pp., Washington.

Pearson, P. N. – Olsson, R. K. – Huber, B. T. – Hemleben, C. – Berggren, W. A. (2006): Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. – Cushman Foundation Special Publication No. 41, 514 pp., Fredericksburg.

Bubík, M. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Předběžné výsledky geologické dokumentace rýhy plynovodu Újezd u Brna–Otnice. – Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1998, 47–51.

Hammer, Ø. – Harper, D. A. T. – Ryan, P. D. (2001): PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. – Palaeontologia Electronica, 4, 1, 1–9.

Tomanová Petrová, P. – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Franců, J. – Fürychová, P. – Gilíková, H. – Havlín, A. – Janderková, J. – Kociánová, L. – Kolejka, V. – Konečný, F. – Krejčí, O. – Krejčí, V. – Kryštofová, E. – Kunceová, E. – Otava, J. – Paleček, M. – Pecina, V. – Pecka, T. – Rez, J. – Sedláček, J. Mgr. – Sedláčková, I. – Skácelová, Z. – Švábenická, L. – Večeřa, J. – Vít, J. (2013): Vysvětlivky k základním geologickým mapám České republiky 1 : 25 000 24-431 Šlapanice. – MS Archiv České geologické služby, 216 str.

VÝZNAM VALOUNOVÝCH ANALÝZ LEDOVCOVÝCH SEDIMENTŮ PRO PALEOGEOGRAFICKÉ REKONSTRUKCE PLEISTOCENNÍHO KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ JESENICKA

Importance of clast petrological analyses of glacial sediments for palaeogeographical reconstruction of Pleistocene continental glaciation in the Jeseníky area

Martin Hanáček
Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: HanacekM@seznam.cz
Centrum polární ekologie, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Na Zlaté Stoce 3, 370 05 České Budějovice

(04-44 Javorník, 14-22 Jeseník)

Key words: clast petrology and provenance, continental glaciation sediments, advance directions of continental glacier, Pleistocene, Rychleby Mts. foothill, Zlaté Hory Highlands

Abstract
Sediments of Middle Pleistocene continental glaciation at the northern foothill of Rychleby Mts. and Zlaté Hory Highland contain clasts of local to Nordic provenance. Local clasts originating from crystalline units of the above-mentioned mountains prevail. These clasts have palaeogeographical importance for a local reconstruction of ice sheet advance directions. General advance direction from NW to SE has been reconstructed basing on local clasts in earlier studies (mainly Gába 1981a, b; Gába – Pek 1999). This interpretation has been based on the fact that the shares of clasts of rocks cropping primarily in NW part of the Rychleby Mts. decrease towards the SE. New, in this contribution presented, interpretation reconstructs the ice sheet advance generally from the North to the South, with variations conditioned by local landscape. Glacial sediments have at each site in the NW–SE direction petrological composition, which corresponds to the lithology of a mountain part south of the site of concern. Gierałtow orthogneiss clasts predominate in glacial deposits of the NW part of the main ridge forefield of Rychleby Mts. The share of amphibolites rises significantly in the forefield of the central part of the Rychleby Mts. main ridge. Feldspar and muscovite quartzites dominate in the area of Sokol Ridge and Zlaté Hory Highlands. The new interpretation presumes the colluvial, alluvial and fluvial transport of the debris towards the northern and north-eastern mountain forefield before the ice sheet advance. Ice sheet advancing from the North eroded and transported this debris towards the South. Preglacial sediments corresponded petrologically to the mountain parts, from which they originated. Thus, glacial sediments have petrological composition, which corresponds to the lithology of those mountain parts, which lies south of the sediment occurrence. Part of the debris has been transported by Nisa Kłodzka River from the West towards the East already before the glaciation.
The following pattern could be found in the petrological composition of the glacial sediments gravel fraction. Sediments with monotonous composition of local clasts contain low shares of Nordic and Poland clasts (~2–4 %). On the contrary, sediments with polymict composition of local clasts contain relatively high shares of Nordic and Poland clasts (up to 27 %). Monotonous and distant provenance poor sediments originated at places, where the source preglacial deposits must have been petrologically monotonous considering the lithology of source areas. Concurrently, morphologically conditioned preglacial accumulation of vast lithologically monotonous deposits took place at some places (proximal parts of mountain ridges and saddles foothill). Rather polymict and distant provenance clast rich sediments originated during the later phase of ice sheet decay. Debris from the whole ice sheet body, not only from the glacier base or its front, released to the depositional system at that time. Sites with these sediments are located beyond the mountain foothill, where mixing of debris originating from alluvial fans or rivers flowing form the mountain range took place. Petrologically by far more monotonous sediments have been deposited closer to the mountain foothill.
Quartz clasts are mostly of local origin and have together with other clasts been part of preglacial sediments. Part of quartz clasts has been reworked from fluvial deposits of present Poland or they might originate from the Nordic areas.

Úvod

Ledovcové sedimenty jesenického regionu, tj. v severním předpolí Rychlebských hor a ve Zlatohorské vrchovině, jsou reprezentovány tilly a dále glacifluviálními a glacilakustrinními uloženinami (Cháb et al. 2004; Žáček et al. 2004). Stratigraficky jsou v poslední době kladeny do elsterského zalednění (Nývlt et al. 2011). Materiálové složení štěrkové frakce těchto sedimentů se vyznačuje převahou hornin místní provenience (metamorfity orlicko-sněžnického krystalinika, staroměstského krystalinika, silezika a variské granitoidy). Horniny z nordické oblasti (granitoidy, vulkanity, metamorfity a pískovce baltského štítu a sedimentární horniny jeho paleozoicko-kenozoické platformy) jsou zastoupeny podstatně vzácněji. Původem polské horniny (sudetské porfyry, silicity, pískovce) mají akcesorické podíly. Nejednoznačnou, i když většinou místní provenienci, mají klasty křemene, které se také podstatnou měrou podílejí na skladbě štěrkového materiálu těchto sedimentů. Poněkud nejasného původu je bazalt, který může pocházet z různých výchozů v Polsku a z malé části z Rychlebských hor a z nordické oblasti.

Petrografickým studiem štěrkové frakce ledovcových sedimentů Jesenicka se zabývají studie citované dále. Z nich nevýznamnější je monografická práce Gáby–Peka (1999). Písčitou frakci a strukturní znaky sedimentů studovali zejména Kopečný – Pek (1974) a Sikorová et al. (2006). Štěrkové klasty místních hornin byly využity k řešení paleogeografie zalednění studované oblasti (mj. Gába 1981a, b), což je také hlavním předmětem zájmu tohoto příspěvku.

Metodika

Vzorky pro valounové analýzy byly odebrány ze začištěných profilů pomocí lopatky a normalizovaného síta. Použitá frakce 16–64 mm v b-ose zajišťuje dobrou petrografickou určitelnost klastů a je dostatečně reprezentativní pro studované sedimenty. Místní klasty byly přiřazovány ke konkrétním horninovým typům, klasty nordického a polského původu jsou zahrnuty do jedné provenienční skupiny. Křemenné a bazaltové klasty jsou poznatelné petrograficky, ale ne z hlediska původu. Do kategorie ostatních a neurčitelných hornin spadají petrograficky blíže neidentifikované, byť nejpravděpodobněji místní horniny, a provenienčně ani petrograficky neurčené horniny. Klasty s nerozpoznaným horninovým typem a původem představují jen první % materiálu. Determinace hornin probíhala většinou makroskopicky, pouze u některých typů mikroskopicky na výbrusech.

Přesnější původ místních klastů byl řešen pomocí geologických map studované oblasti a jejich vysvětlivek (Svoboda et al. 1961; Pouba et al. 1962; Svoboda 1990; Skácelová 1993, 1994; Sawicki 1995; Žáček 1995; Pouba 1996; Cháb et al. 2004; Žáček et al. 2004; Pecina et al. 2005). Dále byla využita práce Gáby – Peka (1999). Podle těchto map byly nakresleny i mapky na obrázku 1.

Valounové analýzy prezentované v tomto příspěvku většinou vycházejí z dřívějších studií autora (Hanáček 2008, 2011, 2012; Hanáček et al. 2013a, b). Dílčí analýzy z geneticky a stratigraficky stejných sedimentů či faciálních asociací na každé lokalitě byly pro tuto studii zprůměrovány. Počet zprůměrovaných analýz frakce 16–64 mm a celkový počet klastů v nich obsažených jsou následující: Písečník (subglaciální sekvence) – 2 analýzy, 1 141 klastů; Písečník (supraglaciální sekvence) – 2 analýzy, 1 093 klastů; Stachlovice – 2 analýzy, 1 185 klastů; Stará kaolínová jáma – 3 analýzy, 3 022 klastů; Kolnovice (vzorky SG1a–SG1f) – 6 analýz, 3 791 klastů; Kolnovice (vzorky G1a–G1e) – 5 analýz, 3 042 klastů; Kolnovice (vzorky G1f a G1g) – 2 analýzy, 1 133 klastů; Kolnovice (vzorky SG2a–G2b) – 4 analýzy, 2 463 klastů; Javorná – 2 analýzy, 1 154 klastů. Průměrné počty klastů se tedy pohybují mezi 547 a 695, pouze na lokalitě Stará kaolínová jáma činí 1 007. Z lokalit Polský kopec a Písečná byla kvůli špatné odkrytosti vyhodnocena v obou případech jen 1 analýza s 695, respektive 679 klasty. Polohu lokalit, výsledky valounových analýz i vztah společenstev klastů ke geologii skalního podloží ukazuje obrázek 1.

Charakteristika lokalit

Písečník

Jedná se ploché návrší 0,6 km severně od Javorníku budované miocenními písky, překrytými subglaciálními a supraglaciálními tilly a glacifluviálními sedimenty. Písečník je interpretován jako drumlin tvořený podložními horninami a na nich ležícími tilly.

Pro ledovcové sedimenty Písečníku je typická hojnost klastů bělošedé až načervenalé dvojslídné ruly, odpovídající gierałtowské ortorule. Tvoří ~73 % klastů subglaciálních sedimentů a ~33 % klastů supraglaciálních sedimentů. Kvarcity, amfibolit, svor, bazalt a světlé granitoidy jsou zastoupeny v desetinách % až prvních %. Grafitický kvarcit a bazalt jsou na Písečníku v porovnání s východněji ležícími lokalitami zdaleka nejpočetnější. Subglaciální sedimenty jsou velmi chudé na nordické a polské horniny (~2,5 %) a křemen (~9 %), zatímco supraglaciální sedimenty jich obsahují více (~12 % nordik a ~19 % křemene). Velmi vzácně se objevuje granulit provenienčně spjatý s gierałtowskou ortorulou.

Stachlovice

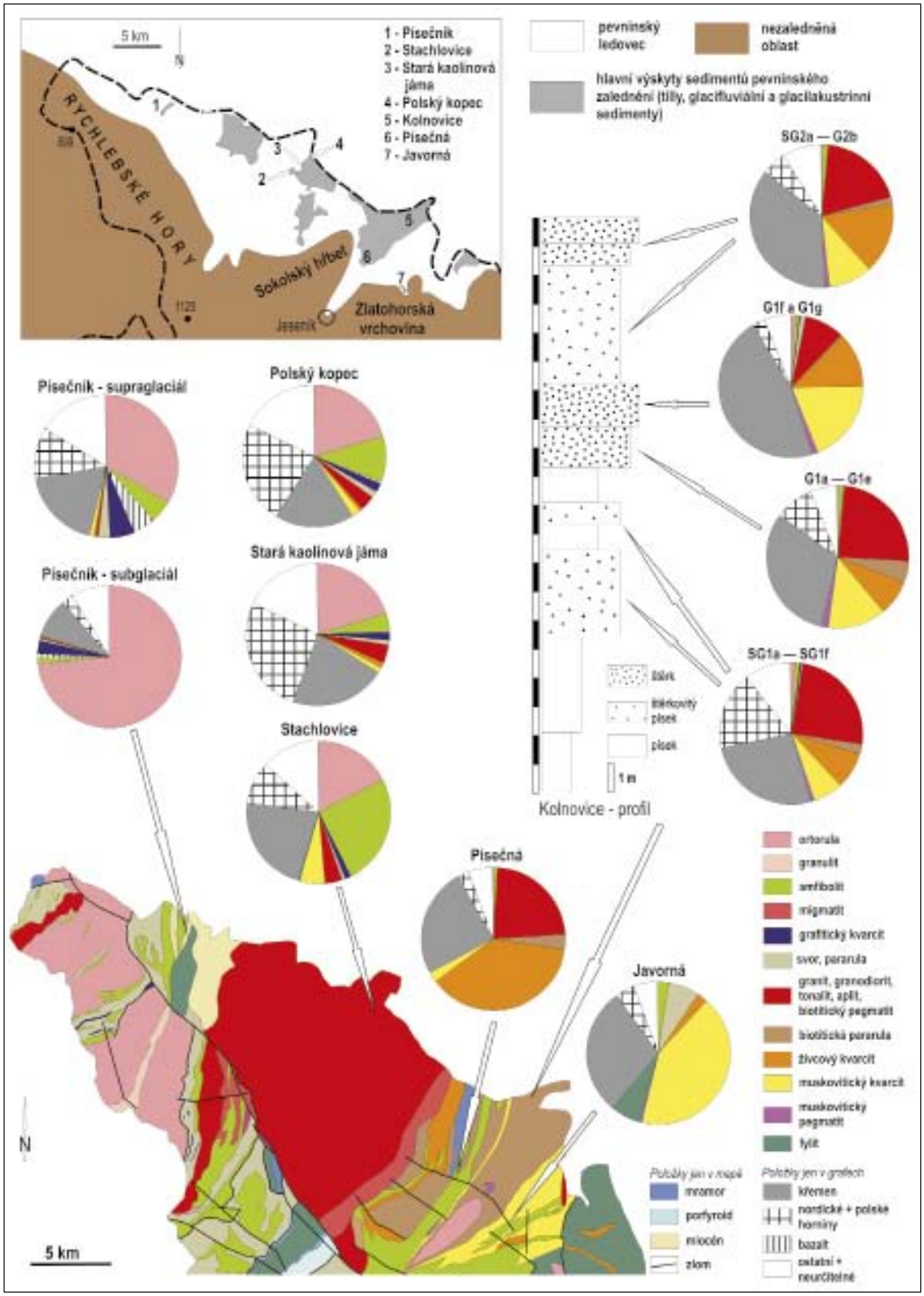
Lokalitou je malá zaniklá pískovna ležící 0,2 km sz. od osady Stachlovice na Vidnavsku. Nachází se přímo na horní hraně svahu, kterým je severní okraj Žulovské pahorkatiny omezen proti údolí řeky Vidnávky (Vidnavské nížině). Lokalita odkrývá kontakt členitého paleoreliéfu žulovského masivu s elevacemi a depresemi, které jsou vyplněny faciálně pestrými ledovcovými uloženinami (štěrky, písky a diamiktony). Sedimenty jsou interpretovány jako glacitektonity, melt-out tilly a glacifluviální sedimenty deponované v subglaciální pozici.

Stachlovice jsou jedinou lokalitou s dominancí amfibolitu ve štěrkovém materiálu (~25 %). Následuje bělošedá až načervenalá dvojslídná ortorula gierałtowského typu (~18 %), další horniny sudetského krystalinika jsou zastoupeny v desetinách % až v prvních %. Zajímavý je podíl klastů šedých granitoidů (~3,5 %), jenž lze považovat za velmi nízký, vzhledem k pozici ledovcových sedimentů přímo na žulovském masivu a k přítomnosti velkých ostrohranných bloků granitoidů masivu v diamiktonech na lokalitě. Podíl nordických a polských hornin dosahuje ~10 %, podíl křemenných klastů ~23 %.

Stará kaolínová jáma a Polský kopec

Obě lokality jsou součástí stejné glacifluviální akumulace jv. od Vidnavy. Ve Staré kaolínové jámě se jedná o sedimenty odkryté těžbou v nadloží kaolínu, druhou lokalitu představuje zaniklá pískovna za vidnavskou skládkou, ve svahu pohraničního návrší neformálně nazývaného jako „Polský kopec". Na obou lokalitách převládají šikmo korytovitě a planárně zvrstvené štěrkovité písky a písky, šedé až šedohnědé barvy. Podřízeně jsou přítomny polohy štěrků. V sedimentech je pozorovatelný nahoru zjemňující trend od štěrků do písků. V závěru vrstevního sledu jsou na obou lokalitách vyvinuty horizonty glacilakustrinních písků a siltů (Gába 1992). Nejpravděpodobněji se jedná o sedimenty terminoglaciální až proglaciální výplavové plošiny.

Lokality jsou si velmi podobné i petrograficky. Ve štěrkovém materiálu převládá gierałtowská ortorula (~20–21 %), doprovázená zcela ojedinělými klasty granulitu. Podíly amfibolitů kolísají mezi ~4,5 % ve Staré kaolínové jámě a ~11 % na Polském kopci. Šedé granitoidy žulovského masivu jsou stejně jako v sousedních Stachlovicích spíše vzácné (~3,5–4,5 %). Pro Starou kaolínovou jámu i Polský kopec je charakteristický vysoký podíl klastů nordických a polských hornin pohybující se mezi ~23 a 27 %. Zastoupení křemene dosahuje ~18–21 %.



Obr. 1: Poloha lokalit, grafy valounových analýz, schematický profil lokalitou Kolnovice, geologická mapa předkvartérních jednotek.
Fig. 1: Localities positions, clast petrology diagrams, sketch section of the Kolnovice locality, geological map of pre-Quartenary units in studied area.

Kolnovice

Jedná se o rozlehlou aktivní pískovnu nacházející se 1,5 km severozápadně od Mikulovic, v místě přechodu horského údolí mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou do otevřeného plochého předpolí Sudet. V přibližně 20 m mocném profilu převládají šikmo planárně a šikmo korytovitě zvrstvené štěrkovité písky a písky s podřízenými polohami masivních štěrků (obr. 1). Akumulace nejspíš představuje proglaciální glacifluviální výplavovou plošinu.

Štěrkový materiál se směrem do nadloží vyvíjí v tomto trendu (obr. 1). Pro spodní část profilu (zprůměrovaná analýza ze vzorků SG1a–SG1f, viz Hanáček 2012) jsou typické vysoké podíly šedých granitoidů žulovského masivu (~25 %) a nordických a polských hornin (~18 %). Klasty živcového „pórovitého" kvarcitu představují ~8 % a muskovitického kvarcitu ~7 %. Podíl křemene činí ~26 %. Ve střední části (G1a–G1e) se složení klastů laterálně značně mění, přičemž šedé granitoidy zůstávají převažující komponentou mezi horninovými klasty (~24 %). Podíl nordik klesá na ~9 %, zastoupení živcového „pórovitého" kvarcitu zůstává stejné, zatímco muskovitický kvarcit narůstá na ~13 %. Křemenné klasty představují ~31 % štěrku. Ve zhruba 2 m mocné akumulaci hrubého štěrku (G1g a G1f) ve střední části sledu výrazně dominuje křemen (~46 %), z hornin pak muskovitický kvarcit (~19 %) a živcový „pórovitý" kvarcit (~12 %). Podíl šedých granitoidů klesá na ~9 % a nordických a polských hornin na ~2,5 %. Svrchní část profilu (SG2a–G2b) se vyznačuje opět značnou převahou křemene (~36 %) nad horninovými klasty šedých granitoidů (~20 %), živcového „pórovitého" kvarcitu (~16 %) a muskovitického kvarcitu (~10 %). Podíl nordik se pohybuje v prvních %. Pro celou akumulaci je charakteristická akcesorická přítomnost klastů muskovitického pegmatitu a granitu (~1 %).

Písečná

Lokalitu představuje velká nečinná pískovna při severním okraji obce Písečná, na východním úpatí Sokolského hřbetu. Těžbou je odkryt až 45 m mocný vrstevní sled převážně glacifluviálních písků, štěrkovitých písků a štěrků, přičemž mocná poloha hrubozrnného štěrku je vázána na svrchní část profilu v severním úseku pískovny. Jedná se pravděpodobně o terminoglaciální kužel nebo hrubozrnnou deltu situovanou v boční straně údolí řeky Bělé.

Ačkoliv při vlastním výzkumu byla vyhodnocena jen jedna analýza z hrubých štěrků ve svrchní části profilu (obr. 1), další analýzy zpracoval již dříve Gába (1981a, b). Mocná akumulace se podle těchto výsledků jeví petrograficky uniformní a málo polymiktní Dominuje živcový „pórovitý" kvarcit, tvořící ~40–50 % štěrkových klastů. Zhruba ~16–29 % klastů tvoří šedé granitoidy, provenienčně vztahované k žulovskému masivu. Nordika jsou vzácná (~2–4 %), podíl křemene kolísá mezi ~15 a 45 %.

Javorná

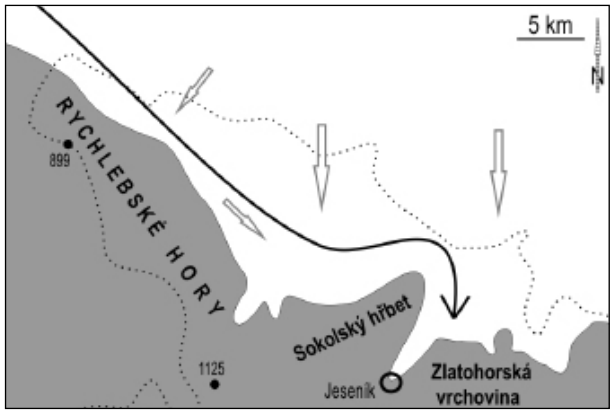
Lokalitou je malá zaniklá pískovna ve Zlatohorské vrchovině, jižně od sedla mezi vrcholy Bílým kamenem (613 m n. m.) a Strážiskem (610 m n. m.). Odkryté sedimenty jsou součástí nevelké akumulace glacifluviálních uloženin, která navazuje na subglaciální tilly zjištěné v uvedeném sedle. Jedná se o nejvýše položený dosud známý výskyt ledovcových sedimentů v České republice (Gába 1972a; Prosová 1981; Cháb et al. 2004). Glacifluviální akumulace se pravděpodobně vyvíjela jako štěrkovito-písčitý terminoglaciální kužel, progradující boční stranou údolí říčky Javorné od ledovce, spočívajícího v uvedeném sedle a v jeho severním zápolí.

Petrograficky převažuje muskovitický kvarcit (~41 % klastů). Relativně vysoké podíly svoru a fylitu (každá z obou hornin ~7 %) souvisejí se svorovými a fylitovými vložkami ve zdrojových souvrstvích muskovitických kvarcitů vrbenské skupiny. Muskovitické pegmatity z údolí Bělé představují desetiny % klastů, šedé granitoidy vztažitelné k žulovskému masivu pak setiny %. Podíl nordických klastů je nízký (~4 %), podíl křemene dosahuje ~30 %.

Interpretace a diskuze

Význam provenienčně místních klastů pro rekonstrukci směru postupu ledovce

Petrografické složení klastů místního původu je v ledovcových sedimentech značně variabilní, i když pokaždé odpovídá litologii sousedních geologických jednotek (Gába 1974, 1976; Nývlt – Hoare 2000; Sedláček 2008; Hanáček – Nývlt 2009; Šimíček 2009; Štor 2009; Černá et al. 2012). Na Jesenicku vymezili Gába (1977) a Gába – Pek (1999) některé makroskopicky dobře poznatelné místní horniny, obsažené v ledovcových uloženinách, jako tzv. lokální vůdčí souvky a z jejich četnosti v sedimentech vyvozovali závěry o směru postupu pevninského ledovce na severním předpolí Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny. Jelikož podíly klastů pocházejících z hlavního hřebene Rychlebských hor klesaly ve směru SZ–JV, stanovili shodně i směr šíření ledovce. Směr SZ–JV souhlasil s orientací širokého údolí Odry v jižním Polsku, kudy se měl ledovec generelně šířit (Gába 1976). Úbytek klastů sledovaných hornin v sedimentech ve směru postupu ledovce byl vysvětlován zřeďovacím efektem způsobeným novým materiálem zakomponovaným do subglaciální zóny během pohybu ledovce, dále pak rozpadem a ukládáním těchto klastů (Gába – Pek 1999). Instruktivním příkladem klesajícího trendu v zastoupení klastů z hlavního hřebene Rychlebských hor je četnost grafitického kvarcitu, jenž v ledovcových sedimentech Javornicka představuje max. 14 % , na Vidnavsku a Žulovsku první % a na v. straně Sokolského hřbetu již jen desetiny procenta štěrkového materiálu ledovcových sedimentů (Gába – Pek 1999). Podobný trend zjistili Gába – Wójcik (1990) u klastů sudetského porfyru v rámci jižního Polska a severní Moravy. Petrografické složení i orientace klastů v tillu u Skorošic na Žulovsku rovněž jasně ukazuje na postup ledovce od SZ na JV, tj. podél severovýchodního úpatí hlavního hřebene Rychlebských hor (Gába 1972b). Podle petrografické skladby štěrkového materiálu lokality Písečná rekonstruoval Gába (1981a, b) směr šíření zalednění následovně: ledovec postupoval podél úpatí hlavního hřebene Rychlebských hor na JV, pak se stáčel podél Sokolského hřbetu na V–SV



Obr. 2: Bíle: zaledněná oblast, šedě: nezaledněná oblast. Černá šipka: směr postupu pevninského ledovce podle Gáby (1981). Bílé šipky: směr postupu ledovce podle tohoto článku.
Fig. 2: White: glaciated area. Grey: non-glaciated area. Black arrow: advance direction of continental glacier after Gába (1981). White arrows: advance directions of continental glacier interpreted in this study.

a poté, již na východní straně Sokolského hřbetu, se stočil na J a postupoval k Písečné (obr. 2).

Till u Skorošic obsahuje 19 % klastů xylitu, který má primární výchozy v Uhelné, sz. od skorošické lokality, a rovněž většina protáhlých klastů v tomto tillu je orientována ve směru SZ–JV (Gába 1972b). Tyto doklady jsou dostatečně průkazné k rekonstrukci postupu ledovce ve stejném směru, ale omezují se jen na okolí lokality a nelze je zobecňovat pro celou studovanou oblast. Některé jiné geomorfologické doklady tento směr nepotvrzují. Orientace drumlinu Písečníku naznačuje na Javornicku směr postupu ledovce na JZ (Hanáček et al. 2013b). V oblasti Žulovské pahorkatiny měl ledovec sledovat údolí Vidnávky a postupovat tedy od S k J, s odchylkami v závislosti na reliéfu krajiny (Vídeňský et al. 2007). Terénně podmíněnou změnu směru šíření ledovce potvrzují i analýzy orientací protáhlých klastů v tillech na sv. úpatí Biskupské kupy na Osoblažsku (Hanáček – Nývlt 2009) i rekonstrukce ze Šluknovské pahorkatiny (Nývlt 2001).

Rozdíly ve složení štěrkového materiálu ledovcových sedimentů lze v souvislosti s postupem ledovce vysvětlit i jinak. Ještě před vlastním zaledněním docházelo v horských oblastech vlivem glaciálního klimatu k intenzivnímu mrazovému rozpadu výchozů. Vznikalo obrovské množství detritu, který byl ve studované oblasti koluviálně, aluviálně a fluviálně transportován ze svahů Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny severovýchodním a severním směrem a uložen na plochém předpolí horstev. Vzhledem k litologii pohoří musely být koluviální, aluviální a fluviální sedimenty v předpolí severozápadní části hlavního hřebene Rychlebských hor značně bohaté na klasty gierałtowské ortoruly, v předpolí střední a jihovýchodní části téhož hřebene pak na amfibolity. V předpolí Sokolského hřbetu a Zlatohorské vrchoviny musely tyto sedimenty velmi hojně obsahovat živcový „pórovitý" a muskovitický kvarcit. Materiál z hlavního hřebene Rychleb byl pak dále částečně fluviálně transportován zhruba severovýchodním až východním směrem, souhlasně s depresí Nysy Kłodzke, takže byla jeho část zanesena až do předpolí Sokolského hřbetu a Zlatohorské vrchoviny. Pevninský ledovec postupující do studované oblasti generelně od S a nikoliv od SZ všechny tyto uloženiny erodoval a jejich materiál transportoval zpět k J, na úpatí a úbočí Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny. Deprese mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou (údolí Bělé) mohla být zaledňována současně s glaciací Vidnavské nížiny a Žulovské pahorkatiny (obr. 2). Na polském území sz. od Javornického výběžku je ve vlastní depresi Odry směr pohybu ledovce předpokládán také od SZ na JV, ale v prostoru mezi Odrou a Sudetským pohořím jsou rekonstruovány směry na J, JZ, JV (Badura et al. 1998). Ledovcová redepozice klastů provenienčně sudetských hornin ze sekundárních výskytů v neogenních a preglaciálních kvartérních sedimentech severního předpolí horstva je doložena i z Opavska a Hlučínska (Kodymová 1964). K rozsáhlému aluviálnímu a fluviálnímu transportu materiálu z hlavního hřebene Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny do jejich severovýchodního a severního předpolí docházelo i během následujících glaciálů, kdy už pevninský ledovec do studované oblasti nezasáhl (Cháb et al. 2004; Pecina et al. 2005). Klasty granitoidů žulovského masivu, hojné v Kolnovicích a Písečné, mohl ledovec získávat rovněž z preglaciálních kvartérních sedimentů, případně přímo z výchozů v přilehlém Polsku, severně od obou lokalit, protože zde žulovský masiv vystupuje k povrchu. Nízký podíl těchto klastů ve Staré kaolínové jámě a na Polském kopci lze vysvětlit pozicí těchto lokalit nad kaolinizovanou částí žulovského masivu, ze které nevznikal pevný detrit. V případě Stachlovic produkoval žulovský masiv převážně velmi hrubý detrit (až dm velké angulární klasty), vázaný navíc jen na polohy glacitektonitů.

Provenienčně místní štěrkový materiál ledovcových uloženin Písečníku, Stachlovic, Staré kaolínové jámy, Polského kopce a Kolnovic bude z největší části pocházet z preglaciálních aluviálních a fluviálních sedimentů, čemuž nasvědčuje už jejich poloha v plochém reliéfu, v místech, kde se aluviální a fluviální akumulace tvořily i během mladších glaciálů (Cháb et al. 2004; Pecina et al. 2005). Tuto interpretaci podporují i tvarové analýzy klastů, které pro Písečník ukazují téměř vyrovnané podíly suboválných a subangulárních tvarů (stupnice podle Powerse 1953), pro Kolnovice pak převahu suboválného stupně zaoblení. U lokalit Javorná a Písečná lze vzhledem k jejich pozici předpokládat významnější roli preglaciálních koluvií a eventuálně výchozů jako zdrojů materiálu ledovcových sedimentů. V Písečné převládá u klastů nejhojnější komponenty (živcového „pórovitého" kvarcitu) subangulární zaoblení (Gába 1981a) a v Javorné spadá ~80 % klastů nejhojnější složky (muskovitického kvarcitu) do kategorií velmi angulární až subangulární (Hanáček 2011). Právě pro koluvia je ostrohrannost klastů typická (Růžičková et al. 2003). V případě Kolnovic, Písečné a Javorné ukazují na redepozici většiny materiálu ze starších sedimentů i nápadně nízké podíly klastů amfibolitu na těchto lokalitách (~1–2,5 %). Amfibolit je přitom jednou z hlavních hornin bělského údolí i okolních svahů Sokolského hřbetu a Zlatohorské vrchoviny. V sedimentech uvedených lokalit se ale významně uplatňují živcový „pórovitý" a muskovitický

kvarcit, budující severní části těchto hor, kde se amfibolitová tělesa tolik nevyskytují. Právě severní části Sokolského hřbetu a Zlatohorské vrchoviny musely být hlavními zdroji materiálu pro preglaciální koluviální, aluviální a fluviální sedimenty, které progradovaly do později zaledněného předpolí těchto pohoří. Původ části materiálu v preglaciálních sedimentech Bělé naznačuje akcesorický výskyt klastů muskovitického pegmatitu a granitu v Kolnovicích a Javorné, jehož primární původ lze vztáhnout k drobným tělesům vystupujícím právě v údolí Bělé.

Xylitové klasty skorošických tillů ledovec získal erozí výchozů v oblasti Uhelné, protože tato hornina se na stavbě hlavního hřebene Rychlebských hor nepodílí, ale vyskytuje se v miocenní pánvi na jejich dnešním úpatí (Gába 1972b). Xylit tedy dokazuje, že v okolí Skorošic postupoval ledovec od SZ na JV.

Rozdíly v provenienci a polymiktnosti štěrkového materiálu ledovcových sedimentů

Významné disproporce existují v podílech klastů vzdálené (nordické a polské) provenience. Průměrně vyšší zastoupení těchto hornin v ledovcových sedimentech uložených v předpolí hlavního hřebene Rychleb oproti údolí Bělé bylo vysvětlováno rolí Sokolského hřbetu jako překážky v severozápadně-jihovýchodním postupu ledovce i pozicí většiny lokalit v údolí Bělé na periferii zalednění ve vyšších nadmořských výškách (Gába 1974). Velmi nízkými podíly klastů vzdáleného původu se vyznačují lokality Písečná, Javorná a subglaciální sekvence na Písečníku, pro něž je zároveň charakteristická malá polymiktnost s dominancí určité složky vysloveně místního materiálu. Nízké podíly nordických a polských klastů se objevují i ve svrchní části glacifluviální akumulace v Kolnovicích. Na druhou stranu jsou některé sedimenty na nordické a polské klasty mnohem bohatší (Stará kaolínová jáma, Polský kopec a spodní část akumulace v Kolnovicích). Pro tyto sedimenty je zároveň typická vysoká polymiktnost bez převahy některé z komponent. K těmto lokalitám lze přičíst i supraglaciální sedimenty na Písečníku, které sice neobsahují tolik proveniečně vzdálených klastů, ale jejich podíl výrazně narůstá oproti podložním subglaciálním sedimentům stejné lokality (z ~2,5 na 12 %). Nízce polymiktní a na nordické a polské klasty chudé sedimenty vznikly v místech, kde i zdrojové preglaciální uloženiny musely být vzhledem k litologii snosových oblastí petrograficky monotónní. Zároveň na některých z těchto míst došlo před zásahem ledovce k morfologicky podmíněné značné akumulaci tohoto horninově jednotvárného materiálu (preglaciální koluvia a aluvia lemující Sokolský hřbet a sedlo mezi Bílým kamenem a Strážiskem u Javorné). Velmi polymiktní a na nordické a polské klasty bohaté sedimenty vznikly v pozdější fázi odtávání ledovce, kdy se do sedimentárního systému dostával materiál z celého ledovcového tělesa a nikoliv jen z báze nebo od čela ledovce. Podobná závislost složení klastů na dodávání materiálu z englaciální pozice byla zjištěna i v severních Čechách (Nývlt – Hoare 2000). Lokality s těmito sedimenty leží dále od horského úpatí, kde před zaledněním docházelo k míchání materiálů z různých aluviálních kuželů a řek, směřujících z pohoří, zatímco blíže úpatí horstev byly tyto sedimenty petrograficky mnohem monotónnější. Tuto představu podporuje petrografické složení sedimentů na Vidnavsku (Stará kaolínová jáma, Polský kopec, Stachlovice), kde narůstají podíly amfibolitu, ale zároveň zůstávají zachovány vysoké podíly gierałtowské ortoruly. Vidnavsko před zaledněním představovalo oblast směšování materiálu přinášeného ze sz. části hlavního hřebene Rychleb s materiálem přinášeným z centrální a jihovýchodní části hřebene. Nízký podíl proveniečně vzdálených klastů na lokalitě Stachlovice, sousedící s lokalitami Stará kaolínová jáma a Polský kopec, je zapříčiněn odlišnou pozicí těchto lokalit v rámci ledovcového systému. Ve Stachlovicích se jedná o subglaciální uloženiny s materiálem derivovaným nejspíš ze štěrků preglaciální Vidnávky, jejíž deprese lokalitu ze severu ohraničuje. Dokladem je nezvykle vysoký podíl amfibolitových klastů ve Stachlovicích, které jsou dominantní složkou i mladších sedimentů uložených v údolí Vidnávky (Pecina et al. 2005). Stachlovice jsou tedy geneticky příbuzné subglaciálním sedimentům na Písečníku. Naproti tomu představují Stará kaolínová jáma a Polský kopec glacifluviální uloženiny výplavové plošiny, materiálově dotované z různých částí ledovce. Těmto dvěma lokalitám se zase geneticky podobají supraglaciální sedimenty na Písečníku, které vznikly vertikálním odtáváním ledovce, takže získávaly klasty i z vyšších částí ledovcového tělesa (z englaciálního prostředí). V případě Kolnovic může být vertikální proměnlivost petrograficko-proveniečního složení zapříčiněna i přínosem materiálu z různých částí dlouhého ledovcového čela během agradace sedimentů této proglaciální výplavové plošiny, jelikož plošina se vyvíjela až v době, kdy ledovec ustoupil z bezprostředního úpatí hor a v plochém reliéfu mohl mít dlouhý a západo-východně protáhlý okraj (Hanáček 2012). Rapidní pokles podílu klastů vzdáleného původu v mocné štěrkové vrstvě v Kolnovicích (vzorky G1f a G1g) je pravděpodobně také výsledkem vysokoenergetických podmínek trasportu během její akumulace, protože materiál je zjevně nabohacen o mechanicky odolné horniny (křemen a kvarcity). Významně se uplatnila i průměrně větší hrubozrnnost tohoto sedimentu, jelikož nordické a polské klasty jsou hojnější v jemnozrnnějších uloženinách.

Provenience křemene

Dřívější výzkumy ukazují na převážně místní původ křemenných klastů v ledovcových sedimentech Jesenicka, ačkoliv část křemene může být polské až nordické provenience (Gába 1974, 1976). Většina indicií nasvědčuje místnímu původu převážné části křemenných klastů. Na každé z lokalit se hojně vyskytují (někdy i převažují) klasty tvořené nejen křemenem, ale i zbytky okolních hornin a jejich minerály, podle nichž lze dovodit primární zdroje křemene. Na Písečníku se jedná o načervenalé živce, slídy, granát a kvarcit. Načervenalé živce lze vztáhnout ke gierałtowské ortorule. V Kolnovicích jsou běžnou součástí křemenných klastů bílé živce a slídy, ojediněle andaluzit, amfibol, sillimanit a granát. Bílé živce a slídy indikují souvislost křemenných klastů s místními pegmatity (v Kolnovicích tvoří pegmatity až ~5,5 % klastů) a živcovým „porovitým“

kvarcitem, andaluzit se vyskytuje ve svorech údolí Bělé. Sillimanit a granát jsou běžnými minerály biotitické až sillimanit-biotitické pararuly, která tvoří skalní podloží mezi Kolnovicemi a Písečnou a zároveň obsahuje křemenné čočky. V Javorné tvoří ve frakci 16–64 mm asi 6–11 % klastů křemen s polohami slíd a se zbytky fylitu, svoru a vzácněji amfibolitu. Zhruba 50 % klastů tohoto křemene vykazuje angulární až velmi angulární stupeň zaoblení, dalších ~40 % klastů je subangulárních. Podle těchto znaků pocházejí v Javorné křemenné klasty se zbytky horniny z čoček v metamorfitech okolní vrbenské skupiny.

V sedimentech u Javorné byl zjištěn tento vztah mezi zaoblením křemene a podíly klastů vzdáleného a místního původu. S růstem podílů proveniencně vzdálených hornin narůstá i podíl oválného a dokonale oválného křemene a naopak, angulární a velmi angulární křemen je nejčastější v sedimentech s vysokými podíly místních hornin (Hanáček 2011). V podstatě stejný trend byl pozorován i na Písečníku. Oválný a dokonale oválný křemen může pocházet z fluviálních sedimentů Polska nebo až z nordické oblasti.

Celkově popsané výsledky potvrzují původní názory na převážně místní původ křemene v ledovcových sedimentech Jesenicka.

Závěry

Podle skladby místních klastů ledovcových sedimentů lze postup ledovce v severním předpolí Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny rekonstruovat generelně ve směru S–J s lokálními terénně podmíněnými odchylkami. Zdroji místního materiálu ledovcových uloženin byly hlavně koluviální, aluviální a fluviální sedimenty, vzniklé v glaciálních klimatických podmínkách a progradující z pohoří do plochého předpolí, které bylo následně pokryto pevninským ledovcem.

Ledovcové sedimenty s nízkými podíly nordických a polských klastů se zároveň vyznačují celkově slabou polymiktností. Uložily se blíže k pohoří, kde zdrojové preglaciální sedimenty byly petrograficky rovněž jednotvárné a kde místy došlo k morfologicky podmíněné akumulaci těchto zdrojových sedimentů. Naproti tomu vznikaly ledovcové sedimenty s vysokými podíly nordických a polských klastů a celkově vysokou polymiktností dále od pohoří, kde i zdrojové sedimenty byly kvůli předchozímu smíchání materiálu v preglaciálním období mnohem polymiktnější. Zároveň se během pokročilejší fáze deglaciace dostával do sedimentárního systému ve větší míře materiál ze všech částí ledovce.

Výzkum potvrdil dřívější názory na převážně místní původ křemenných klastů.

Poděkování

Vznik článku byl podpořen projektem OPVK 2.4 PasGeo Partnerská síť pro spolupráci a aplikace v geoenvironmentálních a geotechnických oborech, reg. č. CZ.1.07/2.4.00/31.0019. Velmi děkuji Martinu Palečkovi z České geologické služby za spolupráci na tvorbě generalizované geologické mapy studované oblasti, která se stala základem pro zjednodušenou mapku v tomto příspěvku. Vlastivědnému muzeu v Šumperku a jmenovitě jeho pracovnici paní Evě Petrášové děkuji za ochotné zpřístupnění rukopisu práce Z. Gáby „Dokumentace a výzkum těžené lokality Písečná". Danielu Nývltovi z Geografického ústavu Přírodovědecké fakulty MU děkuji za přeložení anglických částí textu. Recenzentu Danielu Šimíčkovi z Katedry geologie Přírodovědecké fakulty UP v Olomouci jsem zavázán za připomínky k rukopisu tohoto článku.

Literatura

Badura, J. – Krzyszkowski, D. – Przybylski, B. (1998): Stratygrafia glin lodowcowych, liczba zlodowaceń i kierunki transportu lodowcowego w południowej części przedgórza sudeckiego (okolice Ząbkowic), Polska południowo-zachodnia. – Biuletyn Państwowego instytutu geologicznego, 385, 29–48.

Černá, B. – Nývlt, D. – Engel, Z. (2012): A buried glaciofluvial channel in the Anděl Col, Northern Bohemia: new evidence for the Middle Pleistocene ice sheets extend in Western Sudetes. – Geografie, 117, 127–151.

Gába, Z. (1972a): Nejzazší výskyty uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. – Časopis Slezského muzea (A), 21, 135–139.

Gába, Z. (1972b): Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci, 155, 23–28.

Gába, Z. (1974): Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – Časopis Slezského Muzea Opava (A), 23, 49–56.

Gába, Z. (1976): Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. – Časopis Slezského muzea (A), 25, 57–62.

Gába, Z. (1977): Petrografie ledovcových souvků jesenické oblasti ve Slezsku. – Práce odboru přírodních věd Vlastivědného ústavu v Olomouci, 30, 39 s.
Gába, Z. (1981a): Dokumentace a výzkum těžené lokality Písečná – MS, Vlastivědné muzeum v Šumperku, 91 s.
Gába, Z. (1981b): Uloženiny kontinentálního ledovce u Písečné na severní Moravě. – Časopis Slezského Muzea Opava (A), 30, 3, 241–253.
Gába, Z. (1992): Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. – Časopis Slezského muzea (A), 41, 167–172.
Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku.
Gába, Z. – Wójcik, J. (1990): Sudetské porfyry jako vůdčí souvky v ledovcových uloženinách Polska a ČSFR. – Časopis Slezského Muzea (A), 39, 59–65.
Hanáček, M. (2008): Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů na lokalitě Stará kaolínová jáma u Vidnavy na Jesenicku. – Časopis Slezského zemského muzea (A), 57, 222–236.
Hanáček, M. (2011): Sedimenty terminoglaciálního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 96, 61–86.
Hanáček, M. (2012): Glacifluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnání s terminoglaciálními kužely mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 19, 17–25.
Hanáček, M. – Nývlt, D. (2009): Subglaciální štěrkovité tilly u Jindřichova na Osoblažsku. – Časopis Slezského zemského muzea (A), 58, 193–214.
Hanáček, M. – Nývlt, D. – Nehyba, S. (2013a): Depositional settings of the Pleistocene continental glaciation sediments in the foothills of Rychleby Mountains and Zlate Hory Highlands, Sudetes Mts., Czechia. – In: XX Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych Lasocin, 2.–6. 9. 2013 r., 51–55.
Hanáček, M. – Nývlt, D. – Nehyba, S. (2013b): Písečník u Javorníku - drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 20, 22–29.
Cháb, J. – Čurda, J. – Kočandrle, J. – Manová, M. – Nývlt, D. – Pecina, V. – Skácelová, D. –Večeřa, J. – Žáček, V. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-224 Jeseník s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba.
Kodymová, A. (1964): Petrografické složení ledovcových sedimentů na Opavsku a Hlučínsku a jeho význam pro stratigrafii. – Antropozoikum, A, 2, 73–83.
Kopečný, V. – Pek, I. (1974): Petrografické složení souvkových hlin na Vidnavsku a Osoblažsku. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, 46, 25–50.
Nývlt, D. (2001): Main advance directions and maximum extent of Elsterian ice sheet in the eastern part of the Šluknov Hilly Land, Northern Bohemia, Czechia. – Slovak Geological Magazine, 7, 231–235.
Nývlt, D. – Engel, Z. – Tyráček, J. (2011): Pleistocene glaciations of Czechia. – In: Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part IV – a closer look. Developments in Quaternary Science, Elsevier, 37–46.
Nývlt, D. – Hoare, P. G. (2000): Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů severních Čech. – Věstník Českého geologického ústavu, 75, 121–126.
Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrle, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-221 Žulová s Vysvětlivkami. – MS, Česká geologická služba.
Pouba, Z. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000, list Jeseník. – Český geologický ústav.
Pouba, Z. – Dvořák, J. – Kužvart, M. – Mísař, Z. – Musilová, L. – Prosová, M. – Röhich, P., – Skácel, J. – Unzeitig, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XVIII Jeseník. – Ústřední ústav geologický.
Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, 117–119.
Prosová, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 3, 265–294.
Růžičková, E. – Růžička, M. – Zeman, A. – Kadlec, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů. – Česká geologická služba, 68 s.
Sawicki, L. (1995): Mapa geologiczna regionu Dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) 1 : 100 000. – Państwowy instytut geologiczny.
Sedláček, J. (2008): Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 75 s. Brno.
Sikorová, J. – Víšek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – Geological Quarterly, 50, 3, 345–352.
Skácelová, D. (1993): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-21 Travná. – Český geologický ústav.
Skácelová, D. (1994): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 04-43 Bílý Potok. – Český geologický ústav.
Svoboda, J. (1990): Geologická mapa ČSSR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1 : 200 000. List Náchod. – Ústřední ústav geologický.
Svoboda, J. – Chaloupský, J. – Bernard, J. – Dornič, J. – Kalášek, J. – Klein, V. – Malkovský, M. – Mísař, Z. – Pacovská, E. – Pauk, F. – Řezáč, B. – Skácel, J. – Soukup, J. – Tásler, R. – Vodička, J. – Zrůstek, V. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XVII Náchod. – Ústřední ústav geologický.
Šimíček, D. (2009) : Studium sedimentů kontinentálního zalednění v Bohušovské pískovně na Osoblažsku. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 16, 42–47.
Štor, T. (2009): Architekturní a litofaciální analýza glacifluviálních sedimentů výplně Václavického subglaciálního koryta na lokalitě Grabštejn. – MS, diplomová práce PřF UK, 66 s. Praha.
Vídeňský, A. – Nývlt, D. – Štěpančíková, P. (2007): Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 14, 35–39.
Žáček, V. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-22 Jeseník. – Český geologický ústav.
Žáček, V. – Čurda, J. – Kočandrle, J. – Nekovařík, Č. – Nývlt, D. – Pecina, V. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 14-222 Vidnava s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba.

KRASOVÉ JEVY V HORNINÁCH BĚLOHORSKÉHO SOUVRSTVÍ (TURON, ČESKÁ KŘÍDOVÁ PÁNEV) Z LOMU BŘEZINKA U LETOVIC

Karstic features in rocks of the Bílá Hora Formation (Turonian, Bohemian Cretaceous Basin) from the Březinka quarry near Letovice

Tomáš Kumpan[1,2], Jan Vít[1]

[1] Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: kumpan.tom@gmail.com

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

(24-12 Letovice)

Key words: Bohemian Cretaceous Basin, Orlice-Žďár development, karstology, speleothemes

Abstract

Pseudokarstic features are common in clastic sediments at many places of the Bohemian Cretaceous Basin. Occurrences of karstic features which are naturally linked to calcareous sediments are less usual or rather rare. Probably the most extended is the tiny-scale Miskovice Karst near Kutná Hora, where macroforms occur. Karstic features of lesser extent in pseudokarstic caves were documented in the Bohemian Paradise and known are as well from the Tichá Orlice and Svitava rivers valleys. Small-sized occurrence of karstic phenomena were found during recent mapping works in the surrounding of Letovice (W Moravia) in the Březinka quarry near Březová n. S. just above the base of the early Turonian Bílá Hora Formation. The karstic features are of a speleotheme character and are represented mainly by sinter crusts, tubercular sinters, concentric spheroidal aggregates and straws. The occurrence of concentric aggregates is tied to primary breccia cavities and, on the other hand, another karstic features occur mainly in cavities of corrosive character. Based on such observation we preliminary interpret the genesis of the secondary carbonates in two distinct phases. A crystallization of the concentric aggregates was connected with primary cavities environment, which were probably restricted to exogenous influences. Sinters, straws and other karstic features were generated during a second phase, characterized by influence of normal exogenous karstic processes.

Úvod

V sedimentech české křídové pánve jsou místy běžné pseudokrasové jevy, mezi které patří především různě rozměrné vrstevní, suťové či puklinové jeskyně. Hojné jsou v oblastech skalních měst či v kaňonovitých údolích a nejznámější leží na území Českého ráje, na Broumovsku, Kokořínsku, Polomených horách či v Maštalích (Balatka – Sládek 1963; Vítek 1987; Bruthans et al. 2009). Výjimkou není ani oblast východočeské a západomoravské křídy (orlicko-žďárský litofaciální vývoj), odkud jsou popsány a legislativou chráněny mnohé puklinové jeskyně. Patří mezi ně např. Průvanová jeskyně u Ústí n. O. (Vítek 1972b), Čertovy díry u Bělé n. S. (Stacke 1958; Vítek 1977) nebo jeskyně U Rozhraní, ležící severně od Letovic (Stacke 1960; Vítek 1972b). Méně hojné jsou poznatky o krasových jevech, které jsou vázány na prostředí, která by se dala označit již spíše za přechodná nebo přímo krasová. Tyto krasové formy jsou založeny ve vápnitých sedimentech (vápence, slínovce, písčité vápence, vápnité pískovce) nebo vázány na specifické prostředí pro vytváření krasových útvarů v nevápnitých polohách překrytých vápnitými sedimenty (např. sprašemi). Zřejmě nejrozsáhlejší je Miskovický kras u Kutné Hory (Schwarz – Lochmann 1967; Lipský 1989), vázaný na cenomansko-turonské biodetritické vápence. Sintrové náteky a nickamínky, jejichž stáří bylo izotopicky datováno na 5–13 000 let byly dále popsány z Českého ráje (Bruthans et al. 2009). Kusé informace o výskytu sintrových kůr a krápníků pocházejí z jeskyní z údolí Tiché Orlice (Průvanová jeskyně; Vítek 1972b) a Svitavy (jeskyně U Rozhraní; Stacke 1974).

Při geologickém mapování křídových sedimentů v okolí Letovic v říjnu 2013 byl v lomu Březinka u Březové nad Svitavou objeven nový drobný výskyt krasových útvarů, jejichž předběžný popis je cílem této krátké zprávy.

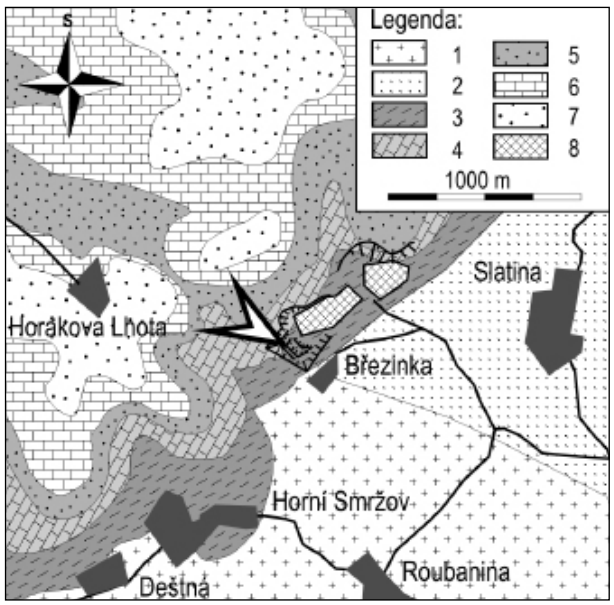
Materiál a metody

Krasové útvary byly dokumentovány v západním cípu lomu Březinka (obr. 1). Tento etážový lom je zčásti zavezen skládkou, zčásti zde stále probíhá těžba žáruvzdorných jílovců, jejichž polohy jsou vázány na „přechodné souvrství" (sensu Vachtl et al. 1968) mezi čistě terestrickými peruckými a marinními korycanskými vrstvami (perucko-korycanské souvrství, cenoman). V lomu je dále odkryt zhruba 30 m mocný sled slínovců, silně vápnitých prachovců až jemnozrnných pískovců bělohorského souvrství (tzv. „opukový oddíl"; spodní turon), které mají variabilní množství glaukonitu. V jejich nadloží spočívají jemnozrnné glaukonitické pískovce s rohovci, náležící tzv. „rohovcovému oddílu" bělohorského souvrství (spodní turon).

Popis krasových jevů

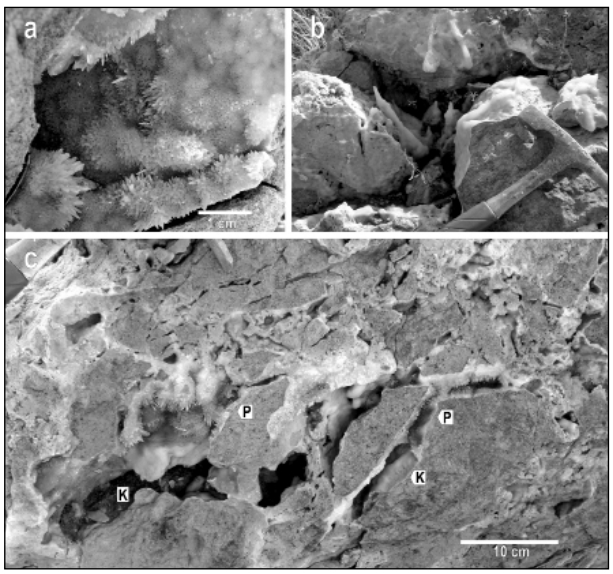
Krasové jevy byly odkryty při bázi bělohorského souvrství, avšak tyto polohy jsou do značné míry zasypány sutí. Proto byl popis proveden na vytěženém bloku o průměru zhruba 2 m, který byl v době mapování několik metrů v. od primárního výskytu (obr. 2). Krasovění je vyvinuto ve vápnitých glaukonitických jemnozrnných pískovcích až prachovcích, které jsou výrazně porušeny v několika směrech puklinami, a mají tak brekciovitou stavbu.

Ačkoliv jde o prostorově velmi omezenou lokalitu, bylo zjištěno poměrně pestré spektrum autochtonních krasových výplní, vázaných na primární dutiny v brekcii a dále také na dutiny, které mají korozní charakter (obr. 3).



Obr. 1: Poloha studované lokality (vyznačena šipkou) na odkryté geologické mapě (upraveno podle Mísaře et al. 2001). Legenda: 1 – letovické krystalinikum; 2 – permské sedimenty boskovické brázdy; 3 – perucko-korycanské souvrství – křemité pískovce, prachovce, jílovce, glaukonitické pískovce (cenoman); 4 – bělohorské souvrství – „opukový oddíl" (raný turon); 5 – bělohorské souvrství – „rohovcový oddíl" (raný turon); 6 – jizerské souvrství – březovské slíny (střední turon); 7 – jizerské souvrství – pískovce (střední turon); 8 – haldový materiál.

Fig. 1: Position of the studied locality (marked by arrow) on the uncovered geological map (modified after Mísař et al. 2001). Legend: 1 – Letovice Crystalline Complex; 2 – Permian sediments of the Boskovice Graben; 3 – Peruc-Korycany Formation – quartzose sandstones, siltstones, claystones, glauconitic sandstones (Cenomanian); 4 – Bílá Hora Formation – „spongilitic member" (early Turonian); 5 – Bílá Hora Formation – „cherty member"(early Turonian); 6 – Jizera Formation – Březová marls (middle Turonian); 7 – Jizera Formation – calcareous glauconitic sandstones (middle Turonian); 8 – waste rock.



Obr. 3: Krasové jevy na vytěženém balvanu: a – detailní pohled na koncentrické jehličkovité agregáty v primárních dutinách; b – detailní pohled na sintrové kůry, bradavičnaté sintry, náteky se záclonami až brčky; c – systémy dutin se sekundárními karbonáty (P – primární dutiny v brekcii; K – korozní dutiny).

Fig. 3: Karstic features in the quarried boulder: a – detail view at the concentric needle-like aggregates in the primary cavities; b – detail view on the sinter crusts, tubercular sinters with drapery and straws; c – system of cavities with secondary carbonates (P – primary breccia cavities; K – corrosive cavities).

Velmi zajímavý je výskyt koncentrických paprsčitých jehlicovitých agregátů krystalků $CaCO_3$ o velikosti 0,5–1,5 cm (obr. 3a), které se vykytují v primárních puklinách. Sintrové povlaky, jejichž mocnost kolísá mezi 0,2–1,0 cm, představují nejběžnější krasový jev a jsou vázány především na korozní typy dutin (obr. 3b). V nich jsou dále přítomné bradavičnaté sintry a méně časté sintrové náteky, někdy až charakteru záclon, na koncích přecházející v brčkovité stalaktity (obr. 4). Původní délku stalaktitů nelze přesně odhadnout, ale patrně se pohybovala jistě v řádu prvních centimetrů až decimetrů.

Podle mléčně bílé barvy sintrových útvarů a krystalových agregátů, popřípadě až průhlednosti některých z nich, lze usuzovat na značnou čistotu krystalovaného materiálu. Výjimku mohou tvořit uhličitanem vápenatým inkrustované nerozpustné zbytky. Pouze na povrchu jsou některé speleotémy znečištěny hnědavým jílem.

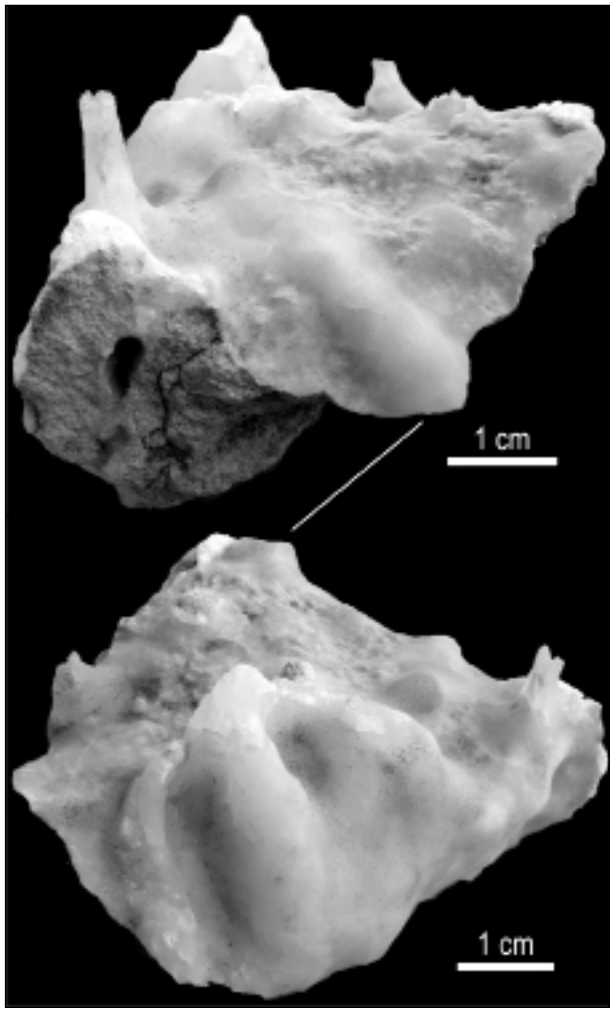


Obr. 2: Fotografie západní části lomu Březinka: A – poloha dutin s krasovými jevy in situ, zakryté sutí; B – pozice balvanu se studovanými krasovými jevy.

Fig. 2: Photography of the western part of the Březinka quarry: A – position of the cavities with the karstic features; B – position of the boulder with the studied karstic features.

Diskuze a závěr

Dokumentované krasové jevy, vázané na bázi bělohorského souvrství, vznikly jak v dutinách brekcií, tak i v dutinách korozního charakteru. Zdrojem sekundárních karbonátů byl bezpochyby karbonát mořského původu z okolních křídových hornin.



Obr. 4: Vzorek vápnitého jemnozrnného pískovce s glaukonitem, pokrytý bradavičnatými sintry s náteky a několika ulomenými brčky.
Fig. 4: Hand-sample of the calcareous fine-grained sandstone with glauconite covered by sinter crust and tubercular sinters with broken straws.

Při srovnání s dalšími výskyty sekundárních karbonátů známých z hornin české křídové pánve je zajímavá přítomnost většího množství typů speleotém a jejich „klasický tvar". Sintrové kůry a nickamínky byly popsány např. z Průvanové jeskyně a jeskyně Bětník, kde jsou vázány na svislé a převislé stěny (Vítek 1972a). Stejná situace je i v pseudokrasových jeskyních Českého ráje (např. Krtola; Bruthans et al. 2009). V lomu Březinka nickamínek chybí pravděpodobně díky nepříznivým podmínkám pro jeho vznik (malé rozměry dutin).

Zatímco sintrové kůry jsou poměrně běžným jevem, výskyt brček a náteků záclonového charakteru je v horninách české křídové pánve raritou. Kromě blíže nespecifikovaných krápníkovitých útvarů z Průvanové jeskyně (Vítek 1972b) a dutin objevených při výkopech u Rozhraní (Stacke 1974) jsou známé jen kořenové stalagmity a stalagnáty, tvořené hustou sítí rostlinných kořenů, povlečených sekundárním karbonátem, uváděné např. z Broumovska (Cílek – Kopecký 1998).

K otázce stáří útvarů se lze jen těžko vyjádřit, ale koncentrické jehlicovité agregáty tvořené drobnými krystaly $CaCO_3$ (kalcit/aragonit?; obr. 3), vázané spíše na dutiny brekcií, lze považovat za starší než sintrové útvary, které se vyskytují v dutinách korozního charakteru. Tento dvojí charakter výplně by mohl svědčit pro dvě odlišná prostředí vzniku – 1./ útvary krystalických agregátů mohly vznikat v době s větší izolací od exogenních podmínek (s kolísáním podzemní vody) a 2./ typické sintrové útvary v pozdějším období expozice krasovým procesům. Tato změna by mohla být spojena se snížením hloubky uložení dutin díky těžbě či eroznímu ústupu kuesty, v jejímž čele se lokalita nachází.

Poděkování

Práce byla provedena díky finanční podpoře úkolů ČGS: 321180 – Základní geologické mapování území ČR 1 : 25 000 a 668000 – Rebilance zásob podzemních vod. Za recenzi rukopisu tohoto článku patří poděkování dr. Jiřímu Otavovi.

Literatura

Balatka, B. – Sládek, J. (1963): Vývoj údolí v pseudokrasových horninách jihovýchodní části Polomených hor. – Československý kras, 15, 37–50. Praha.

Bruthans, J. – Churáčková, Z. – Jenč, P. – Schweigstillová, J. (2009): Stáří a původ sekundárních karbonátů v některých jeskyních Českého ráje. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008, 54–58. Praha.

Cílek, V. – Kopecký, J. (1998): Pískovcový fenomén: klima, život a reliéf. – 166 p.

Lipský, Z. (1989): Ke sprašovým závrtům u Miskovic. – Československý kras, 40, 114–116.

Mísař, Z. – Nekovařík, Č. – Zelenka, P. (2001): Geologická mapa 24-12 Letovice. Soubor geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů. – Český geologický ústav. Praha.

Schwarz, R. – Lochmann, Z. (1967): Krasové jevy v cenomanských vápencích mezi Miskovicemi a Malešovem u Kutné Hory. – Československý kras, 18, 63–68. Praha.

Stacke, J. (1958): Čertovy díry u Brněnce na Svitavsku. – Československý kras, 11, 190–191.

Stacke, J. (1960): Nekrasová puklinová jeskyně u Rozhraní na Svitavsku. – Československý kras, 13, 218–219. Praha.

Stacke, J. (1974): Nekrasové podzemní útvary v okolí Svitav. – Československý kras, 26, 100–103. Praha.

Vachtl, J. – Malecha, A. – Peloušek, J. – Pelikán, V. – France, J. – Ryšavý, P. (1968): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě. Díl IV. – Geotechnica, 32, 1–162.

Vítek, J. (1972a): Pseudokrasová puklinová jeskyně u Lanšperka. – Československý kras, 22, 35–48. Praha.

Vítek, J. (1972b): Pseudokrasové tvary Trstěnické tabule a přilehlého údolí Tiché Orlice. – Československý kras, 22, 35–48. Praha.

Vítek, J. (1977): Příspěvek k výzkumu pseudokrasových jevů u Bělé n. Svitavou. – Československý kras, 28, 94–98. Praha.

Vítek, J. (1987): Pseudokrasové tvary v pískovcích Klokočských skal. – Československý kras, 38, 71–85.

VÝSLEDKY VRTNÉHO PRŮZKUMU NA LOKALITĚ HOLUBICE (SPODNOBADENSKÉ SEDIMENTY KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ)

Results of the drilling survey on the locality Holubice (Early Badenian, Carpathian Foredeep)

Slavomír Nehyba[1], Václav Zborník[1], Vladimíra Jašková[2]
[1] Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz
[2] Muzeum Prostějovska, náměstí T. G. Masaryka 2, 796 01 Prostějov

(24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, Early Badenian, depositional environment, provenance

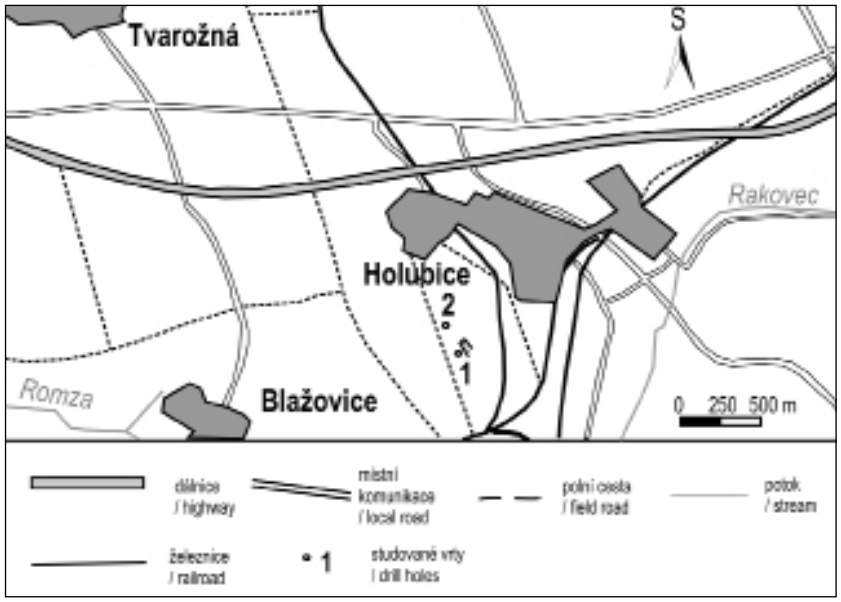
Abstract
Early Badenian deposits of the Carpathian Foredeep were newly studied in the sedimentary successions from drill holes Holubice 1 and Holubice 2. Facies analysis together with study of grain size, the shape and roundness of the coarsest grains, the mineral compositions of selected heavy minerals (garnet, rutile) and the gamma-ray spectra, were all used for better understanding the depositional setting and provenance. Studied sediments were deposited in coastal and shallow marine environments. Six lithofacies was recognised in the sedimentary succession in the drill holes. They have been combined into two facies associations – lower clastic one and upper carbonate one, reflecting deposition in shallow marine settings, upward shallowing trend and reduction of siliciclastic input. The primary source of the material is located mainly in the metamorphic rocks (gneisses, amphibolites and granulites). The spectral gamma-ray logs show vertical organization, which is consistent with the facies analysis and partly also grain-size. A significant reduction of terrigenous input is connected with deposition of carbonates (sandy limestones) in the upper part of the succession.

Úvod

Spodnobadenským sedimentům karpatské předhlubně byla v poslední době věnována zvýšená pozornost díky odvrtání celé řady vrtů (Nehyba – Jašková 2012; Zágoršek et al. 2012; Zborník et al. 2013). Byla tak získána řada nových informací týkajících se nejen místních geologických poměrů, ale také vývoje sedimentace a pozice řasových vápenců v rámci sedimentárního sledu. Díky vrtnému průzkumu hrazenému z grantového projektu GA ČR 205/09/0103 s názvem „Mělkovodní ekosystémy středního miocénu Centrální Paratethydy: Sukcese a interakce anorganické a organické složky ekosystémů" byly provedeny dva vrty v okolí obce Holubice nedaleko Brna. Pozice vrtů je prezentována na obrázku 1. Sedimentárně-petrografické zhodnocení těchto vrtů je cílem předloženého příspěvku.

Geologická stavba zájmové oblasti

Zájmová oblast leží při z. okraji spodnobadenské karpatské předhlubně. Předneogenní podloží je ve studované oblasti tvořeno spodnokarbonskými kulmskými horninami Drahanské vrchoviny (Mísař et al. 1983; Stráník et al. 1985). Řasové vápence v okolí Holubic popisuje Paulík (1953), který uvádí „větší množství lumků v různém stavu těžby". Cicha (1962) konstatuje v rámci mapovacích sond další podpovrchové výskyty řasových vápenců. Novák (1975) uvádí již pouze dva existující odkryvy poblíž kóty 286,6 m n. m. V současnosti jsou tyto bývalé těžebny v naprosté většině zavezeny a terén je zarovnán. V podloží řasových vápenců jsou popsány vápnité spodnobadenské jíly, v nadloží se vyskytují spraše (Paulík 1953; Novák 1975). Spodnobadenské řasové vápence jsou zde proměnlivě písčité, středně až hrubě zrnité, často se střídající s polohami silně vápnitých pískovců. Výše zmínění autoři konstatují, že na složení organodetritických vápenců se podílejí převážně vápnité stélky červených řas, mechovky a měkkýši. V menší míře jsou zastoupeny foraminifery, ostny ježovek, vzácněji korálové trsy. Schránky jsou obvykle značně rozlámány. Kalcitový tmel tvoří



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

kolem 45 % celkového objemu horniny. Klastická složka je tvořena převážně křemenem, méně draselnými živci. Zrna křemene jsou obvykle ostrohranná, nepravidelného tvaru o velikosti do 1 mm. V asociaci těžkých minerálů naprosto dominuje granát (57,3 %), výrazněji je zastoupen také zirkon (25,6 %), dále byl zjištěn rutil (9,4 %), staurolit (2,6 %), disthen (3,4 %) a turmalín (1,7 %). Podíl stabilních těžkých minerálů je relativně vysoký (ZTR index 36,7 %). Zrna granátů jsou nejčastěji ostrohranná až polozaoblená, nepravidelného tvaru a dosahují velikosti do 0,5 mm. Zirkon je převážně sloupcovitý či eliptický. Izometrická zrna jsou méně hojná. Velikost zirkonu dosahuje maximálně 0,35 mm. Zonální zirkony jsou vzácné (Novák 1975).

Metodika

Litofaciální analýza byla provedena dle zásad uvedených v pracích Tuckera (1988), Walkera a Jamese (1992) a Nemece (2005). Tvar a zaoblení nejhrubší frakce (> 4 mm) byly určeny vizuálně s pomocí metody Powerse (1982). Zrnitostní analýza byla realizována kombinovanou metodou normovaných sít („za mokra") a laserové difrakce (Retsch AS 200 sítovací analyzátor a Cilas 1064 laserový granulometr). K určení zrnitostních charakteristik (Mz, σI) byly využity vzorce dle Folka a Warda (1957). Studium petrografického složení frakce nad 2 mm proběhlo v jednotlivých vzorcích v populaci 3–200 zrn. Těžké minerály byly studovány v zrnitostní frakci 0,063–0,125 mm. Chemismus granátu (30 analyzovaných zrn) a rutilu (10 zrn) byl posouzen ve dvou vzorcích (Holubice 1 – 7,40 m, Holubice 2 – 9,50 m) a to na mikrosondě Cameca SX 100 (Společná laboratoř MU a ČGS Brno). Gamaspektrometrická analýza byla provedena na GR-320 enviSPEC laboratorním spektrometru (Exploranium, Canada) na ÚGV PřF MU v Brně. Gamaspektrometrickou analýzou bylo vyhodnoceno 29 vzorků (vrt Holubice 1 – 13 vzorků, vrt Holubice 2 – 16 vzorků). Hmotnost vzorků se pohybovala kolem 300 g, doba měření byla 30 minut.

Výsledky

Na základě podrobného studia jader bylo vyčleněno 6 litofacií (M1, M2, Sm, Sl, Sv, Lp). Stručný popis litofacií je prezentován v tabulce 1. Zrnitostní a petrografické charakteristiky byly rozhodující při identifikaci litofacií. Role primárních sedimentárních struktur byla menší vzhledem k jejich částečné destrukci, která byla způsobena technologií vrtání. Na základě prostorové distribuce a depozičních procesů byly litofacie seskupeny do dvou faciálních asociací. Distribuci litofacií i faciálních asociací lze v rámci vrtných profilů sledovat na obrázcích 2 a 3. Přes relativní blízkost vrtů není zastoupení jednotlivých litofacií ve vrtech zcela identické. Báze neogenních sedimentů nebyla vrty zastižena.

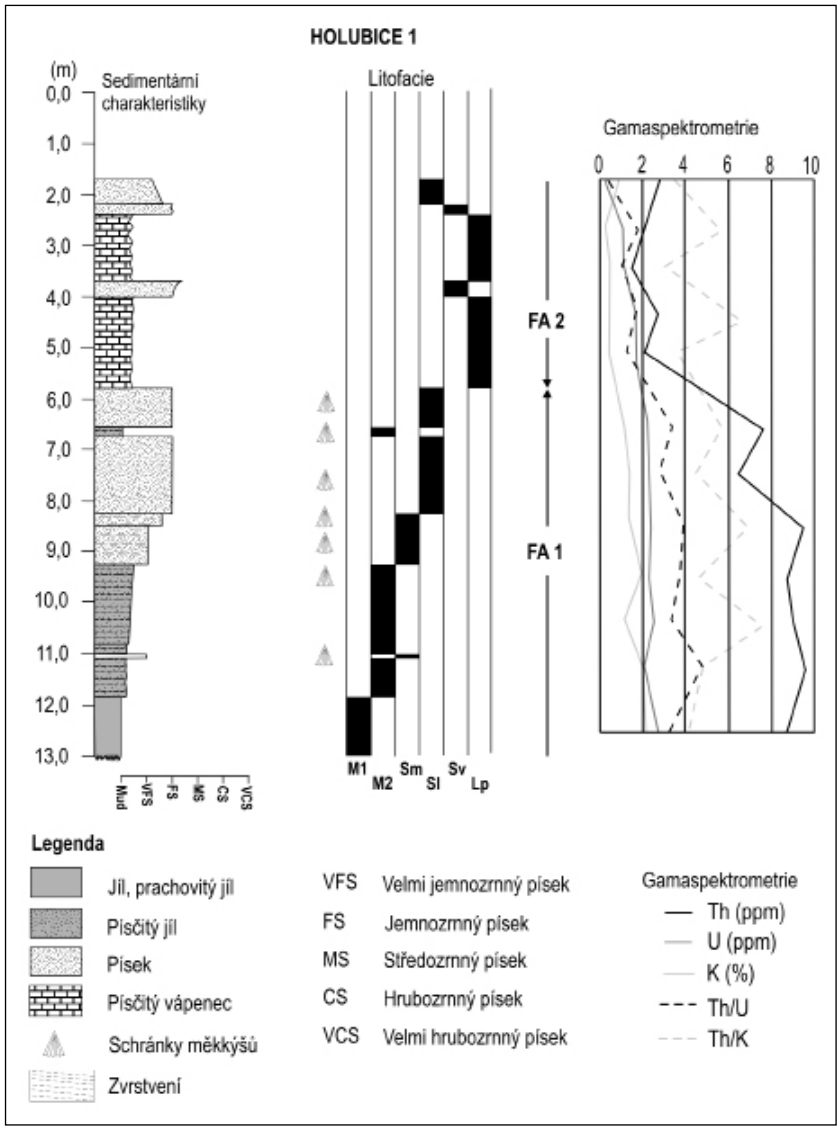
Spodní faciální asociaci FA 1 tvoří čtyři litofacie (M1, M2, Sm a Sl). V obou vrtech lze jednoznačně sledovat nahoru hrubnoucí trend, který odráží nárůst zastoupení písčité frakce směrem vzhůru. Nejnižší části faciální asociace jsou tvořeny rezavě smouhovaným vápnitým prachovitým jílem až jílovitým prachem se špatně zachovalou planární laminací se vzácnou příměsí drobných vápnitých konkrecí.

Tab. 1: Litofacie ve vrtech Holubice 1 a 2 a jejich základní charakteristika.
Tab. 1: List of facies in the wells Holubice 1 and Holubice 2.

Symbol	Popis
M1	Sytě šedohnědý až šedozelený místy rezavě smouhovaný jílovitý prach, masivní, vápnitý. Mz = 0,06 mm.
M2	Špinavě světle hnědošedý a zelenošedý, hnědě či rezavě smouhovaný, světle olivově zelený, jílovitý prach, vápnitý, úlomky schránek, proměnlivě bioturbovaný. Proměnlivě písčitý, více písčité partie vykazují špatně zachovanou planární laminaci. Vzácně drobné Ca konkrece. Mz = 0,06–0,01mm.
Sm	Bělavě šedý sytě šedě smouhový nebo až žlutošedý rezavě smouhovaný jílovito-prachovitý písek, v rámci písčité frakce dominuje velmi jemnozrnný písek, přítomnost útržků a mázder zelenošedého jílovce. Místy úlomky schránek, velmi proměnlivá bioturbace (v mocnějších polohách), zbytky planární laminace. Mz = 0,06mm.
Sl	Světle zelenožlutý šedý až bělavě žlutohnědý prachovitý písek, v rámci písčité frakce naprosto dominuje jemnozrnný až velmi jemnozrnný písek, lokálně planární laminace, vápnitý, lokálně úlomky schránek (měkkýši, řasy), proměnlivá bioturbace, slabě jemně slídnatý. Mz = 0,12–0,42 mm.
Sv	Rezavě žlutohnědý, žlutošedý, bělavě smouhovaný, prachovitý písek, v rámci písčité frakce dominuje jemnozrnný písek, silně vápnitý, lokálně bioturbovaný, výskyt vápnitých řas, nerovná báze i strop při přechodu do řasových vápenců facie L. Lokálně zachovaná planární laminace. Místy klasty facie L. Mz = 0,1 mm.
Lp	Bělavě šedý až bělavě hnědý písčitý vápenec až vápnitý pískovec proměnlivě zpevněný, vysoké zastoupení vápnitých řas, schránky měkkýšů, proměnlivě zachováno zvrstvení (planární či mírně ukloněné, výrazné rozdíly v přítomnosti písčité frakce i v její zrnitosti (až hrubozrnný písek, obvykle relativně hrubozrnnější báze těles), řada nahoru zjemňujících cyklů řádu dm.

Výše má sediment charakter velmi jemnozrnného až jemnozrnného vápnitého prachovitého písku s proměnlivou bioturbací a přítomností útržků mázder jílovce, úlomků schránek a vápnitých řas. Přítomnost štěrkové frakce je velmi malá (tj. do 1 %) a tato je tvořena naprosto dominantně úlomky schránek (měkkýši, mechovky, řasy) a jen velmi vzácně poloostrohrannými zrnky křemene.

V rámci FA 1 bylo provedeno 17 gamaspektrometrických měření. Siliciklastické sedimenty FA 1 vykazují vcelku nízké hodnoty koncentrace K (0,87–2,12 %, průměrná hodnota /AVG/ byla 1,61 %). Koncentrace U byly relativně stálé (1,86–2,70 ppm, AVG 2,28 ppm), podobně jako koncentrace Th, které nabývají relativně vyšších hodnot (6,51–10,15 ppm, AVG 8,35 ppm). Lze generelně sledovat celkový pokles koncentrací K a Th směrem vzhůru (s výjimkou nejvyšší partie FA 1 tvořené litofacií Sl), což vcelku odpovídá relativnímu nárůstu průměrné velikosti zrna. Průměrná hodnota poměru Th/U je středně vysoká (3,85) a průměrná hodnota poměru Th/K je vyšší (5,61). Korelace mezi hodnotou celkové radioaktivity ($nGy.kg^{-1}$) a koncentracemi K, Th a U ukazují, že hlavním nositelem přirozené radioaktivity jsou K (r = 0,84) a Th (r = 0,53). Relativně menší roli hraje U (r = 0,13). Korelace U a Th nabývá negativní hodnoty (r = -0,26), podobně jako korelace mezi U a K (r = -0,22), kdežto korelace K a Th je pozitivní a poměrně vysoká (r = 0,61). Záporná korelace byla zjištěna při srovnání přítomnosti jílové frakce a koncentrace U (r = -0,37), kdežto pozitivní a poměrně vysoká korelace byla zjištěna při srovnání podílu jílové frakce a K (r = 0,55),

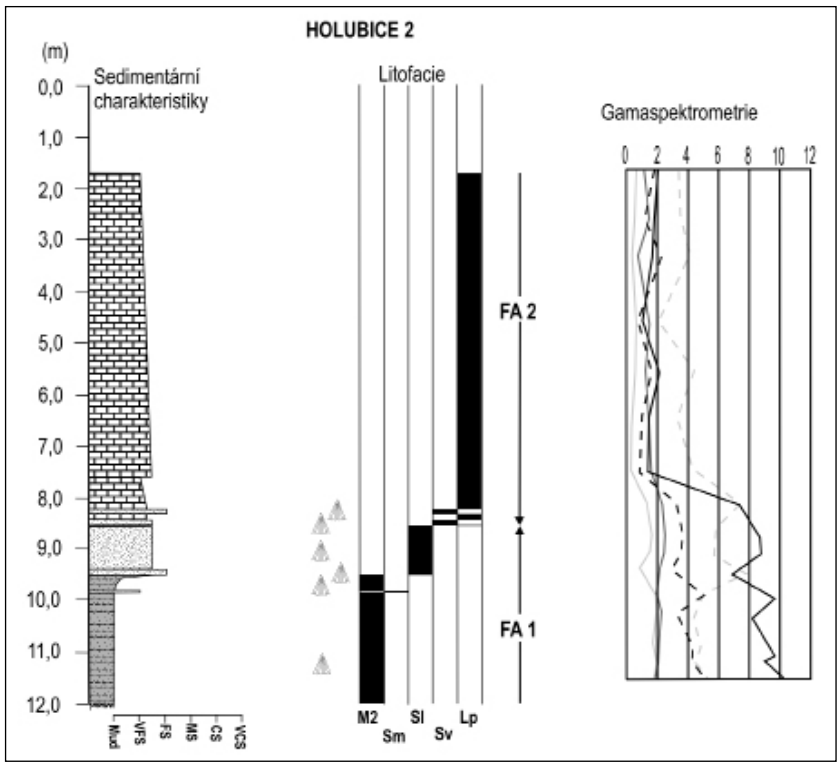


Obr. 2: Litologický profil vrtem Holubice 1.
Fig. 2: Lithological logs of the wells Holubice 1; b – Holubice 2.

a také Th (r = 0,44). Slabě pozitivní korelaci vykazuje zastoupení písčité frakce s koncentrací U (r = 0,25) a naopak negativní korelace byla zjištěna při srovnání zastoupení písčité frakce a K (r = -0,55), a také Th (r = -0,47).

Svrchní faciální asociace FA 2 je tvořena dvěmi litofaciemi (Sv a Lp), přičemž litofacie Lp výrazně dominuje. Písčité vápence a vápnité pískovce jsou velmi proměnlivě zpevněny, což v následné kombinace s technologií vrtání nedovolilo jednoznačně odlišit zastoupení planárního/horizontálního a ukloněného (šikmého?) zvrstvení v rámci profilu. Typický je výskyt vápnitých řas a schránek měkkýšů. Typické jsou značné rozdíly v zastoupení klastické (především písčité) a organodetritické komponenty, ve které dominují vápnité řasy a schránky měkkýšů. Přítomnost klastické štěrkové frakce byla proměnlivá a pohybovala se v prvních procentech. Maximální velikost zrn v A-ose byla zcela ojediněle 2,2 cm, většinou nepřesahovala 1 cm. Jednalo se převážně o klasty vápnitého pískovce, které byly převážně ostrohranné až poloostrohranné, méně často polozaoblené a zcela dominantně čepelovitého tvaru. Polozaoblené klasty křemene byly vzácnější a měly spíše kulovitý tvar.

Gamaspektrometrickou analýzou (12 měření) v rámci FA 2 bylo zjištěno, že sedimenty asociace FA 2 vykazují nízké a stabilní koncentrace K (0,32–0,73 %, průměrná hodnota AVG 0,47 %), Th (0,94–2,79 ppm, AVG 1,83 ppm), a také U (0,09–1,60 ppm, AVG 1,21 ppm). Koncentrace přirozených radioaktivních prvků, především K a Th, jsou výrazně nižší než v rámci FA 1. Průměrná hodnota poměru Th/U dosahuje 1,40 a průměrná hodnota poměru Th/K je 3,97.



Obr. 3: Litologický profil vrtem Holubice 2. Legenda viz obr. 2.
Fig. 3: Lithological logs of the well Holubice 2. Legends see Fig. 2.

To jsou hodnoty nižší než v rámci FA 1, což je způsobeno zejména nízkými koncentracemi Th. Z korelace hodnoty celkové radioaktivity ($nGy.kg^{-1}$) se zastoupením jednotlivých radioelementů vyplývá, že nejvýraznějším nositelem radioaktivity v daném sedimentu je Th (r = 0,57). Nižší roli pro celkovou úroveň koncentrace přirozených radioaktivních prvků hraje K (r = 0,3) a především U (r = 0,11). Korelace U a Th je negativní (r = -0,32) podobně jako korelace U a K (r = -0,60). Naproti tomu koncentrace K a Th vykazují pozitivní korelaci (r = 0,42). Pozitivní korelace byla zjištěna při srovnání přítomnosti jílové frakce a koncentrací U (r = 0,36), naopak negativní při srovnání s koncentrací Th (r = -0,16) a především K (r = -0,64). Zastoupení písčité frakce vykazuje pozitivní korelaci s koncentrací Th (r = 0,36) a především K (r = 0,71), zatímco korelace k U je negativní (r = -0,59). Srovnání výsledků gamaspektrometrie a zrnitosti platí především pro facii Sv.

Chemické složení granátů bylo relativně pestré (tab. 2) s naprostou dominancí almandinové složky. Nejvýše zastoupené jsou pyrop-almandiny s 37 %, následují se 33 % grossular–almandiny a grossular–pyrop–almandiny s 13 %.

Tab. 2: Typy granátu ve studovaných vzorcích.
Tab. 2: Garnet types of the studied samples.

TYP GRANÁTU	%
ALM(64-78) – GRS(11-25)	33
ALM(58-59) – GRS(25) – SPS(10-11)	7
ALM(51-76) – GRS(12-25) – PRP(10-21)	13
ALM(51-85) – PRP(11-43)	37
ALM(71-73) – PRP(11-13) – SPS(10)	7
ALM(62) – SPS(24) – GRS(10)	3

Koncentrace hlavních diagnostických prvků v rámci analyzovaných zrn rutilu jsou vysoce proměnlivé. Všechny hodnocené rutily vykazují vyšší koncentrace Fe než 1 000 ppm, přičemž rozsah hodnot se pohybuje mezi 1 460 a 8 610 ppm s průměrem 3 476 ppm. Zastoupení Nb se pohybuje mezi 260 a 8 550 ppm (průměr 3 951 ppm), Cr mezi 70 a 4 100 ppm (průměr 1 006 ppm) a Zr mezi 100–7 290 ppm (průměr 1 352 ppm). Hodnota logCr/Nb byla negativní v 90 % hodnocených vzorků.

Interpretace

Depoziční prostředí lze v nejhlubší metráži obou vrtů spojit s převládající sedimentací ze suspenze a ukládání prachovitého jílu (facie M1, M2), jen občas přerušované trakčním přínosem písčitého materiálu. Takové podmínky sedimentace lze předpokládat v oblasti relativně hlubšího moře pod bází vlnění („offshore"). Na klidné podmínky depozice ukazuje i přítomnost neporušených schránek tenkostěnných měkkýšů a bioturbace. Směrem vzhůru lze předpokládat postupné změlčování, spojené s vyšším přínosem klastického písčitého materiálu. V písčitých faciích nebyly zjištěny znaky odrážející sedimentaci v rámci břežní zóny, pokládáme je proto za produkt sedimentace moře (spodní či střední část předbřeží). Sedimenty FA 1 odpovídají parasekvenci nebo její části (Emery – Myers 1996). Vysoká pozitivní korelace Th a K ukazuje na společný zdroj signálu, kdežto negativní korelace těchto dvou prvků s U ukazuje, že původ signálu U je odlišný. Původ signálu Th a K lze hledat především v rámci jílové frakce, kdežto původ signálu U je spíše v rámci písčité komponenty. Signál K a Th je hledán v rámci jílových minerálů, lze uvažovat o vyšší roli kaolinitu, ovšem signál může být nesen více minerály. Je to však výrazný rozdíl proti výsledkům z vrtů na lokalitách Hluchov a Brus (Nehyba – Jašková 2012; Zborník et al. 2013), kdy v rámci stratigraficky a litologicky obdobných faciálních sledů byly zjištěny odlišné závislosti radioelementů na jílové frakce při přibližně stejných koncentracích K, Th and U. Lokalita Holubice odpovídá distálnějším partiím sedimentární pánve, a proto mineralogické složení jílové frakce může být odlišné. Výkyvy v zastoupení Th a U odráží nejspíše proměnlivé zastoupení psamitické frakce a karbonátového materiálu.

Nástup karbonátové sedimentace, tedy FA 2, odráží výraznou změnu depozičních podmínek. Hranice mezi FA 1 a FA 2 je zřetelná výrazným poklesem koncentrací zejména K, Th a hodnot poměru Th/U i Th/K, kterou interpretujeme také jako odraz redukce přínosu klastického materiálu. Také v rámci FA 2 lze uvažovat o společném zdroji signálu K a Th a rozdílném zdroji pro U. Zdroj signálu U lze hledat v rámci jílové frakce, kdežto zdroj signálu K a Th v rámci frakce písčité, a to jak v rámci lehkých minerálů (klastické slídy/živce), tak i v rámci těžkých minerálů. Uran je v FA 2 relativně nabohacen vzhledem k ostatním nositelům přirozené radioaktivity, což je pro sedimenty s vyšším obsahem karbonátů typické (Langmuir – Herman 1980; Berstad – Dypvik 1982). Nejnižší koncentrace U, Th i hodnoty Th/U a Th/K leží v uvnitř FA 2. Výkyvy v zastoupení Th a K odráží nejspíše proměnlivé zastoupení psamitické frakce a tedy relativní rozdíly v zastoupení klastické a karbonátové komponenty. Tyto rozdíly lze nejspíše vysvětlit rozdíly v přínosu klastického materiálu, odrážejícími rozdílnou intenzitu zvětrávacích procesů (relativně aridnější a relativně humidnější periody). Sedimentace FA 2 probíhala v mělkomořských až příbřežních podmínkách vzhledem k výrazné roli trakčního proudění. Občasné vložky písčitější facie ukazují na cyklické změny podmínek sedimentace, střídání podmínek vhodnějších a méně vhodných pro tvorbu řasových vápenců. Relativní rozdíly v zastoupení facie Sv v jednotlivých vrtech v rámci FA 2 (v rámci dominantní facie Lp) mohou odrážet vnitřní stavbu karbonátového tělesa nebo rozdílnou vzdálenost od okraje pánve. Vložky klastických sedimentů jsou známy také z řasových vápenců v Podbřežicích, kde v současnosti vystupuje jejich největší přirozený odkryv. Rozdílná je i celková mocnost FA 2 v jednotlivých vrtech Holubice.

„Primární" zdroj granátu lze hledat v regionálně metamorfovaných horninách (rulách, amfibolitech a granulitech), což potvrzují i výsledky studia rutilu. Jeho původ lze hledat také především v metamorfitech, přičemž lze předpokládat výrazně vyšší zastoupení hornin metapelitických (90 %) než metamafických (10 %). Získané analýzy nepotvrdily původ rutilu z magmatických hornin (Zack et al. 2004a,b; Triebolt et al. 2005). Provenience rutilu je tedy odlišná od provenience tohoto minerálu ve spodno-

badenských sedimentech na lokalitách Hluchov a Brus (Nehyba – Jašková 2012; Zborník et al. 2013).

Celkově lze ve vrtech Holubice 1 a 2 doložit relativní změlčení směrem vzhůru, tedy progradační trend. Takovou situaci lze z pohledu sekvenční stratigrafie nejspíše spojit s traktem vysoké hladiny. Ve vazbě k pozici spodnobadenských karbonátových těles karpatské předhlubně, tzv. řasových vápenců, ve vztahu k pohybu relativní mořské hladiny (Buday 1955; Cicha – Dornič 1960; Krystek – Tejkal 1968; Hladíková et al. 1992; Doláková et al. 2008) je často uvažováno o jejím relativním poklesu. V zájmovém prostoru jsou řasové vápence vyvinuty v nadloží spodnobadenských pelitů tzv. téglů, které představují především sedimenty centrálnějších částí pánve. Ve srovnání s dříve vrtně hodnocenými lokalitami, tj. Přemyslovice, Hluchov a Brus (Nehyba – Jašková 2012; Zágoršek et al. 2012; Zborník et al. 2013) nejsou v podloží vápenců vyvinuty sedimenty transgresivního traktu, což je způsobeno jinou pozicí v rámci depoziční pánve. Významnou redukci přínosu siliciklastického materiálu ve spojení s tvorbou těchto karbonátových těles však zjišťujeme na všech těchto lokalitách i přes rozdílný faciální záznam.

Poděkování

Studium bylo prováděno v rámci grantu ***GA ČR 205/09/0103****. Za laskavé posouzení příspěvku a připomínky děkujeme recenzentům Nele Dolákové a Ondřeji Bábkovi.*

Literatura

Berstad, S. – Dypvik, H. (1982): Sedimentological evolution and natural radioactivity of Tertiary sediments from the central North Sea. – Journal of Petroleum Geology, 5, 77–88.

Cicha, I. (1962): Zpráva o výzkumech tercieru na listu Vyškov. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1961, 208–211.

Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). – Geologica Carpathica, 59, 133–146.

Emery, D. – Myers, K. J. (eds) (1996) : Sequence stratigraphy. – Blackewll Science, 1–297. Oxford.

Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3–26.

Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. – Journal of Sedimentary Petrology, 50, 2, 485–488.

Langmuir, D. – Herman, J. S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 1753–1766.

Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I Český masiv. – 1–333. SNTL Praha.

Nemec, W. (2005): Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – Institutt for geovitenskap, Uni. Bergen, 1–28.

Nehyba, S. – Jašková, V. (2012): Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Hluchov (sedimenty spodního badenu karpatské předhlubně). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 36–41.

Novák, Z. (1975): Spodnobadenské vápence karpatské předhlubně. – MS, kandidátská disertační práce, Přírodovědecká fakulta Univerzity J. E. Purkyně. PřF UJEP Brno.

Otava, J. (1998): Trendy změn ve složení siliciklastik drahanského kulmu a jejich geotektonická interpretace. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997, 5, 62–64.

Paulik, J. (1953): Zpráva o geologickém výzkumu lithothamniových vápenců na Moravě. – Závěrečná zpráva, MS ČGS Brno.

Powers, M. C. (1982): Comparison chart for estimating roundness and sphericity. – AGI Data Sheet 18.

Stráník, Z. (ed.) et al. (1985): Geologická mapa ČR, list 24-43 Šlapanice. – Český geologický ústav. Praha.

Triebold, S. – von Eynatten, H. – Zack, T. (2005): Trace elements in detrital rutile as provenance indicators: a case study from the Erzgebirge, Germany. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 38, 44–145.

Tucker, M. (ed.) (1988): Techniques in Sedimentology. – Blackwell Science, 1–394.

Walker, R. G. – James, N. P. (1992): Facies Models. Response to sea level changes. – Geological Association of Canada, 1–380, Toronto.

Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – Sedimentary Geology, 171, 37–58.

Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, 471–488.

Zágoršek, K. – Nehyba, S. – Tomanová Petrová, P. – Hladilová, Š. – Bitner, M. A. – Doláková, N. – Hrabovský, J. – Jašková, V. (2012): Local catastrophe near Přemyslovice (Moravia, Czech Republic) during Middle Miocene due to the tephra input. – Geological Quarterly, 56, 2, 269–284.

Zborník, V. – Nehyba, S. – Jašková, V. (2013): Výsledky vrtného průzkumu na lokalitě Brus (neogenní sedimenty karpatské předhlubně). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku. 20, 1–2, 63–68.

PROJEVY ZDROJOVÝCH OBLASTÍ SEDIMENTŮ V ZRNITOSTNÍM SLOŽENÍ KORYTOVÝCH AKUMULACÍ VODNÍCH TOKŮ V RELIÉFU BUDOVANÉM FLYŠOVÝMI HORNINAMI

Stream-bed sediments as indicators of sediment sources in flysh areas

Václav Škarpich, Tomáš Galia
Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF OU, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská Ostrava; e-mail: vaclav.skarpich@osu.cz

(25–23 Rožnov pod Radhoštěm, 25–41 Vsetín)

Key words: Hostýn-Vsetín Mts., Javorníky Mts., headwater streams, fluvial sediments, colluvial sediments

Abstract
The character of bed sediments reflects fluvial processes and the dynamics of material transport in fluvial (dis)continuum systems. The approach in this study was based on the measurement of the five largest boulders located within a channel, and on the observation of changes in their size in the longitudinal profile of headwater streams Kobylská and Pulčínský potok. All three axes (dimensions) of the five largest boulders were measured at 10 ± 1m intervals of the longitudinal profile. The resulting trends in a particle-size index reflect the character of sediment delivery into the channel segment. The largest boulders were observed in channel sections with a strong interaction of slope processes. But local lithological conditions affect changes of the mean value of the particle-size index of the largest boulders. The role of slope processes can be accentuated by the presence of uniform sandstone lithology of the studied bed particles. In the lithology built by claystone layers the role of slope processes has problematic identification. The main reason is erodible character of claystone layers which affects sediment supply of finer particles from adjacent slopes into the channel segment.

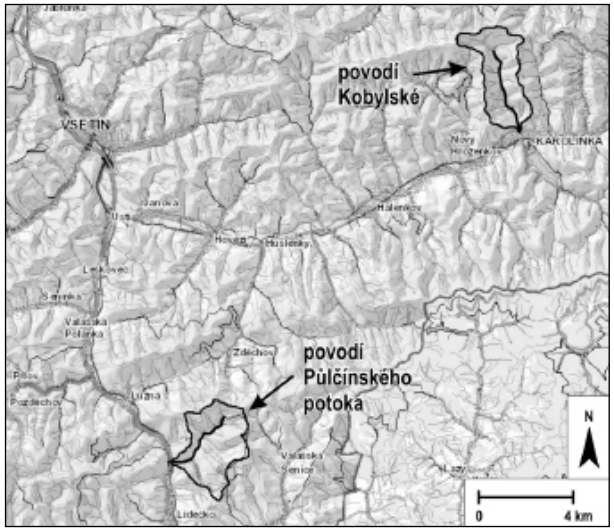
Úvod

Vysokogradientové části toku jsou důležitou součástí říčního kontinua, resp. (dis)kontinua (Fryirs et al. 2007). Tyto úseky jsou považovány za tzv. zdrojové oblasti sedimentů v povodí, kdy materiál ze svahů vstupuje gravitačním pohybem do koryta a je dále transportován fluviálními procesy do nižších partií povodí (Mongomery – Buffington 1997; Owczarek 2008). V současné literatuře se těmito zdrojovými oblastmi povodí zabývají některé studie, ve kterých se objevuje metodika identifikace těchto zdrojnic v návaznosti na odezvě v morfologických parametrech koryta (např. sklon a šířka koryta; Theler et al. 2010; Recking et al. 2012) nebo zrnitostním složení dnových sedimentů akumulovaných v korytě (např. hrubnutí sedimentu v důsledku vyšší dotace materiálu z přilehlých svahů atp.; Golden – Springer 2006; Galia – Škarpich 2013). Obecně je výsledný charakter korytových sedimentů odrazem poměrů donášky sedimentů a transportní kapacity toku. V reliéfu tvořeném flyšovými horninami je však identifikace vlivu zdrojů sedimentů na korytotvorné procesy značně obtížná. Důležitou roli sehrává litologie hornin budujících danou oblast, tedy mocnost vrstev, petrografické složení a zrnitost hornin. Problematický může být třeba pohled na odezvu zrnitostního složení povrchové vrstvy sedimentů dna koryta v území s hrubě lavicovitými flyšovými horninami a jemně rytmickými flyšovými horninami. U reliéfu, který je budovaný pískovcovými horninami, se mohou zdrojové oblasti sedimentů projevit v akumulačních tvarech v korytě vodního toku lokálním hrubnutím sedimentu. Důvodem je především vliv velikosti sedimentů vstupujících do koryta, které není vodní tok schopen transportovat. Naopak u reliéfu, který je budován jemně rytmickými sedimentárními, např. jílovcovými horninami, jsou tyto projevy smazány právě vstupem většího množství jemnějších zrnitostních frakcí z okolních svahů do koryta a vliv konkrétních zdrojů se v toku nemusí projevit (Škarpich et al. 2010; Galia – Škarpich 2013). Projev fluviálních procesů je tak ve velikosti klastů akumulovaných v korytě velmi těžko identifikovatelný právě z důvodu vstupu těchto jemnějších frakcí sedimentů, které je vodní tok schopen transportovat (Škarpich et al. 2010).

Cílem této studie je popsat odezvu zrnitostních parametrů sedimentů akumulovaných v korytě v závislosti na dodávce sedimentů do koryta u povodí budovaných hrubě lavicovými flyšovými horninami. Předpoklad dodávky sedimentů je charakterizován v určitých úsecích koryt výskytem větších klastů, které není vodní tok schopen transportovat během povodňových průtoků. Uplatňuje se zde především vliv gravitačně podmíněného koluviálního transportu z okolních svahů a tento materiál je poté po určitý čas uložen v korytě.

Zájmové území

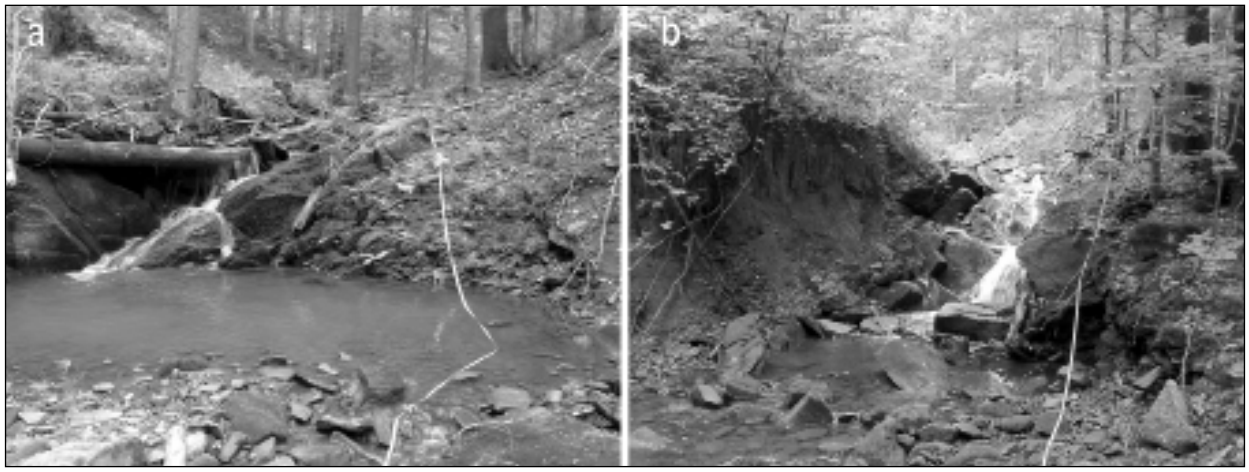
Zájmovým územím jsou povodí dvou vysokogradientových toků: Kobylské v Hostýnsko-vsetínské hornatině a Pulčínského potoka v Javornících (viz obr. 1). Povodí Kobylské je v převážné části budováno vsetínskými vrstvami zlínského souvrství s převládajícím petrografickým složením flyšových hornin s vápnitými jílovci a mocnějšími vrstvami glaukonitických pískovců (Pesl 1991; Krejčí 1991). V nejhornějších partiích povodí jsou potom zastoupeny bělovežské vrstvy račanské jednotky s drobně rytmicky se střídajícími rudohnědými a zelenošedými jílovci. Studovaný úsek koryta je charakterizován sklonem od 0,05 do 0,15 m/m, některé úseky dosahují sklonu až 0,20 m/m. V korytě toku se hojně vyskytují vyšší skalní stupně (obr. 2a). Místy se vyskytují rozsáhlé břehové nátrže s rozsahem v podélném směru průběhu koryta od 5 do 15 m a výškou místy i 5 m (viz obr. 2b). V horní části povodí má koryto stržovitý charakter a je zde před-



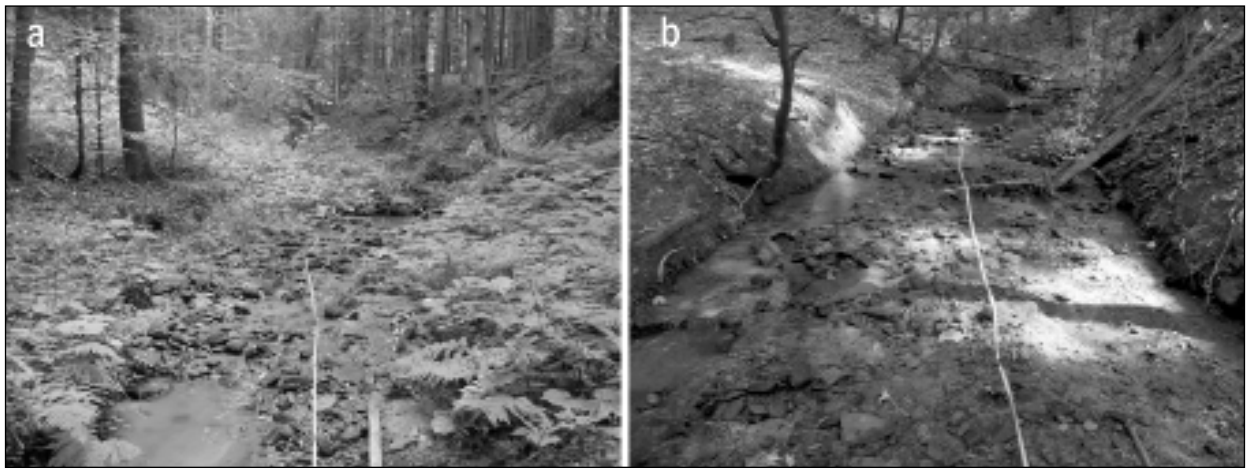
Obr. 1: Lokalizace studovaných vodních toků a jejich povodí v Hostýnsko-vsetínské hornatině a Javornících (zdroj podkladových dat: http://geoportal.cenia.cz/).
Fig. 1: Localisation of the studied streams and their basins in the Hostýn-Vsetín Mts. and Javorníky Mts. (data source: http://geoportal.cenia.cz/).

poklad vysoké dodávky sedimentů do koryta koluviálním transportem z okolních svahů. Dolní část studovaného úseku je charakterizována spíše neckovitým údolím v příčném profilu, ve kterém koryto tvoří zákruty o poloměru cca 20 m. Délka studovaného úseku byla 810 m. Celková plocha povodí vodního toku Kobylská je 6,74 km^2.

Povodí Pulčínského potoka je budováno luhačovickými vrstvami zlínského souvrství (račanská jednotka) s vrstvami hrubozrnných arkózových a drobových pískovců až drobnozrnných slepenců. Místy jsou zde zastoupeny újezdské vrstvy zlínského souvrství (račanská jednotka) s hrubozrnnými vrstvami arkózových a drobových pískovců (Krejčí 1991). Studovaný úsek koryta vodního toku Pulčínský potok se vyznačuje sklonem od 0,05 m/m do 0,10 m/m (viz obr. 3a, b). Břehové nátrže v tomto úseku se vyskytují výjimečně a mají rozměry max. do 5 m v podélném průběhu vodního toku s výškou max. 1 m. Tyto nátrže jsou však v současnosti zpevněny kořenovými systémy vegetace. V korytě se také ve velké míře objevují zbytky dřeva, které mají významnější vliv na hydraulické poměry (viz obr. 3a, b). Příčný profil údolí má charakter neckovitého údolí (viz obr. 3a), ve kterém vodní tok charak-



Obr. 2: a – Skalní stupně v korytě ve studovaném úseku Kobylská; b – břehová nátrž v údolním dně toku Kobylská.
Fig. 2: a – Bedrock steps in the studied reach of the Kobylská stream; b – bank failure in the valley bottom of the Kobylská stream.



Obr. 3: a – Neckovitý tvar údolí s nižší úrovní zaplavované nivy při extrémních povodních Pulčínského potoka; b – široké koryto vodního toku Pulčínského potoka.
Fig. 3: a – Trapezoid shape and floodplain of the Pulčínský potok stream; b – wide channel of the Pulčínský potok stream.

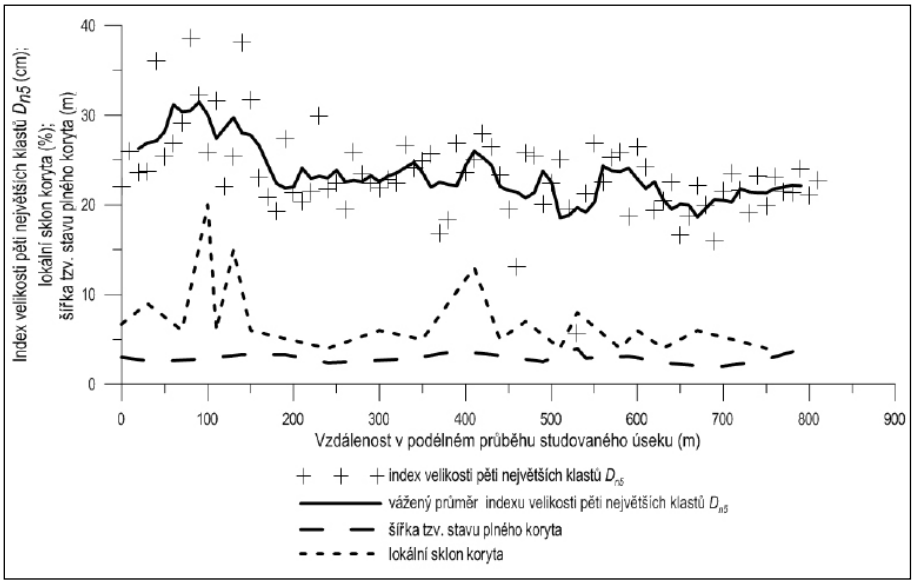
terizují zákruty o poloměru cca 20 m. Délka studovaného úseku byla 860 m. Celková plocha povodí Pulčínského potoka je 7,39 km^2.

Metodická východiska

Terénní práce probíhaly v letním období roku 2012. Byly vybrány dva vodní toky v Hostýnsko-vsetínské hornatině a Javornících. Předpokladem byl výskyt pískovcových hornin budujících tato dvě povodí pro vzájemné porovnání výsledků. Měření a terénní průzkum ve studovaných úsecích probíhal vždy ve směru po proudu. Metodika je založena na sběru vždy 5 největších klastů (především balvanů) v příčném profilu koryta vodního toku vždy v intervalu po 10 ± 1 m v podélném profilu proudnice toku (dle metodiky Galia – Škarpich 2013). Tyto hodnocené klasty byly ve všech případech tvořeny pískovci. Zaměřeny byly vždy tři základní osy klastu *a, b* a *c* s přesností na půl centimetru (dle metodiky Bunte – Abt 2001). Následně byly vypočteny charakteristiky indexu velikosti klastu (nominal diameter), který vychází ze vztahu: $D_{n5} = (a*b*c)^{1/3}$, kde *a, b, c* jsou jednotlivé osy těchto klastů (Bunte – Abt 2001). Obecně lze konstatovat, že poproudové trendy ve velikosti 5 největších klastů odráží charakter koluviálních a fluviálních procesů ve svahovo-korytovém subsystému fluviálního (dis)kontinua. Lze předpokládat, že při výskytu větších klastů (valounů) v korytě vodního toku v horních úsecích povodí vysokogradientových toků není schopna proudící voda (při dané transportní kapacitě koryta) rozpohybovat tyto klasty. Hypoteticky se tedy jedná o klasty, které sem byly dopraveny především gravitační činností (resp. koluviálními procesy) z přilehlých svahů a jsou zde dočasně uloženy. Při následném opracovávání fluviálními procesy (rozbitím okolními pohybujícími se klasty při vyšších průtocích) mohou být po dosažení určité velikosti klastu rozpohybovány proudící vodou při povodňových průtocích. V průběhu terénních prací byly zaměřeny také základní parametry koryta: šířka koryta a lokální sklon vždy v intervalu 50 ± 1 m.

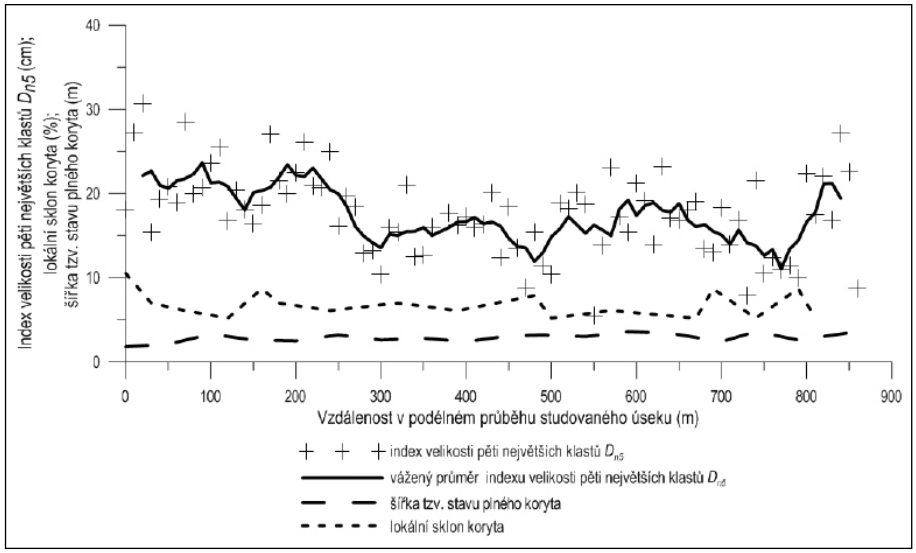
Výsledky a diskuze

Vývoj trendů průměrných hodnot indexu D_{n5} vykazuje v podélném průběhu obou vodních toků značně rozkolísaný průběh. Především v horní části studovaného úseku Kobylské jsou patrné zvýšené hodnoty tohoto indexu D_{n5}. Obecně lze konstatovat, že v korytě Kobylské se v horní části studovaného úseku vyskytují mnohem (místy až dvojnásobně) větší klasty oproti dolnímu úseku a dochází zde k výskytu větších valounů. Tento stav je patrně způsoben přísunem hrubého klastického materiálu z přilehlých svahů, jehož velikost překračuje lokální transportní kapacitu toku. Úsek koryta by se dal charakterizovat jako značně omezený (z angl. *confined*) nebo částečně omezený (z angl. *partially confined*) sensu Fryirs et al. (2007), kdy jsou svahy v kontaktu s vodním tokem a materiál je transportován přímo do koryta. Celá studovaná oblast je také budována mocnějšími pískovcovými lavicemi (mocnost od 10 do 40 cm), které se přímo podílejí na zvýšené velikosti sledovaných klastů. Tyto mocnější lavice pískovců lze vypozorovat v korytě vodního toku, kde tvoří skalní stupně a kaskády (viz obr. 2a, b). Proudící voda právě klasty z těchto mocnějších pískovcových lavic není schopna při dané transportní kapacitě rozpohybovat a ty jsou tak dočasně uloženy v korytě. Fakt zvýšené dodávky přímo z přilehlých svahů podporuje také výskyt mohutných břehových nátrží, ze kterých je zcela jistě vodní tok zásobován hrubým sedimentárním materiálem při vyšších vodních stavech. Částečně problematický se může jevit zvýšený lokální sklon v horním úseku Kobylské (viz obr. 4, cca 90 a 120 m od počátku studovaného úseku v podélném průběhu toku). Zvýšení těchto hodnot lokálního sklonu by mohlo být spojováno v tomto úseku se zvýšením indexu D_{n5}. Na základě dosud realizovaných studií (sensu Kondolf 1997; Škarpich et al. 2010, 2012) lze konstatovat, že zvýšení lokálního sklonu má vliv především na úsek vždy pod daným stupněm (v literatuře jsou tyto formy v korytě někdy též popisovány jako diskonektivity) ve smyslu hrubnutí akumulovaných sedimentů zvýšením energie proudící vody a odplavením jemnějších frakcí sedimentů. V úsecích nad těmito stupni by pak snížením energie proudící vody vlivem sníženého lokálního sklonu mělo docházet také k výskytu jemnějších frakcí akumulovaných v korytě. Hrubší frakce také mnohdy bý-



Obr. 4: Index velikosti pěti největších klastů D_{n5}, lokální sklon koryta a šířka tzv. stavu plného koryta v podélném průběhu vodního toku Kobylská, vzdálenost v podélném průběhu je uváděna směrem po proudu toku.

Fig. 4: Nominal diameter of the five largest boulders (D_{n5}), local channel gradient and bankfull width in the longitudinal profile of the Kobylská stream, distance in the longitudinal profile is measured downstream.



Obr. 5: Index velikosti pěti největších klastů (D_{n5}), lokální sklon koryta a šířka tzv. stavu plného koryta v podélném průběhu vodního toku Pulčínský potok, vzdálenost v podélném průběhu je uváděna směrem po proudu toku.

Fig. 5: Nominal diameter of the five largest boulders (D_{n5}), local channel gradient and bankfull width in the longitudinal profile of the Pulčínský potok stream, distance in the longitudinal profile is measured downstream.

vají překryty těmito akumulovanými jemnějšími frakcemi a ty nemusejí být v korytě identifikovatelné. U vodního toku Kobylské jsou tyto obecně platné zákonitosti patrné mírným snížením indexu D_{n5} nad těmito stupni (diskonektivitami) (viz obr. 4).

Analýza indexu D_{n5} v podélném průběhu Pulčínského potoka nevykazuje významnější odchylky např. ve zvýšení hodnot (obr. 5). Tyto hodnoty mají sice rozkolísaný průběh, ale nelze zde identifikovat, např. jako u vodního toku Kobylská, zvýšenou dodávku sedimentů z přilehlých svahů gravitačními procesy do koryta v podobě zvýšení indexu D_{n5}. Oblast povodí je podobně jako u vodního toku Kobylská budována mocnějšími vrstvami pískovcových hornin (a také slepenci). Ovšem v podélném průběhu toku se při této analýze dodávka větších valounů do koryta nikde neprojevuje zvýšenými hodnotami D_{n5}. Důvodem je charakter údolního dna, které je charakterizováno neckovitým tvarem v příčném profilu s vyskytujícími se menšími říčními terasami. Vodní tok lze zde definovat jako částečně omezený (z angl. *partially confined*) nebo neomezený (z angl. *unconfined*) sensu Fryirs et al. (2007). Svahy tak nepřiléhají přímo ke korytu vodního toku a dodávka sedimentů je omezena tzv. laterálními diskonektivitami v podobě již zmíněných lokálně vyskytujících se říčních teras sensu Fryirs et al. (2007). Tento trend se projevuje také v nízkém počtu a velikosti sledovaných břehových nátrží. Nicméně v dolní části sledovaného profilu (cca 780–850 m od počátku) lze ukázat na poproudový nárůst D_{n5}, který může být odrazem zvýšené transportní kapacity se zvýšenou rychlostí proudění vody. V samotném korytě jsou tyto procesy pozorované zrychlenou erozí a postupným zahlubováním toku v tomto úseku.

Závěry

Metoda sběru, měření a mapování nejhrubší frakce korytových sedimentů může být nástrojem v identifikaci zdrojových oblastí sedimentů pro vodní toky v systému svah-koryto. Je však nutné brát vždy v potaz lokální charakteristiky horninového složení zdrojového materiálu, především pak zrnitost, petrografické složení a mocnost vrstev v případě sedimentárních hornin. U oblastí budovaných jílovcovými horninami je především jejich vyšší erodibilita a rozpadavost velkou překážkou v jednoznačné identifikaci zdrojů materiálu výše popisovanou metodou. Takto vzniklé jemnější zrnitostní frakce jsou okamžitě fluviálně transportovány a nelze tak odraz konkrétních materiálových zdrojů v přilehlých korytových sedimentech zhodnotit. Oproti tomu u oblastí budovaných pískovcovými horninami dodávajícími do koryta poměrně hrubší klastický materiál, lze předpokládat, že právě velké klasty transportované gravitačními procesy do koryta nemohou být fluviálními procesy rozpohybovány a jsou tak v korytových úsecích přiléhajících ke svahům s výskytem jejich zdrojů dlouhodobě akumulovány.

Poděkování

Příspěvek vznikl za podpory interního grantu Ostravské univerzity SGS4/PřF/2012. Autoři děkují Mgr. Danielu Nývltovi, Ph.D. za cenné připomínky v recenzním řízení.

Literatura

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.

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.

Galia, T. – Škarpich, V. (2013): Coarse bed sediments in a headwater channel as indicators of fluvial processes and slope-channel coupling: a case study from the Carpathian Mountains (Czech Republic). – Moravian geographical report, 21, 2–11.

Golden, A. R. – Springer, G.S. (2006): Hydraulic geometry, median grain size, and stream power in small mountain streams. – Geomorphology 78, 64–76.

Kondolf, G. M. (1997): Hungry water effects of dams and gravel mining on river channels. – Environmental management, 21, 533–551.

Montgomery, D. R. – Buffington, J. M. (1997): Channel reach morphology in mountain drainage basins. – Geological Society of America Bulletin, 109, 596–611.

Owczarek, P. (2008): Hillslope deposits in gravel-bed rivers and their effects on the evolution of alluvial channel forms: A case study from the Sudetes and Carpathian Mountains. – Geomorphology, 98, 111–125.

Pesl, V. (1991): Geologická mapa ČR 1 : 50 000 – list 25-23 Rožnov pod Radhoštěm. – Český geologický ústav.

Krejčí, O. (1991): Geologická mapa ČR 1 : 50 000 – list 25-41 Vsetín. – Český geologický ústav.

Recking, A. – Leduc, P. – Liébault, F. – Church, M. (2012): A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability. – Geomorphology, 139–140, 53–66.

Škarpich, V. – Galia, T. – Hradecký, J. – Peč, J. (2010): Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 17, 199–204.

Škarpich, V. – Galia, T. – Hradecký, J. (2012): Podmínky transportu a akumulace sedimentů v člověkem ovlivněných korytech beskydských toků: příkladová studie soutoku řeky Morávky a Mohelnice. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 53–58.

Theler, D. – Reynard, E. – Lambiel, C. – Bardou, E. (2010): The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. – Geomorphology, 124, 113–123.

STAV VÝZKUMU BLOKOVOBAHENNÍCH PROUDŮ NA ZÁPADNÍCH SVAZÍCH KEPRNICKÉ HORNATINY (HRUBÝ JESENÍK)

State of debris flow research on the western slopes of the Keprnická hornatina (the Hrubý Jeseník Mts.)

Radek Tichavský, Karel Šilhán
Katedra fyzické geografie a geoekologie, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava - Slezská Ostrava; e-mail: radek.tichavsky@osu.cz

(14-24 Bělá pod Pradědem)

Key words: Silesicum, Hrubý Jeseník Mts., debris flow, high-gradient channel, dendrogeomorphology

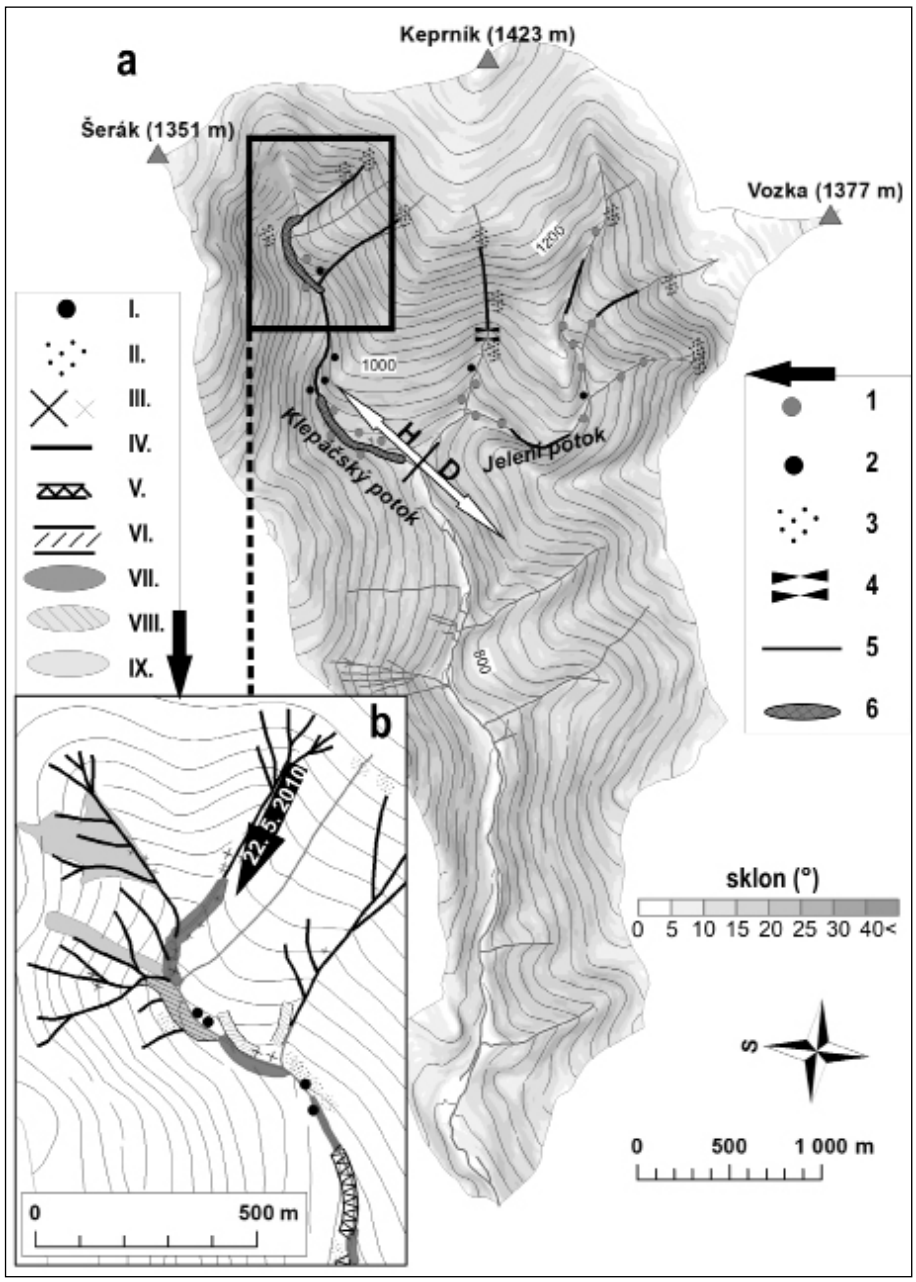
Abstract
The debris flows are fast dangerous processes initiated also in mid-mountains of the Czech Republic, frequently damaging forest stands. An occurrence of debris flows in the Hrubý Jeseník Mts. is connected with steep slopes and high-gradient channels predisposed by landuse, morphometric, lithological and especially climatic conditions. The first stage of research was implemented in the Klepáčský brook drainage basin. In 2013, a field geomorphological mapping and sampling of disturbed trees for dendrogeomorphic research (tree ring analysis) were carried out. There are preserved several remnants of former debris flows. The oldest accumulations in a form of terraces above the channel bottom, younger but stable and overgrown lateral levees and recent fresh frontal lobes directly in the channel were distinguished. At least 9 debris flow events in the last 60 years were dated in the Klepáčský brook from the tree ring analysis; the year 2010 was the last known and the most represented period in the tree ring series. Spatial dimensions, magnitudes of debris flows and places of their origin has been changed during the last decades so we could analyze their different behaviour patterns (e. g. 1991, 1997 and 2010), recorded in disturbed trees along the brook. The research will be extended to other basins in the Keprnická hornatina Mts., focusing on factors of debris flow predisposition and chronology with an application of dendrogeomorphic methods being actually the most accurate approach for dating of events in far-flung tree-covered basins.

Úvod

Blokovobahenní proudy jsou svahové procesy, které ve středně vysokých pohořích výrazně ovlivňují morfologii vysokogradientových toků (Šilhán 2012). Jde o velmi rychlý transport pevného materiálu a vody v prudkých, uzavřených korytech, přičemž nasycená hmota tvoří celek a všechny její složky se pohybují stejnou rychlostí (Baker et al. 1988; Jakob – Hungr 2005). V horských oblastech střední Evropy se vyskytují v lokalitách s příznivými morfometrickými (nadmořská výška, vertikální členitost, sklon) a klimatickými podmínkami (extrémní srážkové úhrny) pro jejich vznik. K dalším faktorům patří litologie území, vegetační pokrytí nebo vliv člověka.

Hrubý Jeseník je z hlediska tvorby blokovobahenních proudů příhodnou oblastí. Pohoří je součástí Silesika a jeho základní geologické rysy byly vytvořeny variskou orogenezí a mladšími tektonickými pohyby, které až dodnes mohou mít vliv i na současnou dynamiku (srov. Sas – Eaton 2007; Štěpančíková et al. 2008). V chladných obdobích kvartéru se zde intenzivně projevovaly periglaciální procesy a docházelo k fyzikálnímu zvětrávání horninového masivu za vzniku mocných zvětralinových plášťů (Czudek 1997). Z horninového složení převládají metamorfované horniny různého stupně přeměny (Mísař et al. 1983). Zájmové území je součástí keprnické klenby (Pouba et al. 1962), kterou formují jak odolné, tzv. keprnické ortoruly, tak i méně odolné svory a fylity, jež díky vysokému obsahu slíd (snižují koeficient tření) mají menší stabilitu na svazích a snáze podléhají zvětrávání (Zvejška 1947). Tektonická predispozice je patrná i v povodí Klepáčského potoka v podobě zaříznutých údolí tvaru V a podélný profil toků je často ostře vymezen zlomovými systémy (Prosová 1963). Tektonicky oslabená místa na svazích mohou být iniciálním faktorem rozvoje strží, které bývají často reaktivovány a prohlubovány pohybujícím se zvětralým koluviálním materiálem proudů (Sokol 1965). Morfometrické parametry pohoří jako nadmořská výška, výrazná vertikální členitost a sklony svahů, místy přesahující 40°, jsou dalšími z faktorů pozitivně ovlivňujících vznik blokovobahenních proudů. Na dotaci sedimentů do vysokogradientových toků má vliv i zalesnění území smrkovými monokulturami, popř. uměle vysazené klečové porosty v nejvyšších partiích hor (Roštínský et al. 2013), jejichž vztah ke geomorfologickým procesům (především svahovým deformacím) je podrobněji rozebrán v díle Šenfeldra et al. (2012).

Výzkum blokovobahenních proudů se na Katedře fyzické geografie a geoekologie Ostravské univerzity provádí již několik let a v rámci ČR se soustřeďoval především do oblasti Západních Karpat (Moravskoslezské Beskydy). Nyní se začíná s vyhodnocováním proudů v oblasti se zcela odlišnou geologickou stavbou, geomorfologickým vývojem a historií využití území, s cílem vyhodnotit predispoziční faktory, četnost, výskyt a prostorový dosah na základě širokého spektra metod geomorfologického výzkumu, především pak pomocí dendrogeomorfologických metod. Problematikou se v Jeseníkách zabývalo již několik autorů. Podrobně ji rozebírá např. Sokol (1965) nebo Gába (1992). Oba řeší blokovobahenní proudy (resp. svahové sesuvy, mury) z hlediska jejich predispozice a prakticky se shodují na faktorech vzniku (geologické podloží, vegetační zastoupení, extrémní srážky). Okrajově se jimi zabýval Netopil (1956), Vysoudil (1976) nebo Roštínský (2010). Proudy v masivu Červené hory (1 333 m n. m.) se



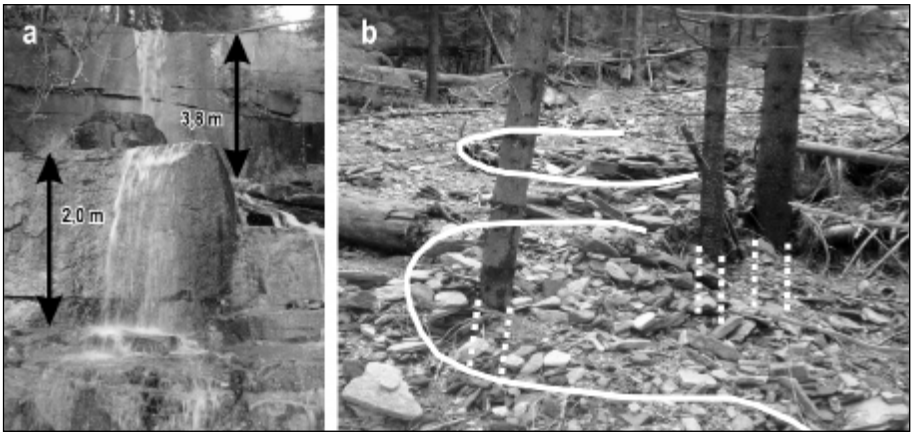
Obr. 1: a – Zájmová oblast s výskytem blokovobahenních proudů (BBP): 1 – stabilizované valy BBP, 2 – terasy BBP, 3 – zdrojové oblasti sedimentů na svazích, 4 – vodopád Jeleního potoka, 5 – transportní zóny BBP, 6 – recentní akumulace BBP, (H a D = horní a dolní zóna, viz text); b – zdrojová oblast Klepáčského potoka s aktivní dráhou BBP z roku 2010: I. – stabilizované valy BBP, II. – suťové kužely, III. – svahové a břehové nátrže, IV. – strže, V. – zahloubené koryto ve skalním podloží, VI. – terasy BBP, VII. – recentní akumulace BBP, VIII. – vyšší stupeň terasy, IX. – fosilní suťové proudy a sesuvy.

Fig. 1: a – Study area with occurence of debris flows (DF): 1 – stable levees of DF, 2 – terraces of DF, 3 – sediment source areas on slopes, 4 – waterfall of the Jelení brook, 5 – transport zones of DF, 6 – recent accumulations of DF, (H and D means upper and lower parts of valley); b – source area of the Klepáčský brook with active DF track from 2010: I. – stable levees of DF, II. – colluvial cones, III. – slope and bank failures, IV. – gullies, V. – channel incised to bedrock, VI. – terraces of DF, VII. – recent accumulations of DF, VIII. – higher terrace level, IX. – fossil DF and landslides.

podařilo datovat i pomocí dendrogeomorfologické analýzy (Malik – Owczarek 2009).

První zájmovou oblastí je povodí Klepáčského potoka (obr. 1), který pramení v masivu Šeráku (1 351 m n. m.) a Kepřníku (1 423 m n. m.) v nadmořské výšce cca 1 250 m a po necelých 7 km ústí do Branné. Jeho levostranným přítokem je Jelení potok, jenž pramení v masivu Kepřníku a Vozky (1 377 m n. m.) Terénní průzkum s cílem podrobně zmapovat údolní dna obou vysokogradientových toků proběhl na podzim 2013. Oba toky se jeví jako velmi dynamické a soustřeďují v sobě značné množství materiálu, především štěrkového až balvanitého charakteru. Mnohé úseky jsou na druhou stranu obnažené až na skalní podloží a fungují tak dnes pravděpodobně jako transportní zóny rychlých korytových procesů. V rámci povodí se dají vysledovat odlišné typy odlučností hornin (převážně biotitických ortorul a svoru, místy pararul). Na méně odolných pararulách a svorech převažuje vrstevnatá až břidličnatá odlučnost, naopak u odolnějších ortorul převažuje odlučnost lavicovitá až kvádrovitá – horniny tvoří až několik metrů velké bloky v korytě a v rámci podélného profilu jsou tak patrné stupně a kaskády. Příkladem pestrosti různě odolných hornin a zlomové tektoniky je 3,8 m vysoký vodopád na jedné ze zdrojnic Jeleního potoka, doprovázený dalším 2m stupněm a soustavou kaskád (obr. 2a). Pod ním, v méně odolných horninách, je koryto toku zcela erodované a jsou zde patrné známky po blokovobahenních proudech, především v podobě starších teras nad současným korytem a mladších valů v údolním dnu.

Po rekognoskaci terénu můžeme potvrdit, že blokovobahenní proudy se v povodí Klepáčského potoka objevovaly jak v minulosti, tak i nyní. Typické jsou několik metrů dlouhé fosilní terasy, které se vyskytují cca 2–10 m nad současným korytem a jedná se o pozůstatky akumulací velmi starých proudů. V tomto ohledu lze vysledovat morfologickou analogii s fosilními akumulacemi proudů v Moravskoslezských Beskydech (srov. Šilhán – Pánek 2010). Dále jsou to boční



Obr. 2: a – Vodopád na zdrojnici Jeleního potoka; b – recentní čerstvé akumulace BBP (plná čára) v horním úseku Klepáčského potoka pohřbívající stromy (tečkovaná čára) rostoucí podél toku.
Fig. 2: a – Waterfall on the branch of the Jelení brook; b – recent fresh accumulations of DF (solid line) at the upper part of the Klepáčský brook, which cause stem burial (dotted line) on the channel margin.

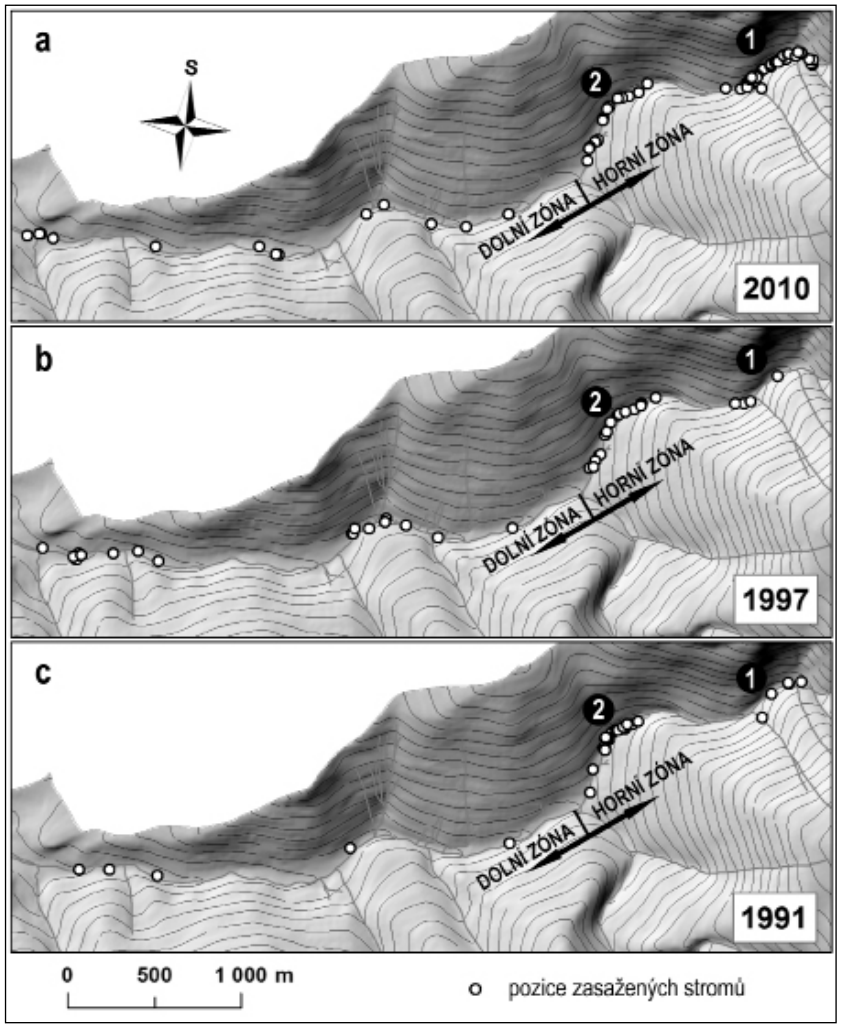
akumulace a valy po stranách údolního dna, zpravidla ve stejné výšce jako dno koryta, které však nevykazují už žádnou aktivitu a jsou obrostlé vegetací, obvykle smrky. Tyto akumulace jsou pravděpodobně pozůstatkem blokovobahenních proudů starých jen několik desítek let. Současná aktivita je zřejmá díky čerstvým akumulacím v korytě (obr. 2b), tzv. lalokům (angl. lobes), jež jsou tvořeny různorodým materiálem (od balvanité, přes štěrkovou až po jílovitou frakci). Kromě tvorby akumulací dochází k prohlubování a rozšiřování koryta, což vede rovněž ke vzniku nových břehových nátrží a výjimkou nejsou ani fosilní či recentní boční koryta vzniklá důsledkem transportu materiálu.

Podmínkou pro dotaci sedimentů do toku je přítomnost strží a suťových kuželů na svazích lemujících údolní dno. Tyto zdrojnice sedimentů se vyskytují převážně ve zdrojových a transportních oblastech Klepáčského i Jeleního potoka a dosahují délky od 10 do 200 m. Některé jsou zcela nové, jiné kopírují dřívější (mnohdy větší) dráhy, po kterých proudila suť do koryta. Jejich vznik je dán kombinací více vlivů jako např. uvolněním svahu po vývratech stromů, promrzáním půdy, extrémně rychlým táním sněhu a především extrémními srážkovými úhrny. Ty často v hřebenových oblastech Šeráku a Kepmíku přesahují 100 mm za 24 h a jsou odpovědny za většinu katastrofických procesů, které se v daném území udály (viz Sokol 1965; Gába 1992).

Blokovobahenní proudy se v povodí Klepáčského potoka (dříve Branné) vyskytují minimálně od konce 19. století, kdy jsou evidovány zmínky o katastrofických jevech, které oblast postihly (Sokol 1965). Datování událostí pomocí letokruhové analýzy je velmi přesnou disciplínou a pro západní svahy Keprnické hornatiny nebylo této metody ještě použito. Naším cílem je rekonstruovat pokud možno co nejdelší časovou řadu, ovšem při dendrogeomorfologickém datování je hlavním omezujícím prvkem stáří stromů, které v blízkosti vodních toků nepřesáhlo 150 let, a nejčastěji byly analyzovány stromy staré max. 80–100 let. Z 283 datovaných stromů podél Klepáčského potoka se podařilo určit minimálně 12 událostí od roku 1950, přičemž alespoň 9 z nich lze označit za blokovobahenní, popř. hyperkoncentrované proudy a jsou vyznačeny tučně v tabulce 1. V rámci podélného profilu můžeme vysledovat dvě hlavní akumulační oblasti proudů, kde bylo zároveň datováno nejvíce událostí. Pro porovnání byly vzorky odebírány i z dolní části Klepáčského potoka za účelem zjištění odezvy v místech, kde morfometrie údolního dna není příhodná pro vznik blokovobahenních proudů a dochází zde již ke klasickým povodním (vodním proudům) nebo k přeplavování materiálu z horní části toku. Nejvíce růstových disturbancí vykazuje blokovobahenní proud datovaný do roku 2010 (72 poškozených stromů). Tato událost souvisí s extrémními srážkami 21. a 22. 5., kdy na Šeráku (1 km vzdálený) spadlo během noci 79 mm a stanice Furmanka pod Vozkou (4 km vzdálená) zaznamenala ráno 22. 5. bouřku o intenzitě až 30 mm/h (celkové množství přesahovalo 100 mm/24 h). Proud zničil několik přehrážek na tocích a demoloval lesní cesty a mostky. Prostorové vyhodnocení poškozených stromů jednoznačně potvrzuje místo, kde se hmota utrhla a dosah události je patrný i v dolní části toku (obr. 1b a 3a). Podobné prostoro-

Tab. 1: Chronologie BBP (tučně) a povodní v údolí Klepáčského potoka za posledních 60 let. Šedým odstínem je vyznačeno, v které části údolí byly stromy více disturbovány v jednotlivých letech (srovnáno s procentuálním zastoupením všech vzorkovaných stromů).
Tab. 1: Chronology of DFs (bold years) and floods in the Klepáčský brook valley for the last 60 years. Grey shade means, in which part of the valley more trees were disturbed in individual years (compared with percentage of all sampled trees).

roky / zóny zjištěných událostí	počet disturbovaných stromů			podíl poškozených stromů (%)	
	DOLNÍ	HORNÍ	CELKEM	DOLNÍ	HORNÍ
2010	14	58	72	19,44	80,56
2006	8	23	31	25,81	74,19
2002	7	9	16	43,75	56,25
1997	18	20	38	47,37	52,63
1994	3	18	21	14,29	85,71
1991	5	27	32	15,63	84,38
1985	3	13	16	18,75	81,25
1984	6	15	21	28,57	71,43
1977	9	2	11	81,82	18,18
1970	4	12	16	25,00	75,00
1965	4	12	16	25,00	75,00
1953	2	8	10	20,00	80,00
Celkem vzorkováno stromů	**101**	**182**	**283**	**35,69**	**64,31**



Obr. 3: Časoprostorová rekonstrukce BBP v údolí Klepáčského potoka pomocí letokruhové analýzy s různými prostorovými vzorci chování; a – vznik BBP v roce 2010 v lokalitě 1 a jeho důsledek i v dolní části toku; b – vznik BBP v roce 1997 je vázán na lokalitu 2 a díky extrémním dlouhodobým srážkám jsou důsledky povodní patrné i v dolní části toku; c – vznik BBP v roce 1991 je vázán opět k lokalitě 2, ale jeho důsledky prakticky nejsou patrné v dolní části toku.

Fig. 3: Spatio-temporal reconstruction of DF in the valley of the Klepáčský brook using tree ring analysis with different patterns of spatial behavior; a – DF origin in 2010 at the locality 1 with consequence even in the lower part; b – DF origin in 1997 at the locality 2 with consequence in lower part (regional floods); c – DF origin in 1991 at the locality 2, but no consequence in the lower part of valley.

vé rozložení vykazuje i rok 2006. Oproti tomu v roce 1997 (obr. 3b), kdy celý kraj postihly rozsáhlé povodně, vidíme jinou prostorovou distribuci poškozených stromů (ohnisko je soustředěno pouze do zóny 2 – viz obr. 3b), která je srovnatelná s roky 1994, 1991 a dalšími staršími událostmi. Navíc při porovnání horní a dolní části toku zjišťujeme, že se dá vysledovat rozdíl mezi blokovobahenními proudy a klasickými povodněmi, nebo také mezi katastrofičtějšími (s odezvou i v dolní části toku) a méně výraznými událostmi (omezeny převážně na horní části toku) podle převažujícího počtu poškozených stromů v jedné nebo druhé části (tab. 1). Budeme i nadále vyhodnocovat, zda je možné pomocí dendrogeomorfologické analýzy diferencovat zónu tvorby blokovobahenních proudů a oblast vodních proudů při povodních. Už teď je zcela evidentní, že v určitých letech (např. 1991 a 1994) dochází především k pohybu hmoty pouze v horní části toku (obr. 3c), zatímco při jiných, pravděpodobně méně geomorfologicky efektivnějších událostech (2002) nebo naopak při dlouhodobých srážkách (1997) jsou odezvy jak z horní, tak i z dolní části toku pod soutokem s Jelením potokem (obr. 3b). Naopak v roce 1977 máme více poškozených stromů z dolní, než z horní části (tab. 1). Proto bude rovněž potřeba zjistit, zda v Jelením potoku nedošlo k jiné destruktivní události, než v horní části Klepáčského potoka.

Blokovobahenní proudy jsou ve světovém a evropském měřítku zásadním procesem, který může ohrozit majetek a životy lidí. Na naší úrovni (v rámci ČR a Hrubého Jeseníku) sice nejsou tak rozsáhlé a nebezpečné, ale i přesto je potřeba s nimi počítat, protože mohou způsobovat škody především na lesních cestách, mostcích a antropogenních stavbách na vodních tocích. Jejich existence v nejvyšších partiích Hrubého Jeseníku je zřejmá, na druhou stranu dosah a průběh je pravděpodobně odlišný od povodí, která nejsou antropogenně tolik ovlivněná. V povodí Klepáčského potoka totiž existuje hustá síť přehrážek (ať už nových – funkčních, nebo starších – nefunkčních), které zpomalují nebo zcela eliminují tyto procesy, ale nedokáží zabránit jejich vzniku v uzávěrech dolin. Výzkum pokračuje i nadále a bude se rozšiřovat i do dalších povodí Keprnické hornatiny.

Poděkování

Výzkum probíhá v rámci podpory projektu Studentské grantové soutěže specifického vysokoškolského výzkumu Ostravské univerzity v Ostravě – SGS19/PřF/2014: Geomorfologický a geoekologický vývoj okrajových pohoří Českého masivu a Západních Karpat. Za poskytnutí srážkových dat z klimatické stanice Furmanka děkujeme doc. Dušanu Vavříčkovi (Lesnická a dřevařská fakulta Mendelovy univerzity v Brně).

Literatura

Baker, V. R. – Kochel, R. C. – Patton, P. C. (1988): Flood geomorphology. – John Wiley & Sons, New York, 503 str.
Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – Sursum, Tišnov, 213 str.
Gába, Z. (1992): Mury pod Keprníkem v červenci 1991. – Severní Morava, 64, 43–50.
Jakob, M. – Hungr, O. (2005): Debris flow hazards and related phenomena. – Springer-Praxis, Heidelberg, 739 str.
Malik, I. – Owczarek, P. (2009): Dendrochronological records of debris flow and avalanche activity in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudets – Central Europe). – Geochronometria, 34, 57–66.
Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I, Český masiv. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 333 str.
Netopil, R. (1956): Periglaciální cyklus a současné geomorfologické procesy v povodí Branné v Hrubém Jeseníku. – Sborník ČSSZ, 61, 2, 92–99.
Pouba, Z. et al. (1962): Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XVIII Jeseník. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.
Prosová, M. (1963): Periglacial Modelling of the Sudets. – Sborník geologických věd, Anthropozoikum řada A, 1, 51–62.
Roštínský, P. (2010): Svahové deformace v oblasti Keprníku, Hrubý Jeseník. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009, 20–23.
Roštínský, P. – Šenfeldr, M. – Maděra, P. (2013): Effects of dwarf pine stands on slope deformation processes, as a basis for their management in the Hrubý Jeseník Mts. – Journal of Landscape Ecology, 6, 1, 63–83.
Sas, R. J. – Eaton, L. S. (2007): Quartizite terrains, geologic controls, and basin denudation by debris flow: their role in long-term landscape evolution in the central Appalachians. – Landslides, 5, 97–106.
Sokol, F. (1965): Vliv přírodního prostředí a lidské činnosti na vznik svahových sesuvů a dosavadní zkušenosti s jejich rekultivací v Hrubém Jeseníku. – MS, kandidátská disertační práce, Lesnická a dřevařská fakulta Mendelovy univerzity. Brno.
Šenfeldr, M. – Maděra, P. – Buček, A. – Roštínský, P. – Špinlerová, Z. – Culek, M. – Friedl, M. – Štykar, J. – Vavříček, D. – Pecháček, J. – Tippner, A. – Sedláček, A. (2012): Kleč v horské krajině Hrubého Jeseníku. – Geobiocenologické spisy, 16. Akademické nakladatelství Cerm, Brno, 236 s.
Šilhán, K. – Pánek, T. (2010): Fossil and recent debris flows in medium-high mountains (Moravskoslezské Beskydy Mts. Czech Republic). – Geomorphology, 124, 238–249.
Šilhán, K. (2012): Frequency of fast geomorphological processes in high-gradient streams: case study from Moravskoslezské Beskydy Mts. (Czech Republic) using dendrogeomorphic methods. – Geochronometria, 39, 122–132.
Štěpančíková, P. – Stemberk, J. – Vilímek, V. – Košťák, B. (2008): Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). – Geomorphology, 102, 68–80.
Vysoudil, M. (1976): Příspěvek ke studiu stržové eroze v oblasti Červené hory. – Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, 183, 7–13.
Zvejška, F. (1947): O vzniku horských strží v povodí Hučivé Desné. – Časopis Zemského muzea v Brně, 31, 3–15.

NARAZÍ TUNEL VINOHRADY NA SPODNOPLEISTOCENNÍ PALEOÚDOLÍ SVITAVY?

Will the Vinohrady Tunnel touch the Early Pleistocene paleovalley of the Svitava River?

Jan Vít, Pavla Tomanová Petrová
Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: jan.vit@geology.cz

(24-32 Brno, 24-41 Vyškov, 24-34 Ivančice, 24-43 Šlapanice)

Key words: Quaternary, Svitava River, paleovaley, 3D modeling

Abstract
The base of the Tuřany Terrace discovered by boreholes is situated both in the area north of Vinohrady housing estate and south in the site of Zetor Company ca. 230 m above s. l. Their position allows no other explanation than the River Svitava course had to flow somewhere through the Vinohrady settlement. Many borehole data exist in this study area. Space analysis was made in software the ArcGIS 10.2. and excluded areas where depth of the crystalline basement is less than 20 m bellow surface. The rest of the area has been used for the construction of 3D model. The problem is represented by sediments of the Neogene draw in geological maps in some parts of this former Quaternary river course which is assumed here in this paper. There is only one way to explain this situation. It seems, also thanks to the micropalaeontological research, these sediments have not been deposited in situ but represent mass of landslides and slope erosion which filled up (together with Quaternary eolian sediments) former old valley in the time when Neogene sediments formed relief in higher position in comparison to recent.

Přehled výzkumů

Krátké ohlédnutí za tehdy prvními výzkumy v oblasti fluviální sedimentace v prostoru j. a jv. od Brna podal Říkovský (1926), který vyčlenil v brněnském prostoru na Svratce a Svitavě 6 terasových stupňů v průměrných relativních výškách 130–120 m, 90 m, 60 m, 40 m, 20 m, 10 m nad „alluviem" Svratky a Svitavy. Z dnešního pohledu se jako poměrně zdařilé zdá zařazení „druhé terasy" (90 m nad dnešní nivou Svratky a Svitavy), která odpovídá pojetí líšeňské terasy (Musil 1982) a „čtvrté terasy" (40 m nad současnou nivou Svratky a Svitavy) reprezentující „mladší štěrkopískový pokryv" studovaný detailně Zemanem (1973, 1982), dnes zjednodušeně označovaný původnějším názvem – tuřanská terasa (Sýkora 1962). Širšími souvislostmi, významem, složením, reliéfem podloží, ale také omyly starších autorů v názorech na tuřanskou terasu se zabývali např. Karásek (1987) a Musil (1997).

Již Musil (1965) nebo Sýkora (1966) se zmiňují o možnosti pokračování štěrků tuřanské terasy z prostoru v. od Maloměřic pod sprašovým pokryvem mezi Novou (Bílou) horu a Stránskou skálu. Sýkora (1966) navíc upozorňuje na „značně hlubokou vanu" v prostoru mezi Juliánovem a Tuřany, kde jejich mocnost dosahuje až 20 m. Reliéf jejího podloží v těchto místech se pokusil rekonstruovat Karásek (1987). K názoru východněji položeného paleotoku Svitavy se připojuje i Zeman (1973), který však předpokládal bifurkaci toku Svitavy kolem Fredamu (dnešní sídliště Vinohrady) a Bílé hory, která byla ukončena až po uložení nejmladších vrstev „mladšího štěrkopískového pokryvu". Konstatuje, že v úseku 1 km chybí informace o jeho průběhu, vrty že patrně minuly asi 100–200 m široké údolí nebo je údolní zářez zavalen skalním řícením.

Metodika

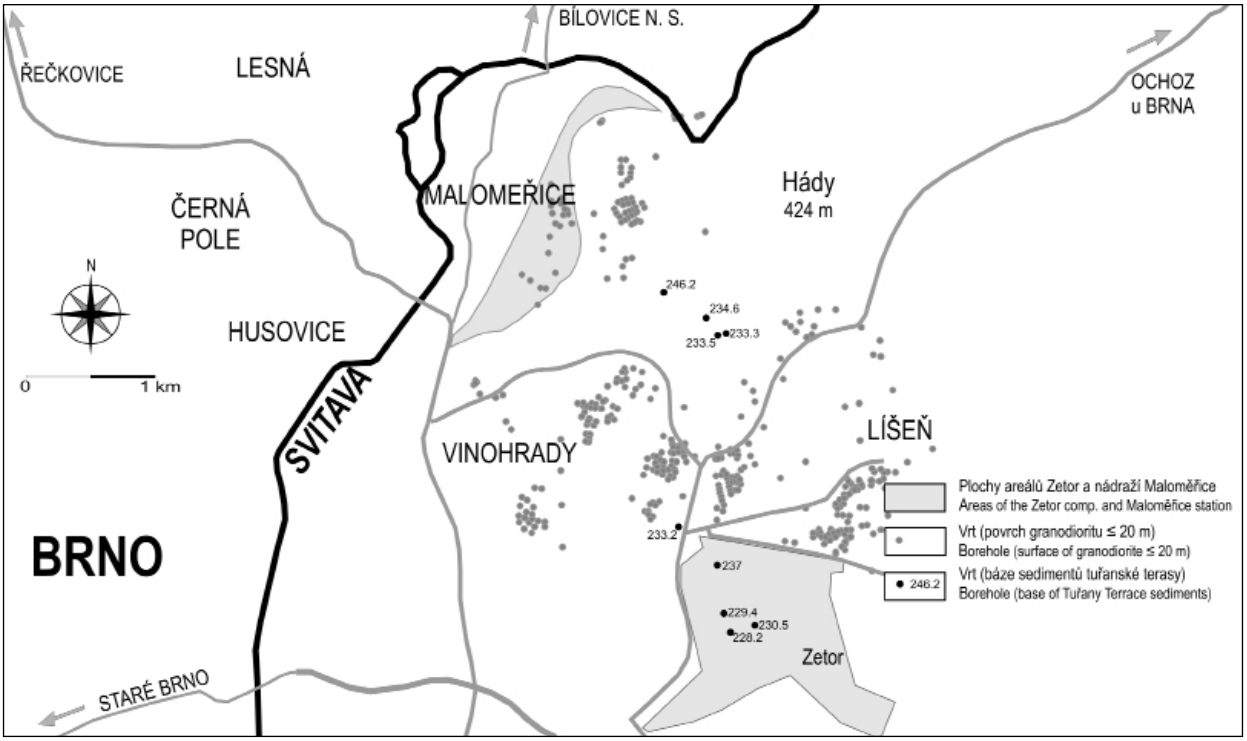
Základem této studie je zevrubná analýza profilů stávajících vrtů, které byly vyhloubeny jako součást inženýrsko-geologického průzkumu před stavbou sídlišť Vinohrady a Líšeň (např. Balun 1976, 1979, 1982), průzkumných mapovacích vrtů (Cicha et al. 1968) nebo z poslední doby pocházejících vrtů, které byly vrtány jako průzkumné před stavbou významné součásti brněnského Velkého městského okruhu – tunelu Vinohrady (Krásný et al. 2007). Tyto známé výškové údaje byly doplněny o data, která by se dala označit jako interpretovaná a s jejich pomocí byl v programu Surfer 9.11. vypočítán izoliniový model představy průběhu paleoúdolí.

Zpracování dat

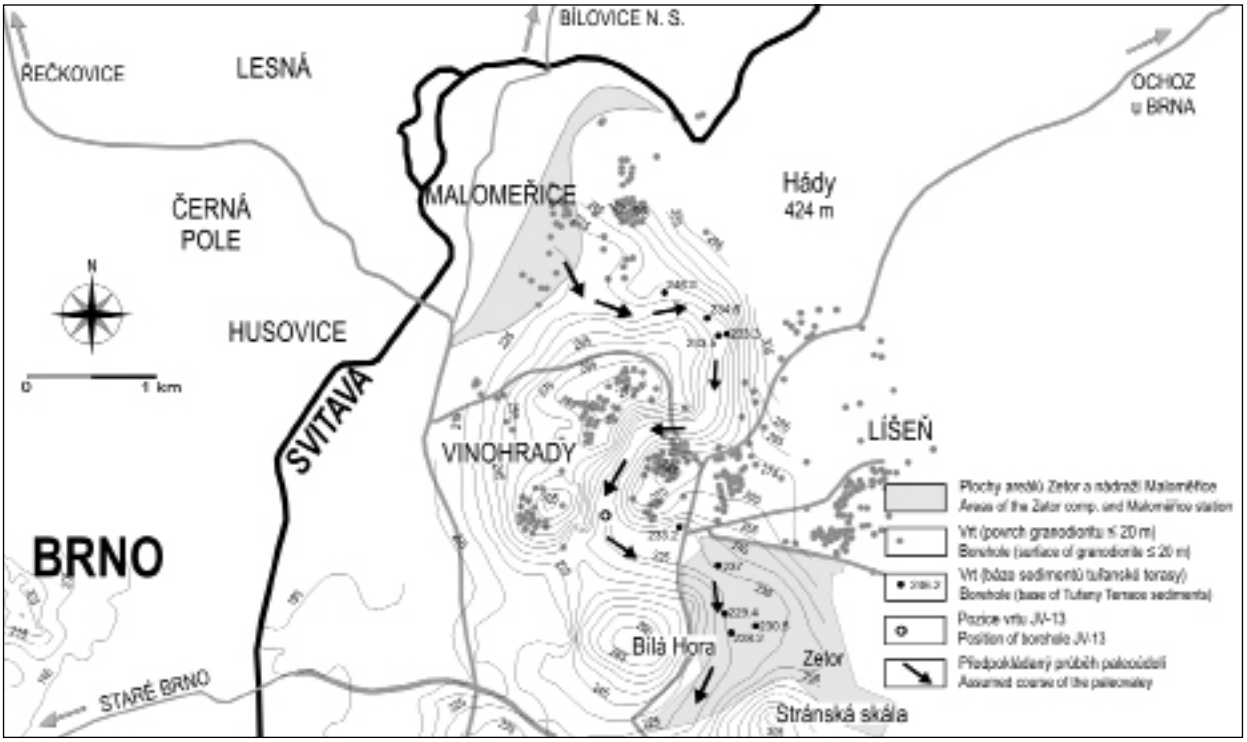
Velké množství vrtných dat umožnilo provést analýzu vrtů v prostředí ArcGIS 10.2. a následně i zobrazení jejich prostorové distribuce.

Prvním krokem byla identifikace navrtaných výskytů štěrků tuřanské terasy (obr. 1). Jejich pokračování z prostoru Maloměřic ověřily vrtné práce související s úložištěm popílků (Sloup 1972) s bází na eluviu granodioritu přibližně při kótě 233 m, což je v dobrém souladu s výskyty štěrků v prostoru ulice Jarní (z. od maloměřického nákladového nádraží). V podobné pozici se vyskytují i štěrky v areálu Zetor a. s., které leží na spodnobadenských vápnitých jílech (Jungmann et al. 1996) a bázi zde mají přibližně v nadmořské výšce 228 m. Takové spádové poměry předpokládanou hypotézu nevylučují a navíc prostorové umístění štěrků s. od dnešní morfologické elevace Vinohrad (dříve označované jako hora Fredam) již těžko umožnuje jinou představu než jejich pokračování k J skrz elevaci Fredamu.

Druhým krokem bylo označení vrtů, kde byl zastižen povrch krystalinika v hloubce menší než 20 m (viz obr. 1).



Obr. 1: Situace a pozice vrtů.
Fig. 1: Situation and position of the boreholes.



Obr. 2: Izoliniový model průběhu paleoúdolí přes Vinohrady (vrstevnice po 10 m).
Fig. 2: Isoline model of the paleovalley course through the Vinohrady (the contour interval 10 m).

Tato analýza naznačila prostor, kde by se paleoúdolí mohlo nacházet. Zde už bylo nutné vložit do datové struktury modelu data interpretovaná, která umožnila vytvořit izoliniový model předpokládaného a v podstatě jeho jediného možného průběhu, pokud pro něj nepředpokládáme jiné parametry než má dnešní údolí směrem k Bílovicím nad Svitavou (rovněž v granodioritu). V takto vytvořeném modelu se problém chybějícího průběhu přes dnešní sídliště Vinohrady podařilo vyřešit (viz obr. 2), ale problémem jsou značné rozpory s dosud vytvořenými geologickými mapami, neboť jeho průběh je i tam, kde jsou v mapě uváděny neogenní sedimenty.

Výše zmíněným konstatováním se celý koncept dostává do značného rozporu, který v první chvíli neřeší

ani vrtné práce související s budoucí výstavbou tunelu Vinohrady, protože i zde jsou písky a štěrky označovány jako sedimenty spodního badenu. Takovým je i vrt JV-13 (pozice viz obr. 2), který je situován téměř přesně do osy předpokládaného paleoúdolí. Ten je téměř v celém profilu tvořený štěrky a písky, z nichž byl z hloubky 30,8–31,0 m analyzován (snad pro určité pochybnosti) vzorek. Získané velmi chudé společenstvo je tvořeno schránkami foraminifer, úlomky schránek měkkýšů, zoárií mechovek a ostnů ježovek. Foraminiferové společenstvo s mělkovodními rysy je tvořeno taxony *Ammonia* sp., *Amphistegina* sp., *Elphidium crispum* (L.), *Hanzawaia boueana* (Orb.) a *Bolivina* sp. Celkový charakter miocenního společenstva s prvky destrukce (ohlazené schránky bez skulptury) může s velkou pravděpodobností dokládat redepozici sedimentů původně uložených v okrajových partiích pánve. Další nesrovnalosti vykazuje i horní část vrtného profilu, kde byla v hloubce 5 m pod badenským pískem navrtána 0,5 m mocná poloha hnědé vrstevnaté písčité hlíny.

Představa vývoje

Pokud na základě výše zmíněných pochybností o miocenních sedimentech přijmeme výklad, že jde o jejich redepozice, tak je možné si vývoj studovaného území představit i takto:

1. Na konci spodního pleistocénu došlo k zařezání toku Svitavy do badenských sedimentů, které současný povrch ještě silně převyšovaly (v oblasti Vinohrad to mohlo být i do výplně starého předbadenského údolí).

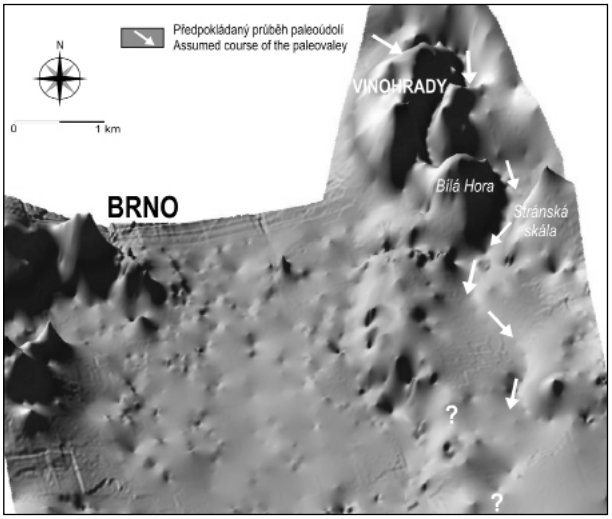
2. Tzv. drahanská tektonická fáze (Zeman 1967) způsobila poklesy, v důsledku kterých došlo k akumulaci „mladšího štěrkopískového pokryvu" (tuřanské terasy) o mocnosti snad až kolem 20 m. V důsledku agradace došlo k výrazné laterální erozi okolních terciérních sedimentů, kterými pak mohlo být údolí prakticky zavaleno. Tento proces byl možná i zásadním, proč došlo k migraci toku Svitavy do dnešní pozice.

3. Po uložení nejmladších částí tuřanské terasy (patrně již začátek středního pleistocénu) byl však v okolí ještě dostatečný potenciál miocenního pokryvu k zanesení nevyplněné části údolí formou splachů, ale i paleosesuvů, jejichž odlišení je pak v případě mapování značně problematické.

4. Zbytek depresí byl zarovnán akumulací eolických sedimentů, především spraší.

Závěr

Předložená studie předkládá model průběhu v literatuře často předpokládaného paleoúdolí Svitavy (obr. 3)



Obr. 3: Převýšený 3D model kvartérního podloží.
Fig. 3: Elevated 3D model of the Quaternary basement.

přes dnešní sídliště Vinohrady. Vzhledem k tomu, že je ale založena na archivních datech (přibližně do roku 2010), která není možné s jistotou verifikovat a běžným terénním výzkumem nelze také ničeho dosáhnout, nezbývá než doufat, že ražení projektovaného tunelu brněnského Velkého městského okruhu – Vinohrady přinese na diskutovanou otázku definitivní odpověď.

Poděkování

Práce byla provedena díky finanční podpoře úkolů ČGS: 390003 – Základní geologické mapování území ČR 1 : 25 000 – Brněnsko a 668000 – Rebilance zásob podzemních vod.

Poznámka

Těsně před definitivním předáním do tisku se autorům podařilo zpracovat data z vrtného průzkumu pro jinou variantu průběhu tunelu, který provádí firma GEODRILL s. r. o. (Vlček et al. 2014). Studovaný vrt (PV-4) sice nebyl situován do předpokládaného nejnižšího místa, kde by měly být štěrky tuřanské terasy, ale existující depresi potvrdil. Výsledky mikropaleontologického studia a analýzy těžkých minerálů ukázaly, že se pod vrstvou litologicky typických spodnobadenských sedimentů (svrchu „tégly", níže brněnské písky) v hloubce 40 m nacházejí hnědavě zbarvené „brněnské písky" téměř bez obsahu mikrofosílií a se změněnou asociací průsvitných těžkých minerálů. Není vyloučeno, že by mohlo jít o doklad odkrytí těchto sedimentů v době středního pleistocénu na svahu tehdejšího údolí a následné zavalení tělesem sesuvu tvořeného zvětráváním nepostižených spodnobadenských sedimentů.

Literatura

Balun, D. (1976): Zpráva o stavebně-geologickém průzkumu pro PÚP Brno-Vinohrady, sídliště. – MS Stavoprojekt Brno.

Balun, D. (1979): Zpráva o stavebně-geologickém průzkumu pro ÚP sídliště Brno-Líšeň, 4. stavba. – MS Stavoprojekt Brno.

Balun, D. (1982): Zpráva o stavebně-geologickém průzkumu pro PP Brno-Vinohrady, III. A. – MS Stavoprojekt Brno.

Cicha, I. – Brčák, J. – Čtyroká, J. – Dvořák, J. – Eliáš, M. – Krystek, I. – Malecha, A. – Mořkovský, M. – Novotný, M. – Řezáč, B. – Sýkora, L. – Zeman, A. (1968): Základní geologická mapa 1 : 25 000, list M-33-106-A-d Brno-východ, sekce d, Vysvětlující text k základní geologické mapě. – MS ČGÚ Praha.

Jungmann, J. – Skalický, M. – Šnévajs, J. – Vorlíček, J. – Vyhlídka, P. (1996): Analýza rizika areálu podniku a. s. Zetor v Brně-Líšni. – BIJO s. r. o., Praha.

Karásek, J. (1987): Reliéf podloží tuřanské terasy a jeho problémy. – Sborník prací Geografického ústavu Československé akademie věd, 14, 125–134.

Krásný, O. – Lossman, J. – Lukeš, J. – Procházka, M. – Tomanová Petrová, P. – Vlček, P. (2007): Silnice I/42 VMO Brno – tunel Vinohrady, inženýrskogeologický průzkum. Závěrečná zpráva. – MS, Stavební geologie – Geotechnika, a. s., Praha.

Musil, R. (1965): Aus der Geschichte der Stránská skála. – Časopis Moravského musea v Brně, Vědy přírodní, 50, 75–106.

Musil, R. (1982): Současný stav poznatků o kvartéru Brněnské kotliny. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér brněnské kotliny. Stránská skála IV. – Studia geographica, 80. 261–268.

Musil, R. (1997): Tuřanská terasa Svitavy v Brně. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999, 7, 25–26.

Říkovský, F. (1926): Terasy dolní Svitavy a dolní Svratky. – Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university č. 67. PřF MU, 17 s. + mapa. Brno.

Sloup, J. (1972): Brno-Hády, hydrogeologický průzkum prostoru pod hrází složiště popílků. – MS Geotest Brno.

Sýkora, L. (1962): Průvodní zpráva k prognózní mapě nerostných surovin 1 : 25 000, list Chrlice M-33-106-C-b. – MS ÚG Praha.

Sýkora, L. (1966): Zpráva o mapování kvartéru v oblasti Brno-východ (M-33-106-A). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964.

Vlček, P. – Frýbová, P. – Jančovič, L. – Drápalová, R. (2014): I/42 VMO Brno, tunel Vinohrady. Vybudování pozorovacích HG vrtů a geofyzikální ověření variantní trasy tunelu Vinohrady (orientační inženýrsko-geologický průzkum). – MS, Geodrill, s. r. o., Brno, 2014.

Zeman, A. (1967): Kvartérní neotektonické fáze ve východní části Vyškovského úvalu. – Věstník Ústředního ústavu geologického, XLII, 105–110.

Zeman, A. (1973): Současný stav výzkumu pleistocénních fluviálních sedimentů v Dyjsko-svrateckém úvalu a jejich problematika. – Studia geographica 36, 41–61.

Zeman, A. (1982): Fluviální a fluviolakustrinní sedimenty Brněnské kotliny. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér brněnské kotliny. Stránská skála IV. – Studia geographica, 80, 55–84.

VNITŘNÍ ZONÁLNOST TĚLES HORNIN TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE VE SLEZSKÉ JEDNOTCE: KORELACE PETROGRAFICKÝCH A PETROFYZIKÁLNÍCH PARAMETRŮ

Internal zonality of bodies of igneous rocks of teschenite association in the Silesian unit: correlation of petrographic and petrophysical parameters

Kristýna Schuchová, Zdeněk Dolníček
Katedra geologie, Univerzita Palackého, třída 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: kristyna.schuchova@gmail.com

(25-21 Nový Jičín)

Key words: Silesian unit, igneous rocks of the teschenite association, microscopy, planimetry, magnetic susceptibility, density

Abstract
This article is focused on petrography of igneous rocks of the teschenite association and its correlation with selected petrophysical parameters. These igneous rocks were studied at three localities in the Silesian unit (Outer Western Carpathians) – Hodslavice, Žilina near Nový Jičín and Tichá. We conducted petrographic study (including modal composition based on planimetry) and then we compared results with previously published data on magnetic susceptibility and density of the same rock samples. The primary magmatic phases (clinopyroxenes, amphibole, biotite, opaque phases, feldspars and analcime) show in all cases less or more signs of post-magmatic alteration, giving rise mainly to secondary chlorite, carbonate and "limonite". The amount of chlorite ranges from 21 to 23, 3 to 9, and 16 to 35 mod. % and those of carbonate vary from 5 to 15, 3 to 4, and 16 to 24 mod. % in Hodslavice, Žilina near Nový Jičín, and Tichá, respectively. The values of magnetic susceptibility range from 5.56×10^{-8} to 7.66×10^{-5}, 5.07×10^{-7} to 1.61×10^{-5}, and 2.46×10^{-7} to 2.93×10^{-5} SI and those of density are between 2.50 and 2.77, 2.66 to 3.88, and 2.65 to 2.86 g/cm^3 in Hodslavice, Žilina near Nový Jičín, and Tichá, respectively. Correlation of petrographic and petrophysical parameters suggests that various post-magmatic alterations (including chloritization, carbonatization and weathering associated with formation of limonite) can influence the values of magnetic susceptibility and density. The intensity of these alterations varies significantly among samples and sites.

Úvod

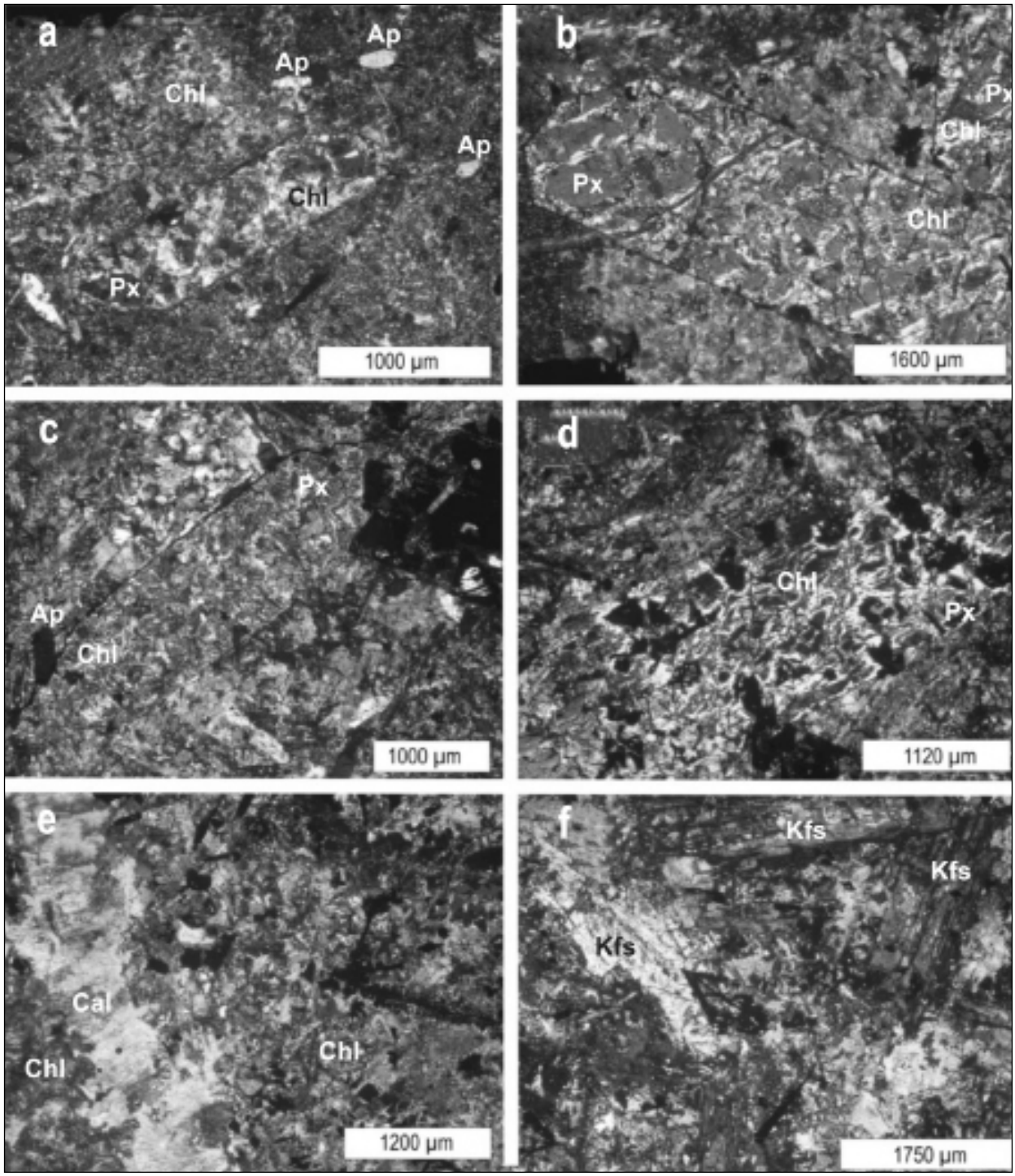
Horniny těšínitové asociace se vyskytují v hradišťském souvrství slezské jednotky (Eliáš 2003). Vyskytují se v pásu přes 100 km dlouhém, který se táhne od Hranic na Moravě až do oblasti Bielsko-Biala v Polsku (Dostal – Owen 1998). Těšínity byly datované radiometrickou metodou na polské straně Karpat, kde bylo stanoveno stáří 122,3 ± 1,6 Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002; Grabowski et al. 2006).

Horniny těšínitové asociace vykazují velkou variabilitu v chemickém složení, ale také i ve vzájemných poměrech hlavních horninotvorných minerálů (Šmíd 1978; Matýsek 1992). Řada geologů se zabývala petrografií (Klvaňa 1897; Pacák 1926; Šmíd 1962; Kudělásková 1987; Kudělásková et al. 1993; Dolníček et al. 2010) a geochemií (Kudělásková 1987; Hovorka – Spišiak 1988; Matýsek 1992; Kudělásková et al. 1993; Dostal – Owen 1998; Dolníček et al. 2010; Buriánek – Bubík 2012) hornin těšínitové asociace. Horniny těšínitové asociace se obvykle dělí na těšínity, pikrity, bazalty a monchiquity (Hovorka – Spišiak 1988). V horninách těšínitové asociace se vyskytují hlavně tyto minerály: olivín, klinopyroxen (pyroxeny diopsid-hedenbergitové řady, augit, egirin), amfibol (kaersutit, ferrokaersutit), biotit, karbonát, apatit, analcim, magnetit, prehnit, titanit, minerály serpentinové skupiny, jílové minerály, chlorit či zeolity (Pacák 1926; Kudělásková 1987; Hovorka – Spišiak 1988; Dolníček et al. 2010; Buriánek – Bubík 2012). Těšínity sensu stricto jsou jemně až hrubě zrnité horniny. Jsou složeny převážně z bazického plagioklasu, klinopyroxenu, amfibolu, analcimu, apatitu a biotitu (Kudělásková 1987; Dolníček et al. 2010; Buriánek – Bubík 2012).

Článek se zabývá petrografickým složením hornin těšínitové asociace z vybraných lokalit ve slezské jednotce, kde byla již dříve studována magnetická susceptibilita (MS) a mineralogická hustota (Schuchová – Dolníček 2013), s cílem pokusit se korelovat petrofyzikální parametry s poznatky petrografickými.

Metodika

Terénní výzkum proběhl v roce 2012 a zájmovými lokalitami byly Žilina u Nového Jičína, Hodslavice a Tichá (bližší lokalizace viz Schuchová – Dolníček 2013). Dohromady bylo odebráno 22 vzorků (každý o hmotnosti přibližně 1 kg) na příčných profilech přes tělesa magmatických hornin (Schuchová – Dolníček 2013). Makropopisy studovaných hornin jsou uvedeny v předešlém článku (Schuchová – Dolníček 2013). Pro následující petrografické studium se zhotovilo 7 zakrytých výbrusů. Z lokality v Hodslavicích a v Žilině u Nového Jičína se zhotovily dva výbrusy, zatímco z lokality Tiché se zhotovily výbrusy tři. Šlo o stejné vzorky, na nichž byly dříve studovány petrofyzikální vlastnosti (Schuchová – Dolníček 2013). Ve výbrusech se pozorovaly vzájemné vztahy mezi minerály, také četnost a intenzita různých přeměn (chloritizace, karbonatizace či limonitizace). Následně byla provedena planimetrie, aby se zjistilo procentuální zastoupení jednotlivých minerálů. Planimetr se posouval přibližně o 600 μm s průměrným počtem 1 770 bodů na jeden výbrus.



Obr. 1: Příklady alterací primárních minerálů ve studovaných vzorcích ve výbrusech: a – pokročilá chloritizace vyrostlice pyroxenu ve vzorku TICH13, zkřížené nikoly (XPL); b – silná chloritizace vyrostlice pyroxenu ve vzorku TICH17 (XPL); c – velmi silná chloritizace vyrostlice pyroxenu ve vzorku TICH39,5 (XPL); d – silná chloritizace vyrostlice pyroxenu ve vzorku ZIL260 (XPL); e – pokročilá karbonatizace živců ve vzorku HOD150 (XPL); f – karbonatizace živců ve vzorku HOD310 (XPL).
Fig. 1: Examples of alteration of primary minerals in the studied samples in thin sections: a – advanced chloritization of pyroxene in the sample TICH13 (XPL); b – strong chloritization of pyroxene in the sample TICH17 (XPL); c – very strong chloritization of pyroxene in the sample TICH39,5 (XPL); d – strong chloritization of pyroxene in the sample ZIL260 (XPL); e – advanced carbonatization of feldspars in the sample HOD150 (XPL); f – carbonatization of feldspars in the sample HOD310 (XPL).

Výsledky petrografického studia

Hodslavice

Zde byly zhotoveny dva výbrusy z hornin odebraných 150 a 310 cm od nadložního kontaktu ložní žíly s jílovými břidlicemi. Jedná se o vzorky HOD150 a HOD310. Hornina (v literatuře popisovaná jako monchiquit; Matýsek 1988) je jemnozrnná a zrnitost se od nadloží k podloží neměnila. Horninu tvoří hlavně plagioklas, chlorit a karbonát o velikosti zrn 200–400 µm.

Zrna plagioklasů mají podlouhlý nebo nepravidelný tvar. V některých zrnech jsou uzavřena zrna opakních minerálů, chloritu či karbonátu. Plagioklasy často podléhají karbonatizaci (obr. 1e). Karbonatizace se projevovala jak na okrajích, tak i ve středech zrn a její intenzita se od vzorku HOD150 po vzorek HOD310 zvyšovala (5 a 15 mod. %, tab. 1). Ve výbrusech byl v hojném množství přítomen i chlorit (21 a 23 mod. %). Ve vzorku HOD150 byly vidět pseudomorfózy chloritu patrně po pyroxenech (původní minerál naprosto podlehl chloritizaci). Zrna apatitu mají jehličkovitý tvar a jsou uzavřena v zrnech živců a opakních minerálech. Ve vzorku HOD150 podléhají opakní minerály limonitizaci poněkud více než ve vzorku HOD310, kde jsou zrna postižena jen částečně. Planimetrie ukázala, že ve vzorku HOD150 je menší zastoupení opakních minerálů nežli ve vzorku HOD310 (tab. 1). Opakní minerály jsou kostrovitého nepravidelného tvaru, vzácněji mají jejich průřezy tvar lištovitý.

Žilina u Nového Jičína

Z této lokality se zhotovily dva výbrusy z hornin odebraných 70 a 260 cm od kontaktu s jílovými břidlicemi v nadloží. Jedná se o vzorky ZIL70 a ZIL260. Ve vzorku ZIL70 má hornina (pyroxenický těšínit) stejnoměrně zrnitou strukturu (průměrná velikost zrn je 200 μm), zatímco vzorek ZIL260 má strukturu porfyrickou.

Ve vzorku ZIL70 se nachází karbonát, chlorit, živec, analcim, pyroxeny (slabě nahnědlý nepleochroický augit s úhlem zhášení 33–43°, sytě zelený pleochroický egirinaugit/egirin), amfibol, biotit, apatit a opakní minerály. Základní hmotu horniny ve vzorku ZIL 260 tvoří karbonát, chlorit, živce, analcim, apatit a opakní fáze s velikostí zrn mezi 0,5–0,7 mm. Vyrostlice tvoří pyroxen (velikost až 1,75 mm), amfibol (až 1,5 mm) a biotit (až 1,3 mm). Karbonát zatlačuje živce a analcim (obr. 1d). Po provedení planimetrie se ukázalo, že intenzita karbonatizace se směrem do podloží (od vzorku ZIL70 po ZIL260) postupně snižuje. Zastoupení karbonatizovaného analcimu se snižuje z 10 na 8 mod. % a u karbonatizovaných živců se jedná o pokles ze 4 mod. % na 3 mod. % (tab. 1). Chlorit v obou výbrusech pseudomorfuje zrna pyroxenů (augitu). Chloritizace pyroxenů je nejsilnější ve vzorku ZIL70, kde jsou již všechna zrna zatlačena chloritem (pseudomorfózy zaujímají 3 mod. %). Žádné zachovalé zrno nebo alespoň relikt pyroxenu se nenašly. Oproti tomu ve vzorku ZIL260 se vyskytuje větší množství zachovalých pyroxenů (6 mod. %), které jsou chloritizací postiženy převážně při okrajích. Chloritizaci již podlehlo 9 mod. % pyroxenu (tab. 1). Mimo augit se ve výbruse vyskytovala i zrna sytě zeleného egirinaugitu/egirinu, která narůstají na zrnech opakních minerálů, biotitu, amfibolu a augitu. Zrna amfibolu se vyskytovala pouze ve vzorku ZIL260. Amfiboly mají hnědou barvu, nepodléhají žádným přeměnám a mají úhel zhášení v rozmezí 11–24°. Místy je u některých zrn vidět magmatická koroze. Zrna biotitu mají tabulkovitý tvar a jsou bez přeměn. Zrna apatitu mají jehličkovitý tvar a často bývají uzavřena v opakních minerálech, biotitech, amfibolech, pyroxenech a v živcích. Opakní minerály jsou často zatlačovány „limonitem". Ve vzorku ZIL70 takřka všechna zrna opakních minerálů podléhají limonitizaci. Jen místy se zde vyskytují zachovalá zrna. Ve vzorku ZIL260 podléhají opakní minerály jen částečně limonitizaci. Oproti tomu od vzorku ZIL70 k ZIL260 dochází k postupnému úbytku opakních minerálů z 18 mod. % na 10 mod. % (tab. 1).

Tab. 1: Planimetrie (obj. %), magnetická susceptibilita (MS) a mineralogická hustota u vzorků z lokalit Hodslavice, Žilina u Nového Jičína a Tichá. Hodnoty petrofyzikálních parametrů jsou převzaty z práce Schuchové – Dolníčka (2013).

Tab. 1: Planimetric analysis (vol. %), magnetic susceptibility (MS), and rock density of samples from the localities Hodslavice, Žilina u Nového Jičína, and Tichá. Petrophysical parameters are taken from Schuchová – Dolníček (2013).

Vzorek	HOD150	HOD310	ZIL70	ZIL260	TICH13	TICH17	TICH39,5
MS ($m^3.kg^{-1}$)	2,42E-07	3,39E-06	5,07E-07	2,48E-06	2,93E-05	6,75E-06	2,43E-07
Hustota (g/cm^3)	2,69	2,77	2,78	2,81	2,86	2,69	2,84
Pyroxeny	-	-	-	6,2	8,6	9,6	-
Choritizované pyroxeny	-	-	3	9	15,7	10,9	34,7
Karbonatizované pyroxeny	-	-	-	-	5	2,4	3,4
Pseudomorfózy chloritu po pyroxenech	2,7	-	-	-	-	-	-
Egirin	-	-	-	0,5	0,7	0,8	-
Amfibol	-	-	-	4,8	3,9	2,6	-
Analcim	-	-	-	6,6	24	23,2	13,3
Karbonatizovaný analcim	-	-	9,8	7,8	15,8	22	23,8
Biotit	-	-	-	7,6	2,7	2,6	0,3
Chlorit	20,8	23,3	23,7	4,5	5	5,5	3,4
K-živce	-	-	15,4	24,5	6	7	10,7
Plagioklas	36,6	16,2	-	-	-	-	-
Karbonát	24,2	31	24,9	12,4	-	-	-
Karbonatizované živce	4,5	14,6	3,9	2,7	-	-	-
Apatit	1,8	0,4	0,9	3,4	5,4	5	4,6
Titanit	-	-	-	-	1	1,1	0,6
Opakní minerály	9,4	14,5	18,4	10	6,2	7,3	3,2
Opakní minerály postižené limonitizací	-	-	-	-	-	-	2
Celkem	100	100	100	100	100	100	100
Celkem bodů	1436	2234	1301	1810	1772	1928	1893

Tichá

Z této lokality se zhotovily tři výbrusy a to z míst 13, 17 a 39,5 m od začátku profilu (TICH13, TICH17 a TICH39,5). Struktura horniny (pyroxenického těšínitu; Dolníček et al. 2010) je porfyrická. Základní hmotu tvoří analcim, karbonát, chlorit a alkalické živce. Vyrostlice jsou tvořeny pyroxenem

(velikost 1,6–2,2 mm; podle optických vlastností jde hlavně o augit, méně egirinaugit/egirin, srov. též Dolníček et al. 2010), amfibolem (velikost až 1,8 mm), apatitem (0,75 mm), biotitem (1,1 mm), titanitem a opakními minerály (0,6–1,1 mm). V základní hmotě se také vyskytují zrna prehnitu, aragonitu či zeolitu.

Analcim tvoří převážnou část základní hmoty. Zrna analcimu jsou zakalená a podléhají karbonatizaci. Intenzita karbonatizace se zvyšuje s rostoucí vzdáleností od počátku profilu (pravděpodobně jde o podloží). Ve vzorku TICH13 je karbonatizace patrná převážně při okrajích zrn, vzácněji jí podléhají celá zrna. Ve vzorku TICH39,5 jsou takřka všechna zrna analcimu zatlačena karbonátem. Postupný nárůst intenzity karbonatizace analcimu byl doložen i planimetrickou analýzou. Množství karbonátu po analcimu se zvyšovalo z 16 na 24 mod. % (tab. 1). Mimo analcim podléhají slabší karbonatizaci také i alkalické živce. Zrna alkalických živců mají nepravidelný nebo v jednom směru protáhlý tvar. Od TICH13 po TICH39,5 se množství zrn živců ve výbrusu zvyšuje (z 6 na 11 mod. %). Ve výbrusech byl přítomen i chlorit, který zatlačoval zrna augitu (obr. 1a, 1b, 1c). Intenzita chloritizace pyroxenů se postupně zvyšuje z 16 mod. % až na 35 mod. % (tab. 1). Ve vzorcích TICH13 a TICH17 jsou pyroxeny postiženy převážně při okrajích (vzácněji přeměně podléhají celá zrna), zatímco ve vzorku TICH39,5 jsou pyroxenová zrna zcela zatlačena chloritem. Egirinaugitová/egirinová zrna jsou bez přeměn a tvoří nárůsty na zrnech biotitu, opakních minerálech či augitu. Ve vzorcích TICH13 a TICH17 se vyskytl i hnědý amfibol (úhel zhášení 12–23°), zatímco ve vzorku TICH39,5 není přítomen (tab. 1). Amfiboly nepodléhají žádným přeměnám. Zrna apatitu mají tence sloupcovitý nebo jehličkovitý tvar zrn. Bývají uzavřená v analcimu, biotitu, pyroxenu či v opakních minerálech. Biotit vytváří tabulkovitá, dlouze protáhlá zrna a je bez přeměn. Ve všech vzorcích je velmi častý výskyt opakních minerálů (až 7 mod. % u vzorku TICH17). Zrna opakních minerálů postupně podléhají limonitizaci a karbonatizaci. U vzorku TICH13 je na zrnech opakních minerálů jen ojediněle patrná limonitizace. Ve vzorku TICH17 opakní minerály podléhají nejen limonitizaci, ale i karbonatizaci. U vzorku TICH39,5 je již většina zrn zatlačena limonitem a karbonátem. Opakní minerály v sobě uzavírají zrna apatitu, karbonátu, alkalických živců a chloritu. Narůstají na zrna biotitu a na zrna pyroxenu, která podléhají chloritizaci. Pouze u vzorku TICH39,5 bylo nalezeno zrno prehnitu, které se vyskytovalo v základní hmotě spolu s alkalickými živci. Vzácně se ve výbrusu vyskytovaly i relikty zeolitu, které se nacházely v blízkosti karbonátu.

Diskuze

Hodslavice

Horninové vzorky jsou tvořeny plagioklasem, karbonátem, apatitem a chloritem. Od nadloží (HOD150) do podloží (HOD310) docházelo ke snižování procentuálního zastoupení plagioklasu (37–16 mod. %) a apatitu (2,0–0,4 mod. %). Oproti tomu vzrůstalo zastoupení karbonátu (24–31 mod. %) a chloritu (21–23 mod. %). Mikroskopie neprokázala přítomnost pyroxenu a amfibolu. Jen ve vzorku HOD150 byly vidět pseudomorfózy chloritu patrně po pyroxenu. Planimetrie také prokázala zvyšující se obsah opakních minerálů směrem do podloží – ve vzorku HOD150 bylo procentuální zastoupení opakních minerálů 9 mod. %, zatímco ve vzorku HOD310 již bylo 15 mod. %.

Opakní minerály podléhají limonitizaci více ve výbrusu HOD150 nežli v HOD310, což naznačuje pokročilejší alterace opakních minerálů směrem k nadloží. S tímto poznatkem korelují i hodnoty magnetické susceptibility (obr. 2a) a také hodnoty hustoty jsou vyšší ve vzorku HOD310 než ve vzorku HOD150 (obr. 3a).

Hodnoty magnetické susceptibility a hustoty se v Hodslavicích směrem k podloží zvyšovaly (Schuchová – Dolníček 2013). Autoři předpokládali rostoucí obsah feromagnetických či paramagnetických minerálů směrem do podloží (Schuchová – Dolníček 2013). Tento předpoklad byl výsledky provedené mikroskopie a planimetrie zčásti potvrzen, neboť se zde směrem do podloží zvyšuje obsah feromagnetických minerálů a snižuje se obsah paramagnetických minerálů.

Žilina u Nového Jičína

Horninu tvoří karbonát, chlorit, živec, analcim, klinopyroxeny, amfibol, biotit, apatit a opakní minerály. Zrna analcimu a živců podléhají karbonatizaci a pyroxenová zrna zase chloritizaci. Od výbrusu ZIL70 k ZIL260 docházelo ke vzrůstu procentuálního zastoupení analcimu (0–7 mod. %), živců (15–25 mod. %), apatitu (1–3 mod. %), pyroxenů (0–6 mod. %) a amfibolů (0–5 %). Vzrůst zastoupení paramagnetických minerálů (pyroxen, amfibol) částečně koreluje i se zvýšením hodnot magnetické susceptibility a hustoty (Schuchová – Dolníček 2013).

U opakních minerálů docházelo ke snižování jejich procentuálního zastoupení z 18 na 10 mod. %, což může hodnoty magnetické susceptibility a hustoty snižovat. Z obrázků 2a a 3a je vidět, že vzrůstalo nejen procentuální zastoupení feromagnetických (opakní minerály) a paramagnetických minerálů (amfibol, pyroxen), ale také se zvyšovala hodnota magnetické susceptibility a hustoty.

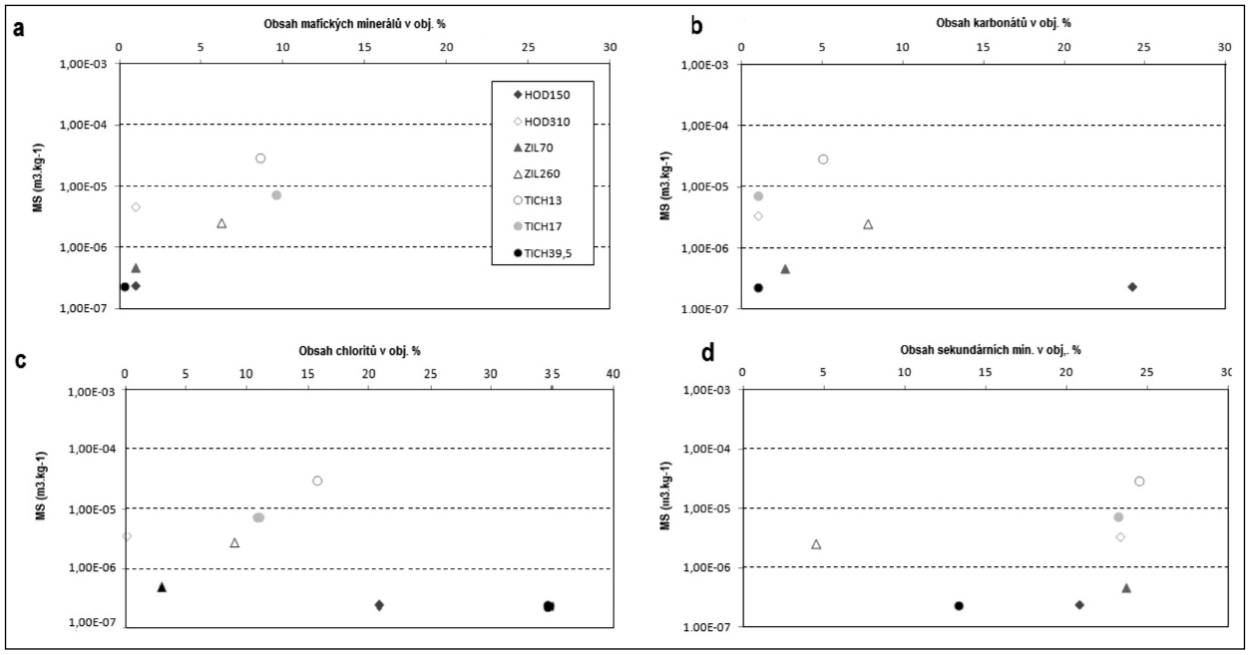
Od ZIL70 k ZIL260 dochází ke snížení míry karbonatizace z 3,9 na 2,7 mod. % a ke zvýšení hodnoty magnetické susceptibility a hustoty (obr. 2b, 3b).

Pyroxenová zrna v obou výbrusech silně podléhají chloritizaci. Ve vzorku ZIL70 podléhají chloritizaci více nežli ve vzorku ZIL260. U amfibolových zrn nedochází k žádným přeměnám. Hodnoty magnetické susceptibility a hustoty jsou u vzorku ZIL70 menší než u vzorku ZIL260 (Schuchová – Dolníček 2013).

Tichá

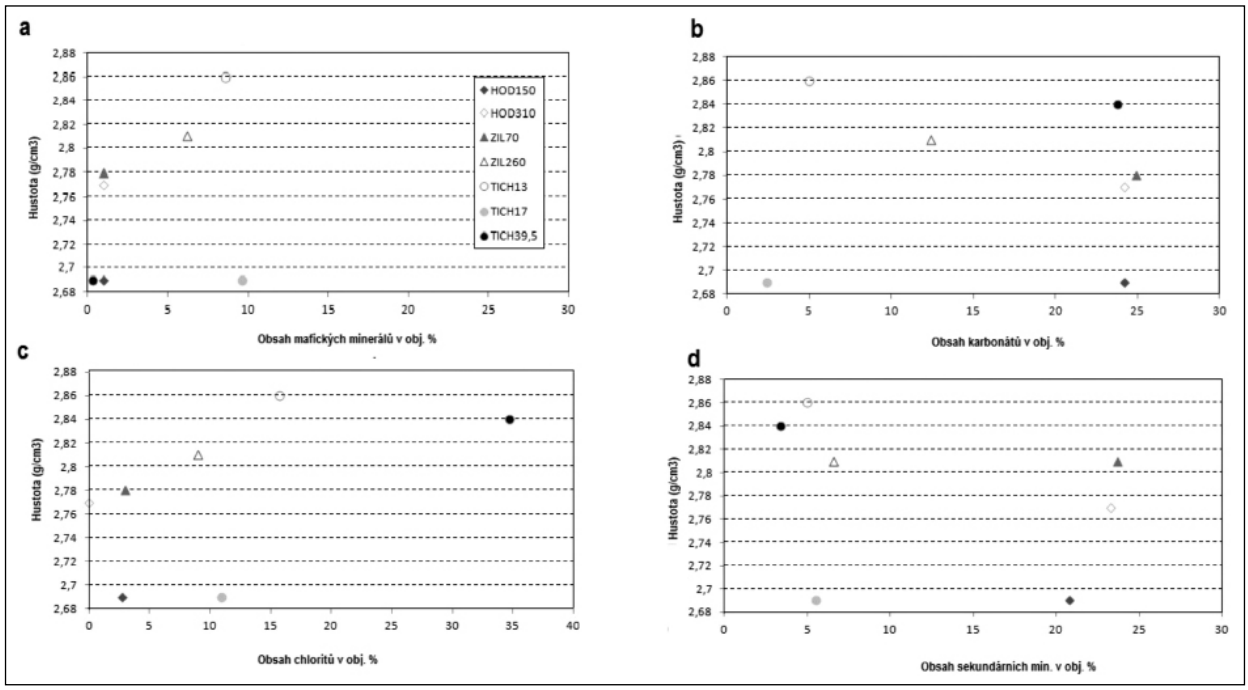
Ve všech vzorcích lze pozorovat postupné a mnohdy silné zatlačování pyroxenu chloritem a také limonitizaci opakních minerálů. Míra tohoto zatlačování se postupně od počátku profilu zvyšuje.

V TICH13 je nejnižší zastoupení opakních minerálů kolem 6 mod. %, jež jen místy podléhají limonitizaci. Pyroxeny často podléhají chloritizaci nebo karbonatizaci. Procentuální zastoupení nepřeměněného pyroxenu je 9 mod. %, zastoupení chloritu po pyroxenu je 16 mod. %



Obr. 2: Závislost hodnot magnetické susceptibility na výsledcích planimetrie: a – vztah MS a obsahu pyroxenu, amfibolu, biotitu a opakních minerálů v obj. %; b – vztah MS a obsahu karbonátu (včetně karbonátu zatlačujícího pyroxeny, živce a analcim) v obj. %; c – vztah MS a obsahu chloritu (včetně chloritu po pyroxenu) v obj. %; d – vztah MS a obsahu sekundárních minerálních fází (chlorit, karbonát, živce a analcim) v obj. %.

Fig. 2: Relationship between magnetic susceptibility (MS) and planimetry: a – relationship of MS and amount of pyroxene, amphibole, biotite, and opaque minerals in vol. %; b – relationship of MS and amount of carbonate (including carbonate after pyroxene, feldspars, and analcime) in vol. %; c – relationship of MS and amount of chlorite (including chlorite after pyroxene) in vol. %; d – relationship of MS and amount of secondary phases (chlorite, carbonate, feldspars, and analcime) in vol. %.



Obr. 3: Závislost hodnot mineralogické hustoty horninových vzorků na výsledcích planimetrie: a – vztah hustoty a obsahu pyroxenu, amfibolu, biotitu a opakních minerálů v obj. %; b – vztah hustoty a obsahu karbonátu (včetně karbonátu po pyroxenu, živcích a analcimu) v obj. %; c – vztah hustoty a obsahu chloritu (včetně chloritu po pyroxenu) v obj. %; d – vztah hustoty a obsahu sekundárních fází (chlorit, karbonát, živce a analcim) v obj. %.

Fig. 3: Relationship between rock density and planimetry: a – relationship of density and amount of pyroxene, amphibole, biotite, and opaque minerals in vol. %; b – relationship of density and amount of carbonate (including carbonate after pyroxene, feldspars, and analcime) in vol. %; c – relationship of density and amount of chlorite (including chlorite after pyroxene) in vol. %; d – relationship of density and amount of secondary phases (chlorite, carbonate, feldspars, and analcime) in vol. %.

a karbonátu po pyroxenu 5 mod. %. Na tomto vzorku byly naměřeny i vysoké hodnoty magnetické susceptibility a hustoty, které jsou způsobené vyšším obsahem feromagnetických (opakní minerály) a paramagnetických minerálů (amfibol, pyroxen) (Schuchová – Dolníček 2013). Je zde slabší alterace opakních minerálů oproti ostatním vzorkům.

Ve výbrusu TICH17 je zastoupení opakních minerálů 7 mod. %. V tomto výbrusu opakní minerály podléhají nejen limonitizaci, ale i karbonatizaci. Oproti výbrusu TICH13 je zde vyšší procentuální zastoupení pyroxenů (10 mod. %) a také méně pyroxenů podléhá chloritizaci (15 mod. %) a karbonatizaci (2 mod. %). Ačkoli je zde vyšší zastoupení pyroxenů a i vyšší zastoupení opakních minerálů, byly zde naměřeny razantně nižší hodnoty magnetické susceptibility a hustoty než u vzorku TICH13 (Schuchová – Dolníček 2013). Tak nízké hodnoty mohou být způsobeny intenzivnější alterací opakních minerálů.

V posledním vzorku (TICH39,5) již všechny minerály podléhají chloritizaci, karbonatizaci nebo limonitizaci. Zastoupení opakních minerálů je pouhých 3 mod. %. Limonitizaci podléhají 2 % opakních minerálů. Všechna zrna pyroxenu úplně podlehla chloritizaci (35 mod. %). Na tomto vzorku byla naměřena vysoká hodnota magnetické susceptibility a velmi nízká hodnota hustoty (Schuchová – Dolníček 2013). Z obrázků 2 a 3 je patrné, že se hodnoty magnetické susceptibility feromagnetických a paramagnetických minerálů postupně snižovaly, zatímco u chloritů, karbonátu či sekundárních minerálů byly naměřené kolísavé hodnoty.

Snižující se hodnoty magnetické susceptibility mohou být způsobené silnější limonitizací magnetických minerálů, také i snižující se hodnoty hustoty reflektují silnou chloritizaci, která naprosto pseudomorfovala zrna pyroxenů a limonitizaci.

Závěr

Mikroskopie a planimetrie na lokalitě Hodslavice z větší části potvrzuje dřívější výsledky měření petrofyzikálních parametrů horninových vzorků odebraných z příčných profilů přes tělesa magmatických hornin, kde se od nadloží k podloží zvyšovala nejen magnetická susceptibilita, ale i hustota (Schuchová – Dolníček 2013). Od nadloží k podloží došlo k nárůstu zastoupení feromagnetických minerálů (opakní minerály) a spolu s tím se snižuje i intenzita jejich limonitizace.

V Žilině u Nového Jičína byly naměřeny kolísavé hodnoty magnetické susceptibility a hustoty (Schuchová – Dolníček 2013). Mikroskopie poukázala, že mnohé minerály často podléhají přeměnám (chloritizace analcimu a pyroxenu, karbonatizace živců, analcimu a pyroxenu, limonitizace opakních minerálů). Tyto přeměny mohou způsobovat kolísání hodnot magnetické susceptibility a hustoty (obr. 2 a 3).

Na lokalitě Tichá byly naměřeny také kolísavé hodnoty magnetické susceptibility a hustoty. Oproti vzorkům z lokality Žilina u Nového Jičína zde docházelo k mnohem razantnějším skokům hodnot petrofyzikálních parametrů. I zde minerály velmi hojně a silně podléhají přeměnám jako je chloritizace, limonitizace či karbonatizace. Také diagramy korelace mezi minerálním složením na jedné straně a magnetickou susceptibilitou či hustotou horninových vzorků na straně druhé poukazují na prudké skoky hodnot, které jsou způsobeny druhotnými přeměnami primárních minerálních fází.

Poděkování

Práce byla podpořena projektem IGA UP PrF-2014-019. Autoři děkují recenzentům Z. Skácelové (ČGS Jeseník), D. Matýskovi (VŠB-TU Ostrava) a redaktorovi D. Buriánkovi (ČGS Brno) za připomínky a vstřícné posouzení rukopisu.

Literatura

Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšínitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – Acta Musei Moraviae, Scientia Geologicae, 97, 1, 89–111. Brno.

Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Uher, P. – Polách, M. (2010): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – Chemie der Erde, 70, 267–282.

Dostal, J. – Owen, V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – Geologische Rundschau 87, 67–77.

Grabowski, J. – Krzemiński, L. – Nescieruk, P. – Starnawska, E. (2006): Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: contraints for tectonic rotations in the Silesian unit. – Geophysical Instrument, 166, 1077–1094.

Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mesozoika Západných Karpát. – Veda, Bratislava.

Klvaňa, J. (1897): Tešenity a pikrity na severovýchodní Moravě. – Nákladem České Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění. Praha.

Kudělásková, M. (1987): Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. – Geologica Carpathica, 38, 545–573.

Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, 39, 63–72. Ostrava.

Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – Geologica Carpathica. 53, 45–52.

Matýsek, D. (1988): Kontaktní metamorfismus hornin těšínitové asociace. – Časopis Slezského Muzea Opava (A), 37, 77–86.

Matýsek, D. (1992): Statistické vyhodnocení chemického složení pyroxenů a amfibolů hornin těšínitové asociace. – Časopis pro mineralogii a geologii, 37, 89–96, Praha.

Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na úpatí Beskyd Moravských. – Rozpravy Československé akademie věd, 35. Praha.

Schuchová, K. – Dolníček, Z. (2013): Vnitřní zonálnost těles vyvřelých hornin těšínitové asociace ve slezské jednotce: petrofyzikální doklad. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 20, 92–95. Brno.

Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšínitové asociace na severním úpatí Beskyd. – Geologické práce, 63, 53–60. Bratislava.

BORNIT Z HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE HISTORICKÉHO LOŽISKA ZLATÝ DŮL U HLUBOČEK (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

Bornite from hydrothermal mineralization of historical deposit of Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nízký Jeseník Upland)

Michaela Kotlánová, Zdeněk Dolníček
Katedra geologie, PřF UP Olomouc, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: kotlmi@seznam.cz

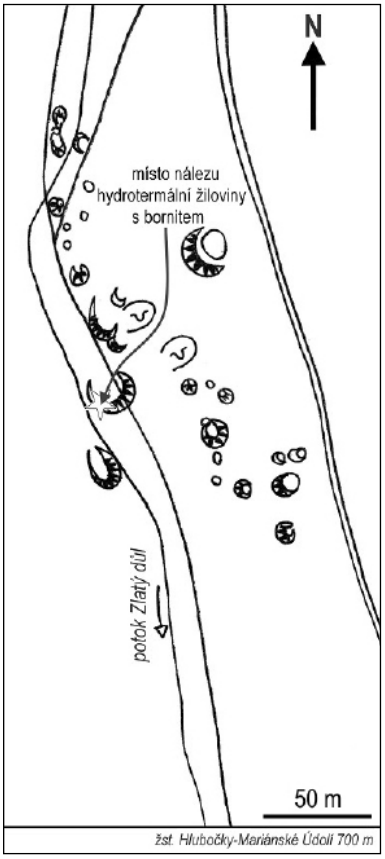
(25-11 Hlubočky)

Key words: Culm, Nízký Jeseník, bornite, hydrothermal mineralization

Abstract
Secondary bornite occurs within quartz-carbonate ore vein in dump material at historical deposit of Zlatý důl near Hlubočky. This mineral was characterized using ore microscopy and electron microprobe analyses. The studied sample was formed by quartz, which occurs in the centre of the ore vein, carbonate of the dolomite-ankerite series, which formed bands on the edge of the ore vein and the unspecified beige coloured carbonate. The ore minerals were represented by primary chalcopyrite and secondary chalcocite, covellite and galena (the layer of galena grows on chalcocite on the edge of the altered chalcopyrite aggregate). The studied sample was partly weather-worn and especially carbonate of the dolomite-ankerite series was altered to iron oxyhydroxides. Bornite lamellae up to 100 × 40 μm were found along cracks of the chalcopyrite aggregate (where chalcopyrite is altered to chalcocite). Lamellar bornite occurs also in secondary chalcocite. Bornite contained only trace amount of Pb, other elements (Zn, Co, Ni, Mn, Cd, Hg, As, Ag, Bi, Sb, Se and Cl) were bellow the detection limits. Bornite is probably a secondary mineral, which was formed at the expense of chalcopyrite. Bornite from historical deposit of Zlatý důl represents the first occurrence of this mineral in the Bystřice Ore District and also in the whole Moravo-Silesian Culm.

Úvod

Lokalita Zlatý důl leží cca 900 m sz. od železniční stanice Hlubočky-Mariánské Údolí, na levém břehu potoka Zlatý důl, který je pravostranným přítokem řeky Bystřice (obr. 1). Lokalita byla v historické době součástí bystřického rudního revíru, jenž se rozprostíral v okolí obcí Hrubá Voda, Domašov nad Bystřicí, Velká Bystřice, Lošov a Hlubočky. Nedaleko dvou rekreačních objektů (chatek) v údolí potoka Zlatý důl se nacházejí pozůstatky haldiček po historické těžbě polymetalických rud (obr. 1). Geologické prostředí lokality reprezentují flyšové sedimenty moravického souvrství spodnokarbonského stáří. Za jednou z chatek se nachází malý lůmek, v němž jsou odkryty světleji zbarvené prachovce, které se střídají s polohami tmavých jílových břidlic; orientace vrstev je SSV–JJZ s úklonem 50° k VJV. Hydrotermální mineralizace je v podobě pravých žil vázána na strmé dislokace směru SZ–JV (Novák – Štěpán 1984). Žilovina, která se nachází na haldách, má nejčastěji páskovanou či vtroušeninovou texturu, méně pak texturu drúzovitou či brekciovitou, je tvořena křemenem a karbonáty, které jsou přítomny v několika generacích. Jak uvádí Dolníček (2010), nejstarším karbonátem na žilách je siderit (popisovaný i Vančurovou 2006), který se na žilách vyskytuje pouze akcesoricky. Mladším a zároveň nejvíce rozšířeným karbonátem je karbonát z řady dolomit-ankerit, jenž se vyskytuje nejčastěji v podobě žilek o mocnosti až 10 cm. Nejmladším karbonátem žiloviny je kalcit, který často vyplňuje dutiny ve starším dolomitu či Fe-dolomitu. Rudní minerály jsou zastoupeny chalkopyritem, který tvoří vtroušeniny nebo hnízda o velikosti až 3 cm, dále pak galenitem, dosahujícím obdobných rozměrů. Méně se na žilách nachází pyrit v podobě drobných zrnek či agregátů, jež mají max. velikost 1 cm. Nejméně zastoupen je sfalerit žlutohnědé barvy, jehož agregáty výjimečně dosahují velikosti 2 cm. Jak uvádí Zimák a Večeřa (1991), akcesoricky se v žilovině nachází i anatas a drobné šupinky muskovitu a chloritu. Dolníček (2010) uvádí i xenotim, Dolníček a Filip (2008) popisují dickit a Novotný a Pauliš (2006) hypogenní chalkozín. Z genetického pohledu je hydrotermální mineralizace ve Zlatém dole prokazatelně vícefázová a má epitermální až mezotermální charakter (Kotlánová 2013). Nejběžnějšími sekundárními minerály



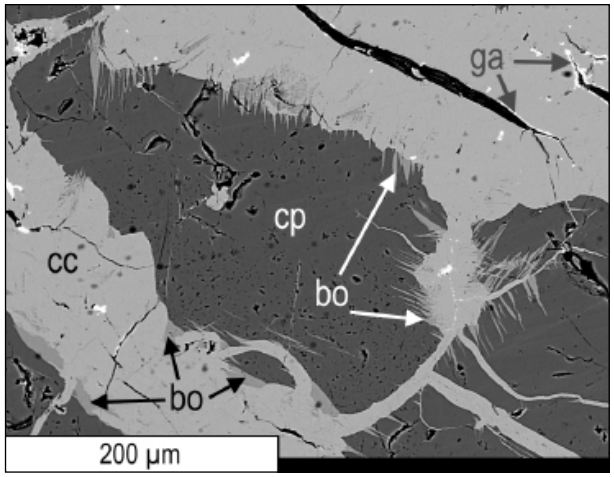
Obr. 1: Plánek stop po těžbě polymetalických rud na historickém ložisku Zlatý důl s vyznačením místa nálezu hydrotermální žiloviny s bornitem (kreslil J. Klomínský in Losert 1962, upraveno).
Fig. 1: Plan of the tracks after mining of the polymetallic ore at the historical deposit Zlatý důl with the location, where the sample of bornite-bearing vein was found (sketched by J. Klomínský in Losert 1962, modified).

jsou malachit a „limonit", dále jsou popsány chalkozín, covellín, ryzí stříbro, brochantit, linarit, chalkantit, pyromorfit, chryzokol, anglesit, cerusit, aragonit, oxihydroxidy manganu a mědi (Zimák – Večeřa 1991; Papoušková 2003; Novotný et al. 2005; Novotný – Pauliš 2006, 2009; Novotný et al. 2008).

Metodika a materiál

Na podzim roku 2012 byl na jedné z haldiček nacházející se přibližně 20 m jz. od chatek (GPS souřadnice: 49° 37' 4.336" N, 17° 23' 4.132" E) v údolí potoka Zlatý důl (obr. 1) nalezen vzorek křemen-karbonátové žiloviny s makroskopicky patrným chalkopyritem, jenž je při okrajích a po trhlinách zatlačován chalkozínem. Vzorek měl páskovanou texturu. Centrální část žíly je tvořena šedě zbarveným křemenem, který je drobnozrnný až středně zrnitý s makroskopicky patrnou růstovou zonálností. Okrajové partie žíly tvoří karbonát červenohnědé barvy, tento karbonát je jemnozrnný až středně zrnitý a ve zředěné 5 % HCl se za studena velmi pomalu rozkládá – jde pravděpodobně o některý z karbonátů dolomit-ankeritové skupiny. Na křemenné partie žíly je vázán blíže neurčený karbonát béžové barvy, který se vyskytuje v podobě nepravidelných agregátů o velikosti do 4 mm a žilek o mocnosti do 0,5 mm. Chalkopyrit se nachází v podobě vtroušenin v křemeni, tvoří agregáty o velikosti do 3 mm, při okrajích a podél trhlin je zatlačován chalkozínem, který má makroskopicky šedočernou barvu a výrazný kovový lesk. Povrch vzorku je zčásti pokryt tenkou vrstvičkou rezavě zbarveného „limonitu".

Chemické složení bornitu bylo analyzováno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (operátor Mgr. P. Gadas, Ph.D.). Analýzy byly provedeny ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 25 kV a proud svazku 20 nA. Jako standardy byly použity: elementární měď (Cu), elementární stříbro (Ag), elementární mangan (Mn), almandin (Fe), elementární antimon (Sb), elementární nikl (Ni), gahnit (Zn), hematit (Fe), lammerit (As), chalkopyrit (Cu, S), ZnS (Zn), elementární bismut (Bi), elementární kobalt (Co), NaCl (Cl), PbSe (Se), sulfl_HgTe (Hg), sulfl_CdTe (Cd), PbS (Pb).



Obr. 2: Detail lamel bornitu (bo) v chalkopyritu (cp) a chalkozínu (cc) s inkluzemi a žilkami galenitu (ga). BSE snímek, foto P. Gadas.
Fig. 2: Detail of bornite lamelae (bo) in chalcopyrite (cp) and chalcocite (cc) with galena inclusions and veinlets (ga). BSE image, photo by P. Gadas.

Nález bornitu

Bornit byl zjištěn až při studiu leštěného výbrusu z výše popsaného vzorku. Při pozorování v odraženém světle byly v několika agregátech chalkopyritu, který je při okrajích a podél trhlin zatlačován chalkozínem a mladším galenitem, pozorovány dlouze protažené čočkovité lamely bornitu (obr. 2). Bornit je v odraženém světle izotropní. Relikty lamel bornitu byly pozorovány taktéž v chalkozínu prostupujícím chalkopyritem (obr. 2). Bornit se vždy vyskytuje při hranici chalkopyritu a chalkozínu (obr. 2) a jeho individua dosahují velikosti až 100 × 40 µm. Pomocí bodové WDX analýzy bylo kromě hlavních složek (Cu, Fe, S) zjištěno pouze stopové množství Pb, ostatní analyzované prvky (Zn, Co, Ni, Mn, Cd, Hg, As, Ag, Bi, Sb, Se, Cl) byly pod mezí stanovitelnosti (tab. 1).

Tab. 1: Bodové WDX analýzy bornitu ze Zlatého dolu (hm. %); empirické vzorce přepočteny na základ 4 atomů síry. Obsahy Zn, Co, Ni, Mn, Cd, Hg, As, Ag, Bi, Sb, Se a Cl byly u obou analýz pod mezí detekce.
Tab. 1: Spot WDX analyses of bornite from Zlatý důl (wt. %); empirical formulae are recalculated on the basis of 4 atoms of sulfur. Contents of Zn, Co, Ni, Mn, Cd, Hg, As, Ag, Bi, Sb, Se, and Cl were under the detection limits.

Analýza č.	24/1	25/1
Fe	11,24	12,07
Cu	63,35	62,49
Pb	b. d.	0,08
S	26,43	26,54
Celkem	**101,02**	**101,18**
Fe	0,976	1,044
Cu	4,834	4,749
Pb	b. d.	0,002
Catsum	**5,810**	**5,795**
S	4	4

Diskuze a závěr

Bornit vykazoval pouze stopový obsah Pb (0,002 apfu), které by mohlo být vázáno izomorfně v krystalové struktuře minerálu (Zimák 2005). Tento minerál je sekundárního původu, vzniká na úkor chalkopyritu. Bornit nebyl na této lokalitě dosud nalezen, proto nejsou dostupné žádné podklady pro srovnání chemismu. Z bystřického rudního revíru se o tomto minerálu dosud nezmiňuje žádný z autorů (Dolníček 2010; Dolníček – Filip 2008; Dolníček et al. 2003; Losert 1962; Novotný – Pauliš 2006, 2009; Novotný et al. 2005, 2008; Papoušková 2003; Vančurová 2006; Zimák 1994, 1996, 1997, 1998; Zimák – Večeřa 1991; Zimák – Novotný 2002; Zimák et al. 2002, 2005), stejně tak je tomu i v rámci celého moravskoslezského kulmu. Bornit je sice uváděn z ložiska Willibald nedaleko obce Staré Oldřůvky, kde se údajně vyskytuje v silně tektonicky deformované křemenné žilovině (Staněk 2006), není odtud ovšem ověřen žádnou exaktnější metodou. Z širšího okolí

je bornit na hydrotermálních žilách popsán např. z lokality Květnice u Tišnova (Kučera 1923) či z uranového ložiska Zálesí (Sejkora 1994).

Poděkování

Děkujeme Mgr. P. Gadasovi, Ph.D. (PřF MU Brno) za provedení WDX analýz bornitu. Laboratorní část práce byla finančně podpořena projekty IGA UP PrF/2013/010 a PřF-2014019. Prof. B. Fojtovi (MU Brno) a dr. K. Malému (Muzeum Vysočiny Jihlava) děkujeme za vstřícné recenzní posouzení rukopisu.

Literatura

Dolníček, Z. (2010): Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2009, 17, 133–135. Brno.

Dolníček, Z. – Filip, J. (2008): Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nízkého Jeseníku). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007, 15, 62–64. Brno.

Dolníček, Z. – Zimák, J. – Slobodník, M. – Malý, K. (2003): Mineralogy and formation conditions of the four types of hydrothermal mineralization from the quarry in Hrubá Voda (Moravo-Silesian Culm). – Acta Universitas Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica, 38, 7–22. Olomouc.

Kotlánová, M. (2013): Mineralogická charakteristika polymetalického zrudnění z lokality Zlatý důl u Hluboček. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, 77 str. Olomouc.

Kučera, B. (1923): Seznam nerostů Moravských a jich nalezišť. – Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně za rok 1922, 5, 189. Brno.

Losert, J. (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. – Komunikáty Slezského ústavu ČSAV v Opavě, 20, 51 str. Opava.

Novotný, P. – Sejkora, J. – Pauliš, P. (2005): Nové nálezy supergenních minerálů v horninách moravskoslezského spodního karbonu (kulmu) v okolí Olomouce. – Bulletin Mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze, 13, 172–176. Praha.

Novotný, P. – Král, J. – Zbirovský, J. (2008): Ověřovací práce v historických důlních dílech v okolí Velké Bystřice. – Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, Přírodní vědy, 293–295, 58–73. Olomouc.

Novotný, P. – Pauliš, P. (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalciopetersit z Domašova nad Bystřicí. – Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, Přírodní vědy, 285–287, 2–32. Olomouc.

Novák, J. – Štěpán, V. (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nízkého Jeseníku ložisek drahých a barevných kovů, 4. ložisková oblast Ag-Pb-Cu rud v povodí řeky Bystřice-Lošov, Velká Bystřice, Hlubočky, Hrubá Voda. – MS, Ústřední Ústav geologický, 44 s. Praha.

Novotný, P. – Pauliš, P. (2009): Pyromorfit z Hluboček-Mariánského Údolí. – Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, přírodní vědy, 297, 34–38. Olomouc.

Papoušková, P. (2003): Mineralogie drobných rudních výskytů v Údolí Bystřice. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, 86 str. Olomouc.

Sejkora, J. (1994): Uranové ložisko Zálesí v Rychlebských horách. Bulletin Mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze, 2, 105–110. Praha.

Staněk, S. (2006): Zrudnění v lomu Milíře na Kružberské přehradě (Moravskoslezský kulm). – Dostupné na: http://slon.diamo.cz/hpvt/2006/tradice/T10.htm, 14.12.2013.

Vančurová, M. (2006): Mineralogie drobných rudních výskytů v kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci, 80 str. Olomouc.

Zimák, J. (1994): Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice (kulm Nízkého Jeseníku). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993, 1, 69–70. Brno.

Zimák, J. (1996): Sulfidická mineralizace na lokalitě „Schusterloch" u Hluboček. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1995, 3, 175–176. Brno.

Zimák, J. (1997): Hydrotermální zrudnění z lomu u Hrubé Vody (kulm Nízkého Jeseníku). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1996, 68–69. Brno.

Zimák, J. (1998): Neznámá štola u Hrubé Vody a hydrotermální mineralizace v haldovém materiálu (kulm Nízkého Jeseníku). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997, 5, 70–71. Brno.

Zimák, J. (2005): Všeobecná mineralogie, Vyd. Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci, část 1, 12. Olomouc.

Zimák, J. – Novotný, P. (2002): Minerály vzácných zemin na hydrotermálních žilách v kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. – Časopis Slezského zemského muzea, Vědy přírodní, 51, 2, 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. – Journal of the Czech Geological Society, 47, 3–4, 111–122. Praha.

Zimák, J. – Novotný, P. – Dobeš, P. (2005): Hydrothermal mineralization at Domašov nad Bystřicí in the Nízký Jeseník Uplands. – Bulletin of Geosciences, 80, 3, 213–221. Praha.

Zimák, J. – Večeřa, J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl" u Hluboček – Mariánského Údolí u Olomouce. – Acta Universitas Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, 3, Geographica-Geologica 30, 63–74. Olomouc.

LITOFACIÁLNÍ ANALÝZA BÁZE HRADECKO-KYJOVICKÉHO SOUVRSTVÍ (NÍZKÝ JESENÍK, MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)

Litofacies analysis of the basis of the Hradec-Kyjovice Formation (Nízký Jeseník Mts., Moravian-Silesian Unit, Bohemian Massif)

Aleš Novák, Tomáš Lehotský
Katedra geologie PřF UP v Olomouci, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: ales.novak@upol.cz

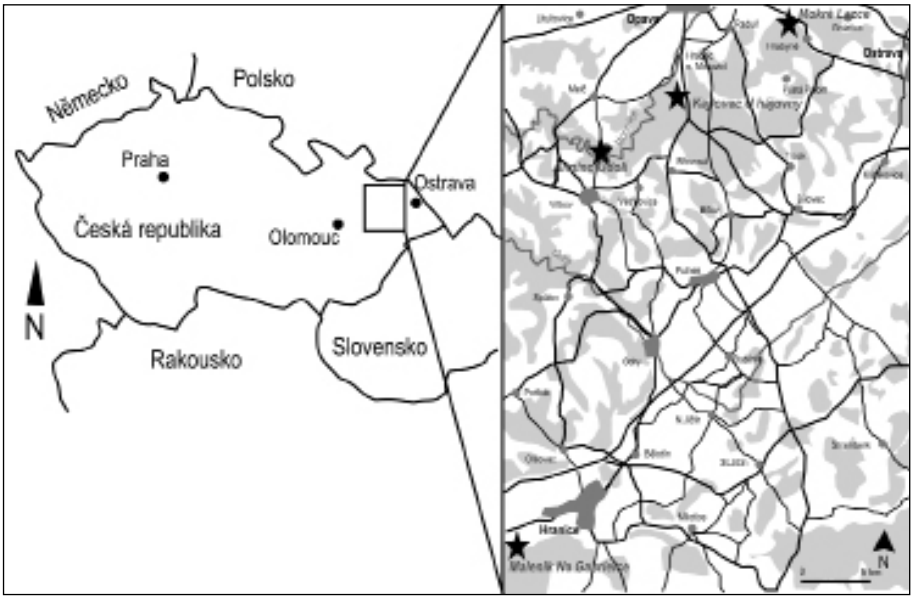
(15-34 Vítkov, 15-41 Hlučín)

Key words: Moravosilesicum, Nízký Jeseník Mts., Hradec-Kyjovice Formation, lithofacies analysis, ichnofacies, foreland basin, Upper Viséan

Abstract
A detailed field facies and ichnofacies analysis undertaken in the eastern part of the Nízký Jesník Mts. revealed that the basal part of Hradec-Kyjovice Formation of Upper Viséan age corresponded to coarse-grained siliciclastic turbidite system. Research was focused on detailed measurement of fifteen outcrops in the area. The formation was deposited in deep water environmental of the foreland basin by sediment gravity flows. Five facies were identified in the Hradec Member of the Hradec-Kyjovice Formation: conglomerate facies, pebble to coarse grained sandstone facies, coarse grained sandstone facies, sandstone-siltstone facies and the muddy siltstone facies. The conglomerate facies, pebble to coarse grained sandstone facies and coarse grained sandstone facies represent proximal, coarse grained channel deposits of high-density turbidite currents. The sandstone-siltstone sediments consist of a variety of turbidites deposites in lobes and interchannel environments. The muddy siltstone facies were deposited in interchannel environments by low-density turbidite currents. Some depositional lobes contain trace fossils of the Nereites ichnofacies. Sedimentary record of the basal parts of the Hradec-Kyjovice Formation indicates a Late Viséan a change in the development of Culm basin in Upper Viséan and beginning of new sedimentary cycle of sedimentation governed presumably by a compressional tectonic pulse.

Úvod

Bazální část hradecko-kyjovického souvrství tzv. hradecké vrstvy ve smyslu Patteiského (1929) a Zapletala et al. (1989) je poměrně dobře odkryta v okolí Hradce nad Moravicí, v hluboce zařezaném údolí řeky Moravice mezi Žimrovicemi a Vikštejnským Podhradím, stejně tak v okolí Oder a na s. svahu kry Maleníku (obr. 1). Horniny spodnokarbonského stáří představují ve studované oblasti sledy hlubokomořských uloženin gravitačních proudů zastoupených slepenci, drobami, prachovci a vzácněji jílovci. Transport a ukládání těchto sedimentů ovlivňovala řada faktorů, které lze interpretovat ze sedimentárních záznamů. Ukládání sedimentů gravitačními proudy významně ovlivňovalo parametry paleoekosystému v prostoru depozice. Fosilní záznamy projevů života v sedimentech mohou pomoci interpretovat ekologické podmínky v někdejší předpolní pánvi spodnokarbonského moře.



Obr. 1: Mapa studované oblasti.
Fig. 1: Map of studied area.

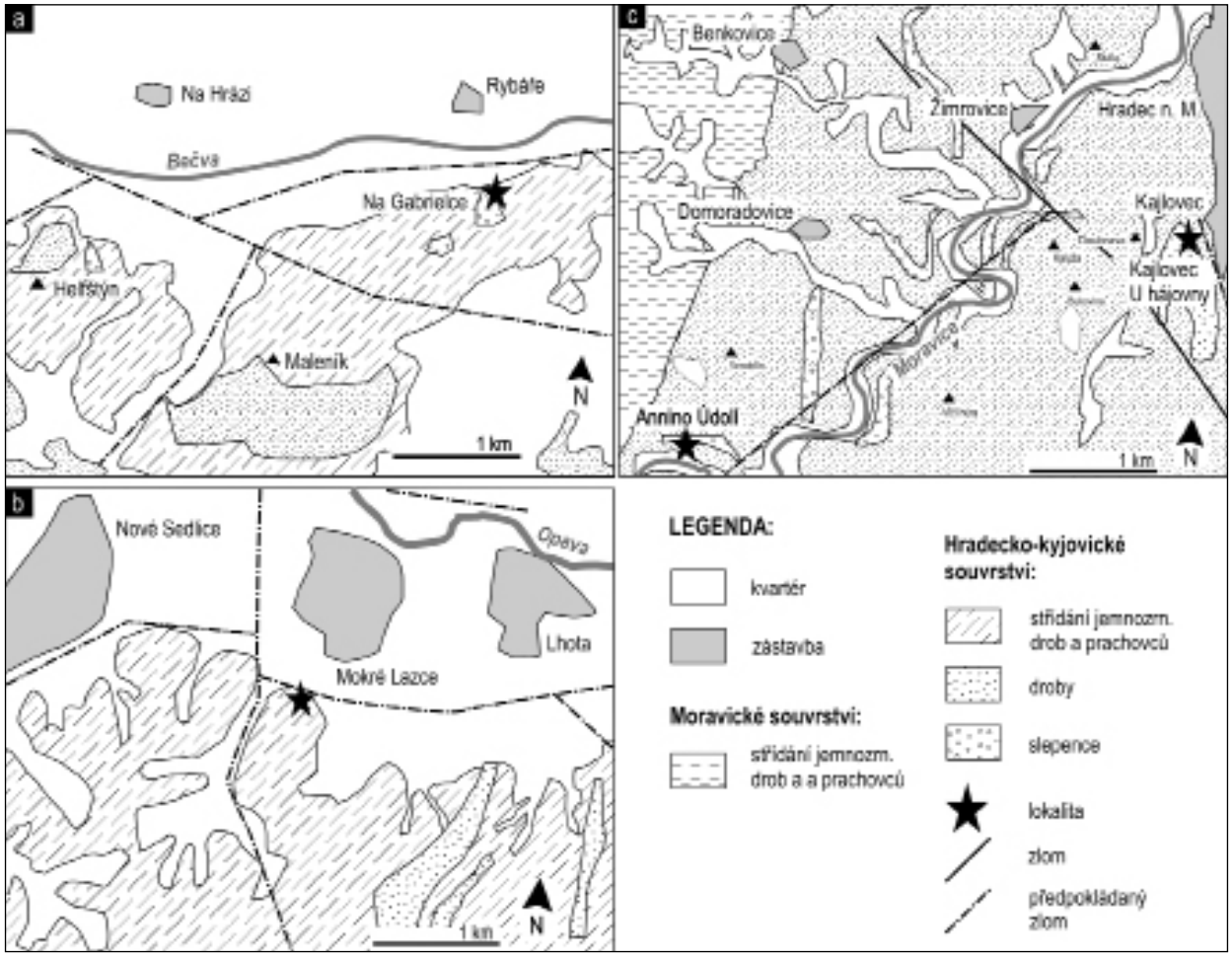
Metodika

V oblasti mezi Hradcem nad Moravicí, Mokrými Lazci, Fulnekem a Lipníkem nad Bečvou byla v minulém roce provedena podrobná litofaciální analýza. Výzkum studovaných profilů byl soustředěn na měření mocností vrstev spolu s popisem sedimentů na základě petrografického složení a struktury. Dále byly studovány texturní prvky, jako jsou gradační zvrstvení, laminace, šikmé zvrstvení, proudové stopy, vlečné stopy, vtisky, skluzové textury, stopy po úniku vody, závalky intraklastů, intervaly Boumovy sekvence a bioglyfy. Dle takto zjištěných fenoménů byly studované

horniny zařazeny do faciálních tříd dle Pickeringa et al. (1986). Do třídy A jsou zařazeny slepence, třídu B tvoří pískovce, v třídě C jsou směsi písku, prachu a jílu, třída D je reprezentována prachovci, třída E zastupuje jílovce a exotické zdeformované vrstvy jsou zařazeny v třídě F. Mimo to byl zjišťován výskyt fosilní fauny, flóry a fosilních stop.

Geologická a stratigrafická situace v zájmové oblasti

Spodnokarbonské sedimenty v Nízkém Jeseníku patří ke kulmské facii a mají typické litologické znaky flyše (Kumpera 1966). Reprezentují jihovýchodní část systému evropských variských předpolních pánví. Tyto pánve jsou vyplněny 7,5 km mocnými polohami sedimentů, ukládanými axiálním turbiditním systémem. Snosová oblast se nacházela jižně až jihozápadně od pánve (Hartley – Otava 2001). Nejzápadněji se v Nízkém Jeseníku vyskytuje stratigraficky nejstarší andělskohorské souvrství, které směrem do nadloží a k východu přechází do souvrství hornobenešovského. Tato souvrství by měla odpovídat uloženinám zbytkové flyšové pánve. Nadložní a východněji položená souvrství moravické a hradecko-kyjovické byla uložena v předpolní flyšové pánvi (Kumpera – Martinec 1995). Sedimenty byly uloženy za podmínek diktovaných trvalým kontrastem mezi vyzdvihovanou oblastí snosu a zahlubovanou flyšovou pánví. Kulmská pánev, která byla depocentrem těchto uloženin, měla protáhlý tvar a její osa směřovala od JZ k SV (Kumpera 1966, 1976, 1983; Hartley – Otava 2001). Hradecko-kyjovické souvrství je tvořeno lavicovitými až deskovitými drobami s vložkami prachovito-jílových rytmitů (Zapletal et al. 1989). Stratigraficky je zařazeno do goniatitových zón Goγ a E1. Ve fosilní fauně převládají goniatiti, nautiloidi a mlži, méně četní jsou ramenonožci a zástupci jiných skupin (Kumpera 1983). Fosilní flóra je reprezentována zejména kapradinou *Sphenopteris adianthoides*, kořeny plavuní *Stigmaria stellata*, přesličkovitými rostlinami *Eleutherophyllum mirable* a *Archaeocalamites scrobiculatus* (Purkyňová 1988). Fosilní stopy jsou reprezentovány druhy *Phyllodocites jackoni*, *Diplocraterion* isp., *Cosmoraphe kettneri*, *Dictyodora liebeana* a *Cosmoraphe dvoraki* (Zapletal – Pek 1987). Bázi souvrství tvoří stratigraficky nižší člen – hradecké droby (Gilíková et al. 2003). Celková mocnost hradeckých drob se odhaduje na 800 metrů. Kumpera (1983) je charakterizuje jako mocný flyšový sled, často s vložkami prachovců a břidlic, které tvoří nadloží moravického souvrství. Jedná se převážně o lavicovité, jemně až hrubě zrnité droby s vložkami a čočkami slepenců. Tato konglomerátová tělesa jsou označena jako nýtecký slepencový obzor a jsou



Obr. 2: Schéma geologické situace s vyznačenými lokalitami: a – Maleník „Na Gabrielce"; b – Mokré Lazce; c – Annino Údolí a Kajlovec „U Hájovny".

Fig. 2: Chart of geological situation with distinguished localities: a – Maleník „Na Gabrielce"; b – Mokré Lazce; c – Annino Údolí a Kajlovec „U Hájovny".

stratigraficky zařazena do subzóny Goβ$_{spi}$ v blízkosti spodní hranice hradecko-kyjovického souvrství (Kumpera 1976; Lehotský 2008).

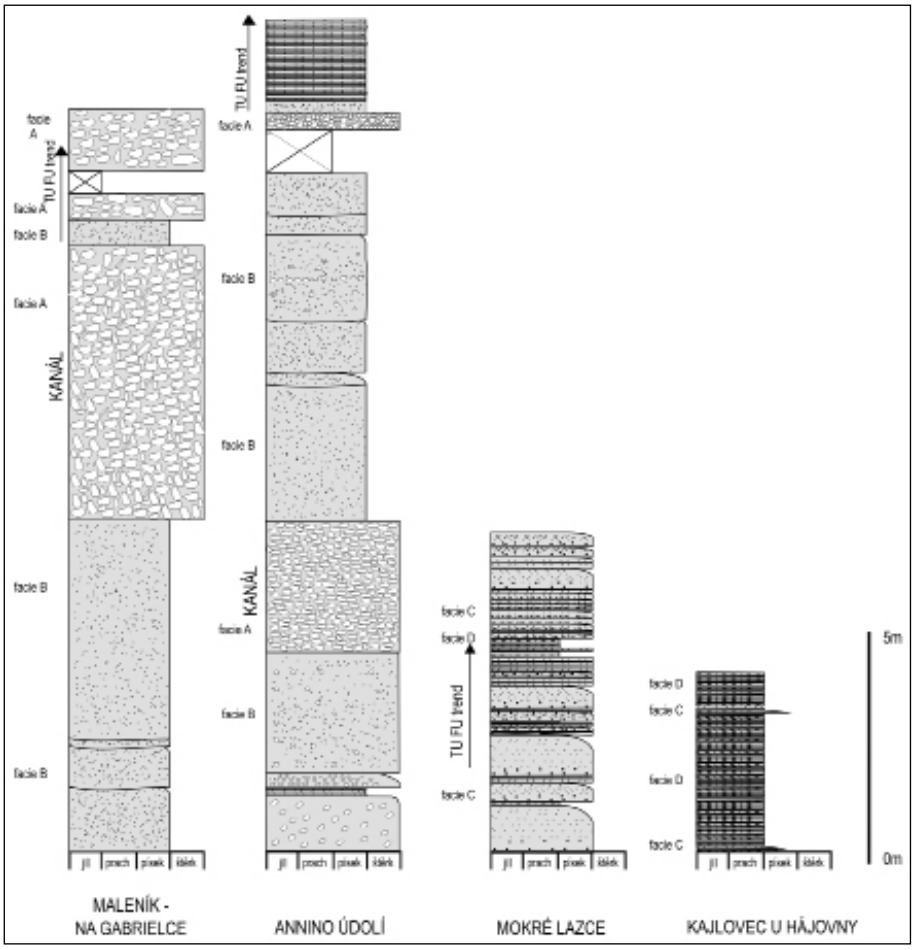
Analýza a sedimentační prostředí

Předmětem faciálního mapování a ichnologického výzkumu byla předpokládaná báze hradeckých vrstev, která na odkryvech a výchozech tvoří několikametrové polohy hrubozrnných drob a slepenců s podřízenými vložkami prachovců a vzácně jílovců (Kumpera 1983). Profily byly studovány na lokalitách Gabrielka u hradu Helfštýn v tektonické kře Maleníku (obr. 2a), Mokré Lazce (obr. 2b), Annino údolí a Kajlovec U hájovny (obr. 2c). V opuštěném lomu Gabrielka se nachází téměř 8 metrů mocná poloha neuspořádaných slepenců. Je tvořená poloostrohrannými až polozaoblenými valouny i intraklasty s valounovou podpůrnou strukturou a polymodální hrubě zrnitou matrix. Slepence ostře nasedají na podložní těleso neuspořádaných pískovců (obr. 3). Strop slepencového tělesa má erozní kontakt s nadložní vrstvou hrubozrnných pískovců. Směrem do nadloží se vrstvy slepenců a pískovců střídají, přičemž se mocnost vrstev i velikost klastů zmenšuje. Na odkryvu v Annině údolí podložní neuspořádané pískovce ostře přecházejí do 4 metry mocné polohy neuspořádaných slepenců s valounovou podpůrnou strukturou a písčitou polymodální matrix. Směrem do nadloží se opakuje střídání poloh slepenců s pískovci a zmenšování mocnosti vrstev a velikosti klastů. Tento cyklus je ukončen přechodem do poloh prachovito-jílových drob. V drobách lze identifikovat texturní prvky jako jsou pozitivní gradace, šikmé zvrstvení a laminace vyjádřené T_{ab} a T_{bcd} intervaly Boumovy sekvence. V odkryvu u obce Mokré Lazce bylo na profilu o celkové mocnosti 7,8 metrů identifikováno 39 vrstev. Jílovo-písčité jemnozrnné, střednozrnné i hrubozrnné droby zde tvoří až 1,6 metru mocná lavicovitá tělesa obsahující intraklasty a s patrnou pozitivní gradací, která přechází do paralelního zvrstvení, místy i do šikmého, což je vyjádřitelné intervaly T_{ab} a T_{abc} Boumovy sekvence. Směrem do nadloží lze pozorovat asymetrické střídání středně mocných vrstev jemnozrnných drob s normální gradací, paralelním i šikmým zvrstvením intervalů T_{abc} a T_{bcd} Boumovy sekvence a centimetrových poloh laminovaných prachovců ukončený dalším lavicovitým tělesem drob. Na lokalitě je bohatý výskyt přesličkovité rostliny *Archaeocalamites scrobiculatus*.

V Kajlovci U hájovny bylo v odkryvu vytvořeném těžbou pokrývačských břidlic zdokumentováno 67 vrstev o celkové mocnosti asi 5 metrů. Při bázi a ve svrchní části profilu jsou zastiženy polohy jemnozrnných drob, ve kterých paralelní a šikmé zvrstvení vytváří intervaly T_{bc} a T_{bcd} Boumovy sekvence. Zbytek profilu je tvořen jemně laminovanými jílovitými prachovci, které na vrstevních plochách obsahují hojné proudové a vlečné stopy a také ichnofosilie. Ty jsou zde zastoupeny druhy *Dictyodora liebeana*, *Protopaleodictyon* isp. a *Nereites missouriensis*.

Diskuze

Sedimenty zastižené na studovaných profilech jsou litologicky i faciálně velmi pestré. Neuspořádané slepence s podpůrnou strukturou klastů a polymodální písčitou matrix a písčitými slepenci faciální třídy A byly transportovány vysokohustotními proudy charakteru úlomkotoků s rychlou finální sedimentací. Neuspořádané pískovce faciální třídy B byly uloženy rychlou sedimentací z turbiditního proudu. Droby faciální třídy C byly transportovány a ukládány turbiditními proudy různé hustoty. Charakteristická je pro ně přítomnost texturních prvků



Obr. 2: Schéma geologické situace s vyznačenými lokalitami: a – Maleník „Na Gabrielce"; b – Mokré Lazce; c – Annino Údolí a Kajlovec „U Hájovny".
Fig. 2: Chart of geological situation with distinguished localities: a – Maleník „Na Gabrielce"; b – Mokré Lazce; c – Annino Údolí a Kajlovec „U Hájovny".

vyjádřitelných intervaly Boumovy sekvence a závalky intraklastů. Prachovce faciální třídy D a jílovce faciální třídy E byly transportovány a ukládány nízkohustotními turbiditními proudy s pomalou sedimentací (Pickering et al. 1986). Na základě litofaciálního studia profilů v zájmové oblasti je možné definovat v bazálních polohách hradecko-kyjovického souvrství dva typy sedimentačního prostředí: kanálové facie (channels facies) a přelivové facie agradačních valů (overbanks facies). Kanály jsou vyplněny sedimenty hrubozrnných litofaciálních asociací, jako jsou neuspořádané slepence, písčité slepence a hrubozrnná droba. Přelivy agradačních valů jsou tvořeny střednozrnnými a jemnozrnnými drobami s polohami prachovců. Vztah mezi jednotlivými sedimentačními areály je často laterální. Kanály mají depoziční i erozní charakter, zároveň se ve směru od zdrojové oblasti jejich mocnost zmenšuje. Vysoká diverzita zastižených litofacií a jejich vztah v horizontálním a vertikálním profilu naznačují, že bazální polohy hradecko-kyjovického souvrství lze charakterizovat jako turbiditní systém typu II, ve smyslu práce Muttiho et al. (1992). Z výsledků faciální analýzy vyplývá, že v polohách sedimentů zastižených na profilech v lokalitách Gabrielka a Annino údolí lze pozorovat ve svrchních částech studovaných profilů směrem do nadloží zřetelné TU a FU trendy (thinning upwards a finning upwards). Tyto sedimentární záznamy dokládají polohu sedimentačního prostředí ve vysokoenergetické, proximální části turbiditního systému, kde gravitační proudy nemají problém s odchylkami topografie dna sedimentační pánve a překážky tvořené preexistujícím depozičním reliéfem odstraní díky své energii erozí (Mutti et al. 1992), to také dokládá hojná přítomnost intraklastů ve studovaných horninách. Profil studovaný na lokalitě Mokré Lazce lze na základě dominance faciálních tříd C a D zařadit do střední části turbiditního vějíře a hrubozrnného turbiditního systému (Bouma 2000). Vysokohustotní i nízkohustotní turbiditní proudy, které distribuovaly na studovaném profilu uložené sedimenty, zde měly převážně depoziční charakter. Textura sedimentů zastižených v odkryvu může reflektovat dynamické změny probíhající mezi zdrojovou oblastí a střední částí turbiditního vějíře, a to na základě přítomností intervalů T_{abc} a T_{bcde} Boumovy sekvence (Bouma 1962), neboť jednotlivé intervaly jsou sedimentárním záznamem generovaným koncovými členy těchto procesů (Pickering et al. 1989). Naprosto odlišné sedimentární prostředí je zastiženo na lokalitě Kajlovec U hájovny. Charakter zde určených facií spolu s texturami doloženými na studované lokalitě vedou k závěru, že studovaný profil byl situován v prostředí klidné sedimentace. Jsou zde zastiženy vrstvy velmi jemně zvrstvených prachovců faciální třídy D s ostrou spodní i svrchní hranicí, které lze definovat jako konturity (Kukal 1986) a poloha pozitivně gradovaného jemnozrnného pískovce faciální třídy C (Pickering et al. 1989). Jednalo se o areál vystavený neustálému působení dnových konturových proudů, který byl epizodicky dotován koncovými členy turbiditních proudů, které ukládaly sedimenty ve vzdálenějších oblastech výnosového vějíře. Přítomnost nereitové ichnofacie na lokalitě je charakteristická pro uloženiny distálních nízkohustotních turbiditů, které jsou typické pro prostor umístěný daleko za agradačními valy (overbanks) a přechodné pásmo mezi vnějším vějířem a samotnou pánví (Buatois – Mángano 2011). Dle Boumy (2000) lze studovaný profil označit jako jemnozrnný turbiditní systém.

Faciálně je bazální část hradecko-kyjovického souvrství v ostrém kontrastu s vikštejnskými vrstvami, které jsou stratigraficky nejvyšším členem podložního moravického souvrství (Bábek et al. 2001). Náhlá změna z převažujících jemnozrnných facií distálních turbiditů do hrubozrnné báze hradeckých drob je vysvětlována druhou fází zvýšeného přísunu hrubozrnné sedimentace, mající charakter proximálních gravitačních proudů, která se udála ve svrchním visé. Tyto sedimenty byly transportovány a ukládány do někdejší předpolní pánve pravděpodobně od jihozápadu (Hartley – Otava 2001). Na studovaných profilech ve směru JZ–SV je sice zřejmý pokles proximálních a nárůst distálních znaků, celkově charakter turbiditního systému zůstává proximální a hrubozrnný ve smyslu Kukala (1986) a Boumy (2000). Litofaciální studium profilů potvrzuje přechod od konglomerátových a hrubozrnných litofaciálních asociací k asociacím střednozrnným a jemnozrnným v předpokládaném směru transportu sedimentů do předpolní kulmské pánve v nejvyšším visé. Na studovaných profilech jsou patrné TU a FU trendy, které se asymetricky opakují. Tyto sekvence jsou sedimentárním záznamem změny v depozičním režimu, která byla diktována tektonicky a je spojována s kolapsem variského orogénu ve svrchním visé, jak popisují Hartley a Otava (2001). V těchto podmínkách se zřejmě jen velmi problematicky mohly zaznamenat a zachovat fosilní projevy života. K tomu by podle Seilachera (2007) bylo nutné, aby prostředí bylo epizodicky zasaženo přínosem většího množství substrátu, pod kterým se stopy po činnosti organismů mohly zakonzervovat. Dále se na depozici podílely proudy, které měly charakter úlomkotoků, ve kterých byly klasty transportovány nadnášením v plastické směsi vody s jílovo-písčitým sedimentem (Lowe 1982).

Závěr

V rámci báze hradecko-kyjovického souvrství bylo vyčleněno pět základních litofacií: litofacie slepencová, litofacie písčitých slepenců, litofacie hrubozrnných drob, litofacie střednozrnných drob a litofacie laminovaných jemnozrnných drob a prachovců. Tyto litofacie byly na studovaných profilech zastiženy v litofaciálních asociacích: konglomerátové, slepencovo-pískovcové a v litofaciální asociaci laminovaných pískovců a prachovců. Na základě společenstva nalezených a popsaných ichnofosilií byla určena nereitová ichnofacie. Podle určených litofacií a litofaciálních asociací lze bazální polohy hradecko-kyjovického souvrství označit za proximální turbidity a turbiditní systém jimi tvořený za hrubozrnný, ve kterém byl sediment transportován a ukládán úlomkotoky, vysokohustotními turbiditními proudy, nízkohustotními turbiditními proudy a konturovými proudy. Faciálně se bazální část hradecko-kyjovického souvrství jeví být v ostrém kontrastu s nejvyššími polohami vikštejnských vrstev podložního moravického souvrství, které jsou za-

stiženy na lokalitách Olšovec a Hrabůvka. Ty jsou řazeny k faciální třídě D (Bábek et al. 2004), u níž jsou všechny popsané charakteristiky týkající se litologie i mechanismu sedimentace antagonistické k třídám A a B tvořícím faciální asociace na studovaných profilech blízkých spodní hranici hradecko-kyjovického souvrství. Zjištěný rozpor je sedimentárním záznamem přeložení zdrojové oblasti snosu v důsledku komprese, které byla vystavena kulmská pánev ve svrchním visé (Kumpera – Martinec 1995).

Poděkování

Autoři děkují recenzentům prof. Mgr. O. Bábkovi, Dr. a RNDr. J. Otavovi, CSc. za věcné a inspirující připomínky.

Literatura

Bábek, O. – Mikuláš, R. – Zapletal, J. – Lehotský, T. – Pluskalová, J. (2001): Litofacie a fosilní stopy turbiditního systému v jižní části moravského souvrství jesenického kulmu, Český masiv. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000, 2–5.

Bábek, O. – Mikuláš, R. – Zapletal, J. – Lehotský, T. (2004): Combined tectonic-sediment suplly-driven cycles in a Lower Carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation (Czech Republic). – Journal of Earth Sciences 93, 241–261.

Bouma, A. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. – Elsevier, 168 str.

Bouma, A. (2000): Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. – Marine and Petroleum Geology 17, 137–145.

Buatois, L. A. – Mángano, M. G. (2011): Ichnology. Organism-substrate interaction in space and time. Cambridge University Press. 358 str.

Gilíková, H. – Maštera, L. – Otava, J. (2003): Charakteristika spodnokarbonských klastických sedimentů na mapovém listu 25–123 Hranice. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003, 44–47.

Hartley, A. J. – Otava, J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – Journal of the Geological Society, 137–150.

Kukal, Z. (1986): Základy sedimentologie. – Academia. 466 str.

Kumpera, O. (1966): Pohyb materiálu a nástin faciálního vývoje svrchního visé na Moravě a ve Slezsku. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická, 12, 138, 31–50.

Kumpera, O. (1971): Faunistické lokality a přehled fauny hradeckého souvrství. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická, 17, 281, 129–141.

Kumpera, O. (1976): Stratigrafie spodního karbonu jesenického bloku (2. část: Kulmská souvrství a jejich stratigrafické ekvivalenty). Moravické souvrství. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě, Řada hornicko-geologická, 1, 419, 141–163.

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. – Knihovna Ústředního Ústavu geologického, 59, 172 str.

Kumpera, O. – Martinec, P. (1995): The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. – Journal of Czech Geological Society, 40, 12, 49–66.

Lehotský, T. (2008): Taxonomie goniatitové fauny, biostratigrafie a paleoekologie jesenického a drahanského kulmu. – MS, disertační práce, PřF MU Brno.

Lowe, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – Journal of Sedimentary Petrology, 52, 279–297.

Mutti, E. – Davoli, G. – Segadelli, S. – Cavalli, C. – Carminatti, M. – Stocchi, S. – Mora, S. – Andreozzi, M. (1992): Turbidite Sandstones. – Instituto di Geologia Universta di Parma, 275 str.

Patteisky, K. (1929): Die Geologie und Fossilführung der mährisch-schlesischen Dachschiefer und Grauwackenformation. Naturwissenschaftlichen Verein in Troppau, 354 str.

Pickering, K. – Stow, D. – Watson, M. – Hiscott, R. (1986): Deep water facies, processes and models: a review and classifications scheme for modern and ancient sediments. – Earth-Science Reviews, 23, 2, 75–174.

Pickering, K. – Hiscott, R. – Hein, F. (1989): Deep marine environments. Clastic sedimentation and tectonics. – Earth Science Reviews, 416 str.

Purkyňová, E. (1988): Makroflóra kyjovického souvrství moravskoslezského kulmu a její stratigrafický význam. – Časopis Slezského Muzea, A, 27, 77–86.

Seilacher, A. (2007): Trace fossils analysis. – Springer-Verlag, 226.

Zapletal, J. – Dvořák, J. – Kumpera, O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. – Věstník Ústředního ústavu geologického 64, 4, 243–250.

NOVÝ VÝSKYT SKARNU V GFÖHLSKÉ JEDNOTCE U VEVČIC U JEVIŠOVIC: MINERÁLNÍ ASOCIACE SKARNU A KONTAMINOVANÝCH AMFIBOLICKÝCH PEGMATITŮ

A new occurrence of skarn in the Gföhl unit at Vevčice near Jevišovice: the mineral assemblage of skarn and contaminated amphibole-bearing pegmatites

Stanislav Houzar[1], Jaroslav Šmerda[2], David Buriánek[3]

[1] *Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: shouzar@mzm.cz*

[2] *Jihomoravské muzeum ve Znojmě, Přemyslovců 8, 669 45 Znojmo*

[3] *Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno*

(34-11 Znojmo)

Key words: garnet, pyroxene, potassian hastingsite, calcic skarn, mineral assemblage, amphibole-rich pegmatites, migmatization, Gföhl Unit, Moldanubian Zone

Abstract

This work provides detailed information about a new occurrence of skarn near Vevčice (near Jevišovice, western Moravia), which is one of the most important outcrops of these rocks in the southeastern part of the Moldanubian Zone (Gföhl Unit). The skarn is characterized by a strong migmatization, which resulted in contaminated amphibole pegmatite veins penetrating the skarn. The mineral assemblage of the skarn is simple, with dominant garnets, both grossular-almandine ($Alm_{55–57}$ $Grs_{31–37}$ $Adr_{3–8}$) and grossular-andradite-almandine ($Grs_{45–53}$ $Adr_{20–34}$ $Alm_{20–24}$). Garnets clearly predominate over clinopyroxene, hedenbergite with a slightly increased "fassaite component". The very low amount of quartz contrasts with that in the skarns in the surrounding Gföhl unit. Amphibole (potassium-rich hastingsite) is younger mineral in the skarn, and especially in contaminated pegmatites. Epidote after garnets, and eventually prehnite, belong to the youngest minerals in some types of rocks. Accessory titanite, sometimes rich in Sn, was found frequently, as well as metamict REE-rich epidote. Magnetite is rather exceptional, mainly in assemblages replacing garnet; fluorapatite, ilmenite and zircon are rare. The studied skarn is part of a lithologically varied sequence of the Gföhl Unit, with intercalations of Ca-metasediments, appearing in several non-contiguous horizons around the boundary of so-called Běhařovice-Vémyslice synform, with a granulite–serpentinite complex in its center. This sequence of strongly migmatized biotite paragneiss to leucocratic migmatites also contains diopside and scapolite-diopside gneiss, garnet-pyroxene and phlogopite-diopside skarns containing magnetite and exceptionally Au-Co-Bi and REE mineralization as well as rare occurrences of spinel-forsterite dolomitic marbles.

Úvod

Skarny představují objemově málo významnou, ale typickou součást moldanubika na z. Moravě. V minulosti byly některé z nich zdrojem železné rudy, nejprve limonitu, vzniklého zvětráváním Ca-Fe silikátů, později i magnetitu. Pozornost byla věnována i mineralogii, petrologii a genezi těchto skarnů. Zatímco na převládající složení protolitu těchto hornin a tedy na podíl a rozsah metasomatických procesů při jejich vzniku nepanuje mezi badateli jednotný názor, shoda existuje v názoru na silné polymetamorfní přepracování těchto skarnů (srov. Němec 1991; Pertold et al. 2000; Pertoldová et al. 2009).

Výchozy skarnových hornin nejsou v krystaliniku z. Moravy příliš časté a studiu nepřístupná jsou v současnosti takřka všechna důlní díla na místech historického dolování zmíněných skarnových železných rud.

V roce 2012 byl zjištěn jedním z autorů (J. Š.) dosud neznámý výchoz skarnu u Vevčic, ležících 10 km na JV od Jevišovic, zajímavý jak svojí minerální asociací, tak zejména četnými injekčními proniky anatektických tavenin do skarnu a jejich Ca-Fe kontaminací. Z tohoto důvodu podáváme v předkládané práci mineralogicko-petrografickou charakteristiku tohoto nového skarnového výskytu.

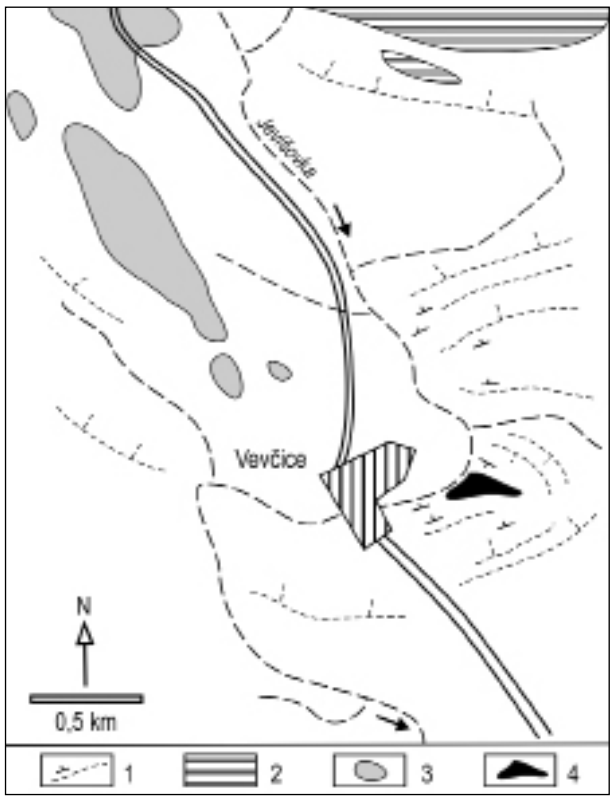
Geografická pozice

Širší oblast podél středního toku Jevišovky je součástí Znojemské pahorkatiny patřící k jv. okraji Českomoravské vrchoviny. Plochý a mírně zvlněný terén paroviny modelované předterciérní denudací porušují zaklesnutá údolí meandrujících vodních toků a do nich směřujících vodotečí s krátkými a strmými údolími.

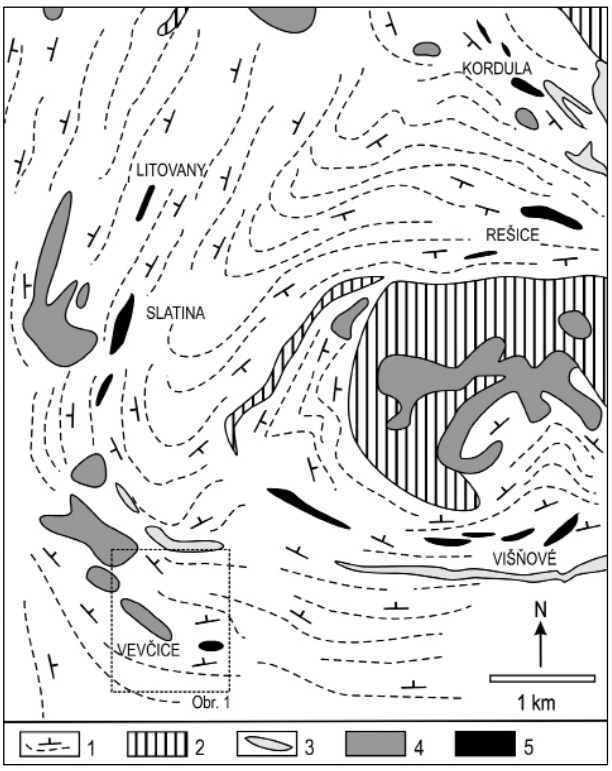
Nový výskyt skarnu je součástí členitého skalního defilé na levém břehu Jevišovky asi 450 m na SV od silničního mostu vedoucího přes řeku ve Vevčicích (obr. 1). Lokalita je dostupná po polní cestě odbočující u mostu ze silnice. Řeka Jevišovka, přitékající ze SZ od Černína, zde prudce mění kolenovitým ohybem směr toku na JZ a boční erozí odkrývá v zalesněné stráni Na kopcích (327 m n. m.) výchozy hornin. Rozsáhlejší skalní výchozy se skarnem lemují j. ústí rokle v místě, kde se napojuje do údolí Jevišovky (48° 57′ 45.120′′ N, 16° 3′ 7.050′′ E). Ústí rokle lemují 3–8 m vysoké skalky, její dno vyplňuje rozvlečená bloková suť z rozpadajících se výchozů a materiál vyplavený z rokle.

Geologická situace

Zdejší oblast náleží gföhlské jednotce moldanubika. Jde o složitý komplex hornin spodnokorového (granulity) a plášťového původu (granátické a spinelové peridotity, eklogity) metamorfovaný v HT/HP podmínkách vyšší amfibolitové a granulitové facie (Dallmeyer et al. 1995; Medaris et al. 2013), s menším podílem suprakrustálních hornin (metapelity, mramory, částečně amfibolity). Pro gföhlskou jednotku je charakteristická velmi silná variská



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa okolí studované lokality (upraveno podle Matějovské et al. 1987). Legenda: 1 – migmatitizovaná biotitická rula, 2 – amfibolit, 3 – serpentinit, eklogit, 4 – studovaný skarn.
Fig. 1: Simplified geological map of the area studied (modified by Matějovská et al. 1987). Explanation: migmatized biotite gneiss, 2 – amphibolite, 3 – serpentinite, eclogite, 4 – skarn studied (including amphibole pegmatites).



Obr. 2: Geologická pozice studovaného skarnu v rámci gföhlské jednotky na z. Moravě (upraveno podle Homoly 1960, Martince 1977 a Matějovské et al. 1987): 1 – leukokratní migmatit, 2 – granulit, převážně rekrystalizovaný, se sillimanitem, 3 – amfibolit, 4 – serpentinit, 5 – skarn a pyroxenická rula.
Fig. 2: Geological position of the skarn studied in Gföhl Unit of Western Moravia (modified according to Homola 1960, Martinec 1977 and Matějovská et al. 1987): 1 – leucocratic migmatite, 2 – sillimanite-bearing recrystalized granulite, 3 – amphibolite, 4 – serpentinite, 5 – skarn and pyroxene gneiss.

migmatitizace, která proběhla v několika fázích (Hasalová et al. 2008).

Ze starších autorů geologickou situaci a pozici horninových těles v oblasti řešil ve své geologické mapě např. Tomaschek (1933). Z hornin krystalinika přiznává největší rozsah biotitické rule, v údolí Jevišovky na S od Vevčic popisuje těleso amfibolitu. Základní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000, list Višňové (Matějovská et al. 1987) uvádí v širší oblasti jako prostorově nejrozsáhlejší masivní leukokratní migmatit („gföhlská rula"), ve kterém jsou nepravidelně uzavírána tělesa migmatitizované biotitické pararuly s přechody do oftalmitického migmatitu, leukokratní migmatity s relikty granulitu, amfibolity, serpentinity, eklogity a pyroxenické ruly. Na místě výskytu skarnu je v této mapě uveden amfibolit.

Leukokratní migmatit, hornina s velmi proměnlivou texturou, je světle šedé až bělavé barvy. Je tvořená křemenem, živci a biotitem. Místy je v hornině až 3 mm velký granát a jehlicovitý sillimanit pokrývající spolu s biotitem plochy foliace. Vyšší intenzita migmatitizace se projevuje ztrátou paralelní stavby a přechodem ve světlejší masivní horninu charakteru aplitického granitu (někdy obsahuje turmalín). Migmatitizovaná biotitická pararula je středně zrnitá s tmavě šedou barvou a s dobře vyvinutou břidličnatostí. Na mnoha místech v širším okolí Vevčic vystupují leukokratní migmatity s relikty rekrystalovaného granulitu.

V okolí se nalézají rovněž amfibolity tvořící desítky až stovky metrů dlouhá protažená tělesa. Jsou tmavé, drobně zrnité s lavicovitou odlučností, kterou zvýrazňuje měnící se podíl živců v souvislosti s pokročilou migmatitizací. Ve světlém mobilizátu tvoří amfibol jen izolovaná zrna několik mm velká. V amfibolitu se také často vyskytuje granát vytvářející až 1 cm velká zrna nebo nepravidelné shluky velikosti až desítek cm, příp. klinopyroxen; mezi akcesoriemi lze uvést titanit a zirkon. Pyroxenické ruly vystupují v širší oblasti jako malá čočkovitá tělesa sdružující se do sekvencí s určitou litostratigrafickou pozicí (obr. 2, Martinec 1977). Místy obsahují v podstatném množství skapolit (meionit). Východněji, u Višňového, byl zjištěn i granát-pyroxenický skarn s polohou Mg-skarnu (olivín--flogopit-amfibol) bohatou magnetitem, jehož množství přesahuje 50 % (Němec 1963). Serpentinity tvoří malá, ale i stovky metrů velká tělesa na SSZ od Vevčic a hlavně dále u Černína. Obsahují až 5 mm velká masově červená zrna granátu s kelyfitickými lemy, klino- i ortopyroxeny a relikty olivínu. S nimi sdružené eklogity tvoří v rozsáhlejším okolí drobná tělesa uzavíraná v leukokratním migmatitu (Homola et al. 1968; Němec 1963; Matějovská et al. 1987). Širší strukturně-geologické postavení vevčického skarnu v gföhlské jednotce na z. Moravě vyplývá z geologické situace jeho s. okolí (obr. 2). Na mapě jsou též uvedena

i ostatní tělesa skarnů (Kordula, Rešice, Litovany, Slatina a Višňové) a pyroxenických rul. Jen několik km odtud na J je tento moldanubický komplex nasunut na vranovskou jednotku tvořenou metapelity s vložkami metakarbonátů a kvarcitů, náležející podle současných převládajících názorů již k moraviku (Matějovská et al. 1987).

Metodika

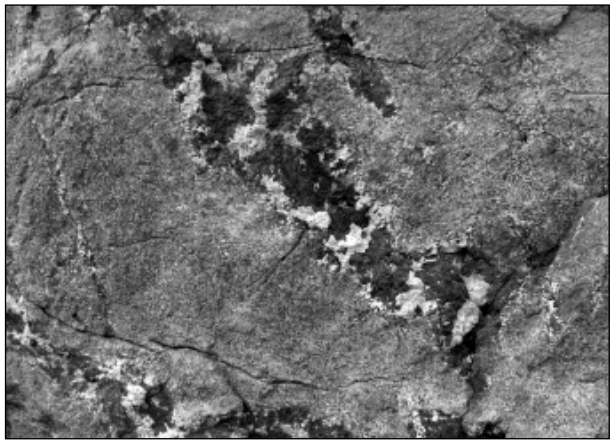
Asociace minerálů byla studována v polarizovaném světle ve výbrusech, chemické složení minerálů bylo stanoveno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 ve vlnově disperzním módu v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, společném pracovišti Masarykovy univerzity a České geologické služby Brno (operátoři R. Škoda a P. Gadas). Minerály byly analyzovány při urychlovacím napětí 15 kV při proudu svazku 10 a 20 nA, průměr svazku 1 a 4 μm, podle jednotlivých druhů minerálů, za použití následujících standardů: Si, Al, K – sanidin, Si, Al, Mn – spessartin, Mn – Mg_2SiO_4, Mg – pyrop a spinel, Na – albit, Ca – wollastonit, Ca, Ti – titanit, Nb – columbit (Ivigtut), Ta – $CrTa_2O_6$, Ce, La, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Yb – příslušné fosfáty Ce, La, Pr….PO_4, Cr – chromit, Cl – vanadinit, P – fluorapatit, grossular (Ruda nad Moravou), Ca, Si – titanit (u titanitu), Fe – almandin, pyrop a hematit, Ni – Ni_2SiO_4, Sn – Sn, Th – brabantit, Sr, S – $SrSO_4$, Sc, V – $ScVO_4$, Ti – anatas (Hardangervida), U – U, Y – YPO_4, F – topaz, Ba – baryt, Zn – gahnit, Zr – zirkon. Všechny prvky byly načítány na linii Kα, hlavní 10–20 s, vedlejší 20–50 s. Naměřená data byla korigována automatickou PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Charakteristika skarnu

Geologická pozice

Studovaný skarn tvoří komplikované těleso, složené z několika texturních typů, silně prostoupené žílami amfibolických pegmatitů (obr. 3). Jeho maximální mocnost je asi 10 m, z čehož přibližně necelá polovina objemu připadá na zmíněné pegmatity.

V bezprostředním okolí skarnu podle Matějovské et al. (1987) převládá migmatitizovaná biotitická rula. Je středně zrnitá s tmavě šedou barvou a s dobře vyvinutou foliací. Z tmavých minerálů dominuje drobně tabulkovitý biotit, tvořící místy také plošně provrásněné agregáty. Světlé partie jsou tvořeny živci a křemenem, dále je zastoupen granát (může často chybět) a sillimanit. Z akcesorických minerálů jsou přítomny apatit, zirkon, magnetit a ilmenit. V těchto horninách se na SZ od skarnu vyskytují nehojná oválná tělesa (budiny?) vápenatosilikátových hornin velikosti ≤ 4 dm (obr. 4). Ojediněle jsou zachovány relikty těchto hornin s asociací anortit + diopsid ± amfibol s akcesorickým červeným rutilem obrůstaným titanitem – většinou podlehly selektivnímu zvětrávání a ve výchozech na skalnatých stráních sz. od skarnu po nich zůstávají dutiny. Těsně při j. okraji skarnu vystupuje světlý rekrystalovaný granulit s granátem, reliktním kyanitem a mladším sillimanitem na plochách foliace. Na styku se skarnem je vyvinuta nevýrazná nehomogenní kontaktní zóna o mocnosti jen několika cm s amfibolem, biotitem a granátem.



Obr. 3: Skarn s žilou kontaminovaného amfibolického pegmatitu o mocnosti 5 cm (foto J. Šmerda).
Fig. 3: Skarn with contaminated amphibole pegmatite vein with thickness 5 cm (photo by J. Šmerda).



Obr. 4: Budina vápenatosilikátové horniny v gföhlské rule (foto J. Šmerda).
Fig. 4: Boudin of calc-silicate rocks in Gföhl gneiss (photo by J. Šmerda).

Petrografie a minerální asociace

Skarnové horniny jsou texturně i mineralogicky značně variabilní a jsou prostoupeny četnými žilkami amfibolických „pegmatitů" řádově milimetrové až centimetrové mocnosti. Ty jsou vázány pouze na skarnové těleso a neobjevují se v okolních migmatitizovaných leukokratních rulách. Pouze na kontaktu těchto rul se skarnem byl ojediněle zjištěn amfibol-biotitový pegmatit s drobnými relikty skarnu. Ve výchozu lze sledovat přechody od převládajících skarnů obsahujících jen tenké žilky „pegmatitů" až po amfibolické pegmatity, v nichž relikty skarnu tvoří max. 20 % objemu. V tomto směru roste i obsah amfibolu ve skarnu, hranice skarnů a pegmatitů jsou ostré i přechodné.

Celkem bylo vymezeno 5 samostatných horninových typů: 1) pyroxen-granátický skarn; 2) amfibol-granátický skarn; 3) pyroxen-granátická vápenatosilikátová hornina s epidotem; 4) magnetit-pyroxen-amfibolický skarn s agregáty amfibolu a plagioklasu; 5) granát-amfibolický pegmatit s relikty drobnozrnného skarnu.

1) Pyroxen-granátický skarn představuje převládající typ skarnu. Jde o středně zrnitou horninu se všesměrnou texturou a heteroblastickou strukturou, tmavě hnědočervené barvy, jen lokálně s podílem drobně zrnitého černého amfibolu. Ve výbrusu dominuje oranžově červený granát srůstající se světle zeleným hedenbergitem. Pyroxen je zatlačován amfibolem, který rovněž jako zřetelně mladší minerál proniká podél intergranulár zrnitým granátem. Zřetelně mladším minerálem je rovněž plagioklas, výjimečně i K-živec zatlačující společně s amfibolem (vzácně i symplektity plagioklas + amfibol) granát. Z akcesorických minerálů byl určen ojedinělý titanit, magnetit a zirkon.

2) Amfibol-granátický skarn je texturně i strukturně blízký předchozímu typu; je poněkud drobnějšího zrna a odlišuje se pouze podstatným množstvím drobně zrnitého až porfyroblastického amfibolu. Velké amfiboly (zrna mm–cm velikosti) uzavírají granát, příp. granát zatlačovaný epidotem. Místy je ve skarnu zastoupen častěji plagioklas a klinopyroxen. Oproti předchozímu typu je hornina relativně bohatá magnetitem v asociaci s amfibolem + plagioklasem. Zrna magnetitu nepravidelně srůstají s ilmenitem (1,56 hm. % MnO, MgO pod mezí stanovení) a jsou někdy lemovaná titanitem. Mohou obsahovat orientované „nitkovité" inkluze Al-spinelidu.

3) Pyroxen-granátická vápenatosilikátová hornina s epidotem je drobnozrnná homeoblastická hornina s granoblastickou strukturou, tvořenou převažujícím granátem a lokálně i pyroxenem a epidotem. V mikroskopickém obrazu je charakteristický xenomorfně až laločnatě omezený, částečně reliktní granát zatlačovaný i uzavíraný drobně jehlicovitým epidotem několika generací, z nichž nejstarší epidot srůstá s granátem; vzácně i jako symplektity se složením granát + plagioklas + epidot. Nejmladší epidot tvoří výplně tenkých žilek a vějířovité agregáty v drobných dutinách zrn granátu, avšak v nich zřetelně převládá zejména prehnit. Z akcesorických minerálů dominuje titanit, někdy s podílem Sn, místy také křemen a plagioklas.

4) Magnetit-pyroxen-amfibolický skarn s agregáty amfibolu a plagioklasu je černě zbarvená, jemnozrnná hornina s granoblastickou až nematogranoblastickou nestejnoměrně zrnitou strukturou, s hruběji zrnitými amfibol-plagioklasovými agregáty až žilkami. Dominujícími minerály jsou makroskopicky černé amfiboly (pleochroismus X-žlutozelená, Y-modrozelená, Z-khaki), obrůstající drobnější tmavozelené pyroxeny velikosti < 0,5 mm. Amfibol, a někdy i klinopyroxen, má charakter poikiloblastů uzavírajících alterované živce, titanit a pyroxen. Magnetit je jemnozrnný a tvoří jen drobné agregáty max. milimetrové velikosti s pyroxenem a amfibolem. Je relativně bohatý Ti (0,022–0,087 apfu) a Al (0,044–0,066 apfu), chudý Mg, Mn, Cr, Ni, V a Zn (vesměs při hranici stanovení). V některých partiích je zastoupen křemen a draselný živec, vzácnější je reliktní laločnatě omezený granát v plagioklasu, významnější akcesorii představuje pouze jehlicovitý apatit, ojedinělý je zirkon.

5) Granát-amfibolické pegmatity s relikty drobnozrnného skarnu jsou typickou horninou vevčického skarnu, jímž pronikají v nepravidelných žilách o mocnosti několika cm až několika dm. Obsahují četné uzavřeniny skarnu, s nímž mají ostré i rozplývavé kontakty. Na kontaktech nejsou obvykle vyvinuty žádné souvislé kontaktní lemy. Vystupují zejména při jz. okraji tělesa.

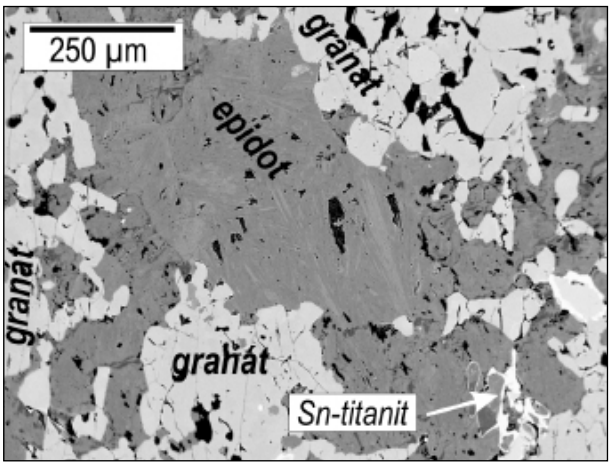
Nehledíme-li na skarnové uzavřeniny, je minerální asociace těchto žil jednoduchá. Jsou tvořeny z 95 % středně zrnitými plagioklasy a vyrostlicemi černého amfibolu velikosti okolo 1 cm. Převážně poikilitický amfibol uzavírá granát, jehož množství v některých případech vzrůstá až na několik %. Pyroxeny zde, až na menší výjimky, chybějí, na rozdíl od jinak velmi podobných pegmatitů z okolních skarnových lokalit. Vzácný je tu také jinde běžný akcesorický titanit, místy hojnější je však epidot s vyšším obsahem REE. Pouze na kontaktu skarnu a rekrystalovaného granulitu je v asociaci s amfibolem, příp. granátem, zastoupen chloritizovaný biotit a hlavně křemen.

Detailní charakteristice a genetickým vztahům kontaminovaných amfibolických pegmatitů a skarnu bude věnována podrobnější studie.

Mineralogie

Granát

Granát představuje převládající minerál skarnu, který se vyskytuje v několika minerálních asociacích. Hnědočervený středně zrnitý granát (typ I) v „granátovcích" je sdružen převážně jak s plagioklasy, tak i s amfiboly. V prvním případě asociuje rovněž s pyroxenem (hedenbergitem), amfibol většinou granát uzavírá jako starší reliktní fázi. Ve stejných asociacích je zastoupen i v kontaminovaných pegmatitech, kde však jeho modální množství, až na výjimky (specifické granát-amfibolové pegmatity z okraje skarnu) výrazně ustupuje do pozadí. Zřetelně reliktním minerálem je oranžově červený granát (typ II) v asociacích s vápenatosilikátovou horninou, kde je často zatlačován epidotem a prehnitem (obr. 5).



Obr. 5: Granát zatlačovaný jehlicovitým epidotem ve vápenatosilikátové hornině (odražené elektrony, foto P. Gadas).
Fig. 5: Garnet replaced by acicular epidote in calc-silicate rock (BSE, photo P. Gadas).

Chemické složení granátu odpovídá výše zmíněným dvěma hlavním typům. V asociaci s plagioklasy a amfiboly v granátu dominuje almandinová složka (55–57 mol. % Alm) nad složkou grossularovou (31–37 mol. % Grs) a andraditovou (3–8 mol. % Adr),

Tab. 1: Reprezentativní chemické analýzy granátů a pyroxenů.
Tab. 1: Representative chemical analyses of garnets and pyroxenes.

	granát 1*	granát 2	granát 3	granát 4	granát 5		pyroxen	pyroxen	pyroxen	pyroxen	pyroxen	pyroxen
SiO_2	37,93	38,10	37,96	37,36	38,02		47,33	48,47	48,72	49,9	49,87	50,36
TiO_2	0,14	0,08	0,16	0,38	0,22		0,30	0,35	0,24	0,19	0,15	0,09
Al_2O_3	19,79	20,82	19,65	13,62	17,12		4,00	3,65	3,52	2,34	1,93	1,01
Fe_2O_3	2,41	0,94	2,68	11,32	6,74		4,28	3,26	3,69	1,73	1,50	2,38
FeO	25,67	25,28	25,08	8,72	10,82		17,23	16,33	16,85	17,07	17,53	18,92
MnO	0,61	0,60	0,34	0,22	0,13		0,15	0,12	0,19	0,28	0,15	0,19
MgO	1,32	1,00	1,45	0,31	0,70		5,65	6,68	5,90	6,76	6,66	6,15
CaO	13,07	13,98	13,68	27,69	26,12		21,29	22,08	21,85	22,31	22,21	22,4
Na_2O	0,02	0,01	b.d.	0,01	b.d.		0,46	0,35	0,63	0,40	0,38	0,33
Celkem	100,96	100,81	101,00	99,62	99,87		100,69	101,3	101,59	100,97	100,38	101,83
Si	2,999	3,002	2,997	2,994	2,993		1,853	1,872	1,883	1,931	1,944	1,952
Ti	0,008	0,005	0,009	0,023	0,013		0,009	0,010	0,007	0,006	0,004	0,003
Al^{IV}	-	-	-	-	-		0,138	0,118	0,110	0,063	0,052	0,045
Al^{VI}	1,844	1,933	1,828	1,286	1,588		0,047	0,048	0,050	0,044	0,037	
Fe^{3+}	0,143	0,056	0,159	**0,682**	0,399		0,126	0,095	0,107	0,050	0,044	0,070
Fe^{2+}	**1,698**	1,666	1,656	0,584	0,712		0,564	0,528	0,545	0,552	0,571	0,613
Mn	0,041	0,040	0,023	0,015	0,009		0,005	0,004	0,006	0,009	0,005	0,006
Mg	0,156	0,117	0,171	0,037	0,082		0,330	0,385	0,340	0,390	0,387	0,355
Ca	1,107	1,180	1,157	**2,377**	2,203		0,893	0,914	0,905	0,925	0,927	0,930
Na	0,003	0,002		0,002			0,035	0,026	0,047	0,030	0,029	0,025
Sum. kat.	8	8	8	8	8		4	4	4	4	4	4
O	12	12	12	12	12		6	6	6	6	6	6
Alm	**57**	**56**	**55**	20	24							
Grs	31	37	31	**45**	**53**							
Adr	7	3	8	34	20	**Al_{tot}**	0,19	0,17	0,16	0,11	0,09	0,05
Prp+Sps	5	4	6	1	3	**Hd**	63	58	61	58	59	63

* asociace granátu: 1 – symplektit granát+plagioklas, 2 – plagioklas+amfibol, 3 – pyroxen+plagioklas+magnetit, 4 – pyroxen+epidot (Ca-Si hornina), 5 – pyroxen+epidot (Ca-Si hornina)
* garnet assemblage: 1 – garnet+plagioclase symplectite, 2 – plagioclase+amphibole, 3 – pyxoxene+plagioclase+magnetite, 4 – pyroxene+epidote (Ca-Si rock), 5 – pyroxene+epidote (Ca-Si rock)

součet pyropové a spessartinové komponenty nepřevyšuje 6 %. V asociaci s mladším epidotem převládá grossularová složka (45–53 mol. % Grs) nad andraditovou (20–34 mol. % Adr) a almandinovou (20–24 mol. % Alm), nízký je podíl Prp a Sps (celkem < 3 mol. %). Podíl Ti v obou typech je nízký, kolísá od 0,005 do 0,023 apfu), Na, V a Cr jsou na hranici detekce (tab. 1).

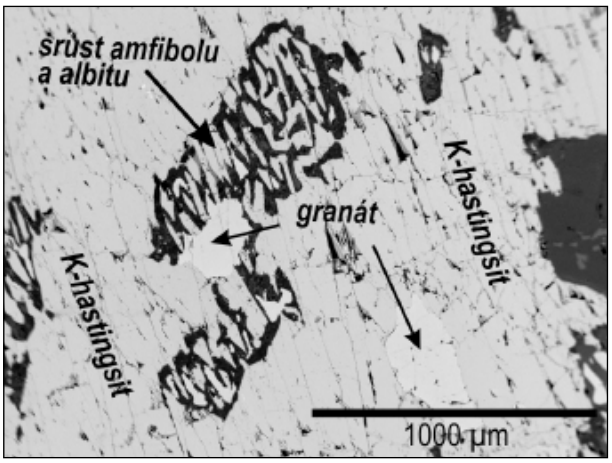
Pyroxeny

Tmavozelené pyroxeny s převažujícím podílem hedenbergitové složky (> 65 mol. %) představují vzácnější vedlejší minerál vevčického skarnu, což vynikne zejména při porovnání s okolními skarny moldanubika. Kromě diopsidové komponenty (0,330–0,390 apfu Mg) se vyznačují převážně zvýšeným podílem „fassaitové složky" (≤ 0,185 apfu Al_{tot}; 0,044–0,126 Fe^{3+}; 0,025–0,047 apfu Na; 0,003–0,010 Ti), Cr, V a Zn jsou pod mezí detekce (tab. 1).

Amfiboly

Amfibol tvoří ve skarnu drobné žilky a černozeleně zbarvené porfyroblasty vyznačující se silným pleochroismem a náleží ke zřetelně mladším minerálům. Proniká po intergranulárách mezi zrny granátu, který uzavírá a zatlačuje rovněž pyroxen. Podobný charakter má i amfibol (obr. 6) v asociaci s plagioklasem v pegmatitech, kde rovněž uzavírá drobná zrna granátu, jeho černá zrna však dosahují až několikacentimetrové velikosti.

Chemickým složením oba texturně-paragenetické typy amfibolu odpovídají draslíkem bohatému hastingsitu (≤ 2,2 hm. % K_2O; ≤ 1,8 hm. % Na_2O; Mg/Mg + Fe + Mn = 0,31–0,26) a podobají se amfibolům z Vlastějovic (srov. Žáček 2007, Novák et al. 2013). Reprezentativní složení amfibolů je uvedeno v tabulce 2 a složení amfibolů z ten-



Obr. 6: Granát uzavíraný v porfyroblastu amfibolu (K-bohatý hastingsit) a srůsty amfibolu s albitem (odražené elektrony, foto P. Gadas).
Fig. 6: Garnet inclosed in amphibole (K-rich hastingsite) porphyroblast and amphibole intergrowths with albite (BSE, photo by P. Gadas).

Tab. 2: Reprezentativní chemické analýzy amfibolů (Fe^{2+}/Fe^{3+} přepočteno metodou 13 eCNK).
Tab. 2: Representative chemical analyses of amphiboles (Fe^{2+}/Fe^{3+} calculation based on 13 eCNK).

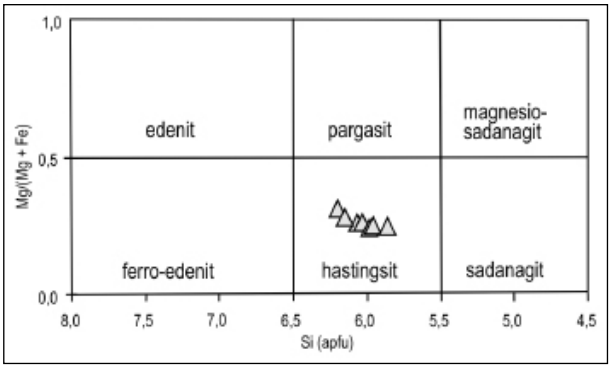
	hastingsit	hastingsit	hastingsit	hastingsit	hastingsit
SiO_2	38,92	37,78	38,72	39,14	40,15
TiO_2	0,60	1,23	0,60	1,72	1,34
Al_2O_3	14,10	14,25	13,41	12,43	11,82
FeO	20,29	19,49	19,88	21,68	19,37
Fe_2O_3	8,01	8,70	8,12	5,44	7,23
MnO	0,19	0,13	0,08	0,17	0,04
MgO	3,57	3,57	3,84	4,28	4,93
CaO	11,52	11,21	11,12	11,59	11,31
Na_2O	1,21	1,32	1,67	1,44	1,76
K_2O	1,97	2,16	1,56	2,18	1,07
H_2O	1,96	1,95	1,94	1,95	1,95
Cl	0,14	0,21	0,07	0,14	0,03
F	0,31	0,38	0,27	0,33	0,41
O=F+Cl	-0,16	-0,21	-0,13	-0,17	-0,18
Celkem	102,63	102,17	101,14	102,32	101,24
Si	5,990	5,863	6,029	6,069	6,205
Al^{IV}	2,010	2,137	1,971	1,931	1,795
Al^{VI}	0,548	0,469	0,489	0,341	0,358
Ti	0,069	0,144	0,070	0,201	0,156
Fe^{3+}	0,928	1,016	0,951	0,635	0,841
Fe^{2+}	2,612	2,529	2,588	2,812	2,503
Mg	0,819	0,826	0,891	0,989	1,136
Mn	0,025	0,017	0,011	0,022	0,005
Ca	1,899	1,864	1,855	1,925	1,873
Na	0,361	0,397	0,504	0,433	0,527
K	0,387	0,428	0,310	0,431	0,211
Cl	0,037	0,055	0,018	0,037	0,008
F	0,151	0,186	0,133	0,162	0,200
Sum. kat.	15,835	15,930	15,820	15,988	15,819
O	23	23	23	23	23

Fe_2O_3; FeO rozpočteno podle stechiometrie

Tab. 3: Reprezentativní chemické analýzy živců.
Tab. 3: Representative chemical analyses of feldspars.

	oligoklas	andesin	andesin	andesin	K-živec
SiO_2	64,86	60,75	57,76	57,40	64,75
Al_2O_3	22,73	25,36	26,57	27,04	18,57
FeO	0,03	0,17	0,39	0,16	0,03
CaO	3,82	7,08	8,94	9,33	0,02
Na_2O	9,18	7,50	6,75	6,47	1,05
K_2O	0,41	0,40	0,14	0,29	15,29
Celkem	101,03	101,26	100,56	100,69	99,86
Si	2,833	2,676	2,581	2,563	2,991
Al	1,170	1,317	1,399	1,423	1,011
Fe^{2+}	0,001	0,006	0,015	0,006	0,001
Ca	0,179	0,334	0,428	0,446	0,001
Na	0,777	0,641	0,585	0,560	0,094
K	0,023	0,022	0,008	0,017	0,901
Sum. kat.	4,983	4,997	5,016	5,014	5,001
O	8	8	8	8	8

K-živec obsahuje 0,15 hm. % BaO, celkové Fe jako FeO potassium feldspar contains 0.15 wt. % BaO, total Fe as a FeO



Obr. 7: Chemické složení amfibolu (Leake et al 1997) z kontaminovaných amfibolických pegmatitů.
Fig. 7: Chemical composition of amphiboles (Leake et al 1997) from contaminated amphibole-rich pegmatites.

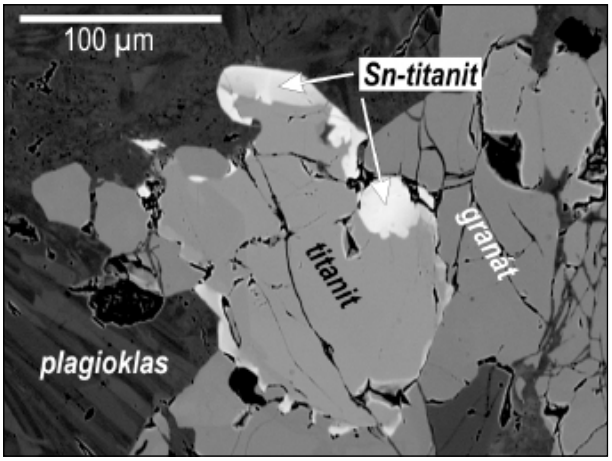
kých pegmatoidních žil pronikajících skarnem je zřejmé z diagramu na obrázku 7.

Živce

Převažujícími vedlejšími minerály jsou plagioklasy, které tvoří rovněž podstatnou součást pegmatitových žil. Jejich složení odpovídá většinou andezínu (0,334–0,446 apfu Ca, 0,008–0,023 apfu K). Místy obsahují inkluze K-živce nepravidelného tvaru a lokálně jsou alterovány ve směs klinozoisitu a prehnitu (tab. 3). V pegmatitu je vzácnější K-živec běžného složení, s ≤ 0,15 hm. % BaO.

Titanit

Titanit je typickým a rozšířeným akcesorickým minerálem ve všech asociacích skarnu (obr. 8, tab. 4). Tvoří drobné mikroskopické krystaly, častěji však hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna. Převažující objem zrn náleží titanitu s nízkým obsahem Al (≤ 0,121 apfu), F (≤ 0,105 apfu), Fe (≤ 0,046 apfu), Sn (≤ 0,012 apfu), Na (≤ 0,007 apfu) a REE (≤ 0,007 apfu REE_{tot}). Při okrajích je obrůstán nesouvislou úzkou zónou titanitu, který je bohatší na cín (≤ 5,44 hm. % SnO_2; ≤ 0,072 apfu Sn), s mírně vyšším podílem Al (0,105–0,151 apfu) a F (0,094–0,131 apfu).



Obr. 8: Titanit, při okraji bohatý Sn, srůstající s granátem a plagioklasem (odražené elektrony, foto P. Gadas).
Fig. 8: Titanite, at the edge rich in Sn, intergrown with garnet and plagioclase (BSE, photo by P. Gadas).

Tab. 4: Reprezentativní chemické analýzy titanitů a REE-epidotu.
Tab. 4: Representative chemical analyses of titanites and REE--epidotes.

	REE-epidot	REE-epidot	Sn-titanit	Sn-titanit	Sn-titanit	titanit	titanit
SiO_2	35,89	37,86	30,63	29,94	29,83	30,52	30,45
TiO_2	b.d.	0,04	34,47	33,46	32,9	33,93	36,15
ThO_2	0,62	0,56	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
SnO_2	b. d.	b. d.	1,09	1,45	5,44	0,92	0,58
Nb_2O_5	b. d.	b. d.	0,08	0,09	0,13	0,23	0,20
Al_2O_3	18,36	19,74	2,54	3,91	2,70	2,49	3,19
Fe_2O_3	11,27	10,28	-	-	-	-	-
Ce_2O_3	4,09	4,00	0,18	0,21	0,05	0,37	0,05
La_2O_3	2,60	2,34	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Nd_2O_3	2,01	1,89	0,11	0,14	0,03	0,27	b. d.
Sm_2O_3	0,22	0,12	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Pr_2O_3	0,61	0,53	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Yb_2O_3	b.d.	0,02	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
FeO	-	-	1,34	1,29	1,12	1,66	0,72
CaO	14,25	14,47	27,98	27,87	27,91	27,73	28,82
MnO	0,20	0,26	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
SrO	0,23	0,25	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Na_2O	b. d.	b. d.	b. d.	0,06	0,01	b.d.	0,11
F	b. d.	b. d.	0,90	1,26	0,95	0,90	1,03
O=F			-0,38	-0,53	-0,40	-0,38	-0,43
H_2O*	1,66	1,72					
Celkem	92,01	94,08	99,14	99,15	100,67	98,89	100,87
Si	3,250	3,303	1,006	0,982	0,985	1,007	0,978
Ti		0,003	0,852	0,825	0,817	0,842	0,873
Th	0,013	0,011					
Sn			0,014	0,019	0,072	0,012	0,007
Nb			0,001	0,001	0,002	0,003	0,003
Al	1,960	2,030	0,098	0,151	0,105	0,097	0,121
Fe^{3+}	0,768	0,675					
Ce	0,136	0,128	0,002	0,003	0,001	0,004	0,001
La	0,087	0,075					
Nd	0,065	0,059	0,001	0,002		0,003	
Sm	0,007	0,004					
Pr	0,020	0,017					
Yb		0,001					
Fe			0,037	0,035	0,031	0,046	0,019
Ca	1,383	1,353	0,985	0,979	0,987	0,981	0,992
Mn	0,015	0,019					
Sr	0,012	0,013					
Na				0,004	0,001		0,007
F			0,094	0,131	0,099	0,094	0,105
Sum. kat.	7,716	7,689	3	3	3	3	3
O	13	13	4,880	4,838	4,879	4,874	4,867
Sum. an.			4,973	4,968	4,978	4,968	4,972

* dopočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry b. d. pod mezí stanovení; below detection limits

Epidot

Minerály epidotové skupiny jsou běžné ve všech minerálních asociacích, nikde však nedosahují většího množství a jejich velikost je až na výjimky pouze mikroskopická. Jsou zastoupeny dvěma, chemicky výrazně odlišnými typy (tab. 4 a 5).

V prvním případě jde o izometrická zrna silně metamiktně přeměněného a nehomogenního epidotu (0,675–0,768 apfu Fe; 0,015–0,019 apfu Mn; 0,012–0,013 apfu Sr) se zvýšeným obsahem REE (zejména 0,128–0,136 apfu Ce; 0,075–0,075 apfu La a 0,059–0,065 apfu Nd) v asociaci s amfibolem a plagioklasy (obr. 9).

Druhý typ je drobně jehličkovitý klinozoisit až epidot (0,025–0,758 apfu Fe; < 0,003 apfu Mn, SrO a REE na hranici stanovení), zatlačující granát a plagioklas ve vápenatosilikátové hornině, příp. vyplňující drobné dutiny skarnu nebo je společně s prehnitem vyvinut jako výplň mikrotrhlin.

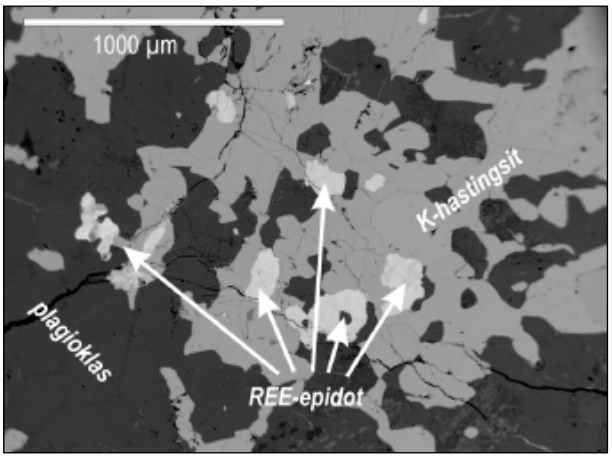
Závěr

Nově zjištěný skarn u Vevčic představuje jeden z mála výchozů skarnů v této části moldanubika. Minerální asociace skarnu je jednoduchá, s granátem o převažujícím složení grossular-almandin, lokálně s vyšším

Tab. 5: Reprezentativní chemické analýzy epidotu a prehnitu.
Tab. 5: Representative chemical analyses of epidote and prehnite.

	20 epidot	15 epidot	24 klinozoisit	17 prehnit
SiO_2	38	38,57	39,40	43,24
Al_2O_3	23,67	26,41	33,30	21,98
Fe_2O_3	12,73	9,77	0,44	3,30
CaO	23,68	23,83	24,46	27,12
MnO	0,04	0,01	b. d.	0,02
H_2O*	1,89	1,92	1,97	4,31
Celkem	100,37	100,51	99,57	99,97
Si	3,009	3,006	2,996	3,008
Al	2,209	2,426	2,985	1,802
Fe^{3+}	0,758	0,573	0,025	0,173
Ca	2,009	1,990	1,993	2,021
Mn	0,003	0,001		0,001
H	1	1	1	2
CatSum	8,001	7,995	7,999	7,005
O	13	13	13	12

* dopočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry b. d. pod mezí stanovení; below detection limits: TiO_2, ThO_2, Y_2O_3, Ce_2O_3, La_2O_3, Nd_2O_3, Sm_2O_3, Pr_2O_3, Yb_2O_3 vz. 20 obsahuje 0,08 hm. % SrO, sample 20 contains 0.08 wt. % SrO



Obr. 9: Zrna REE-bohatého epidotu v amfibolu (odražené elektrony, foto P. Gadas).
Fig. 9: REE-rich epidote grains in amphibole (BSE, photo by P. Gadas).

obsahem andraditové složky, převládajícím výrazně nad hedenbergitem (s mírně zvýšeným podílem „fassaitové komponenty"). Zřetelně mladším minerálem je amfibol, zastoupený ve skarnech i v kontaminovaných pegmatitech K-bohatým hastingsitem, doprovázený plagioklasy a ojediněle také K-živcem. V některých typech skarnu náleží k nejmladším minerálům žlutozelený epidot, příp. prehnit, vyplňující intergranuláry a drobné dutinky v granátické vápenatosilikátové hornině. Za zmínku stojí také nízký podíl křemene, jenž je tu na rozdíl od jiných skarnů a skarnoidů gföhlské jednotky jen akcesorickým minerálem. Z dalších akcesorických minerálů byl zjištěn titanit, místy s vyšším zastoupením Sn a REE-bohatý epidot, naopak magnetit je spíše výjimečný hlavně v amfibol-pyroxenických asociacích (bez granátu); podobně vzácné jsou fluorapatit, ilmenit a zirkon.

V porovnání se skarnem, uloženým v kyanit-granátickém granulitu na Kleti (Vrána 1987), vykazuje vevčický skarn vedle značně vysokého poměru granát/pyroxen zejména hojný granát dvou typů (almandin-grossular a andradit-grosssular-almandin), častý K-bohatý amfibol (hastingsit); typická je zde rovněž nepřítomnost skapolitu a podstatného podílu magnetitu a rovněž v průměru nižší podíl „fassaitové složky" a více železa v klinopyroxenu. Ve srovnání s okolními skarny (Slatina, Litovany, Rešice, Kordula, Višňové) tu chybějí vedle podstatného podílu Na v klinopyroxenech (Pertold et al. 2000) zejména magnetitové Mg-skarny, jinak velmi typické pro tuto část gföhlské jednotky.

Vevčický skarn je charakteristický projevy migmatitizace, při níž vznikly žíly primitivních amfibolických anatektických hornin charakteru nezonálních pegmatitů. Pronikají nepravidelně celým tělesem skarnu, místy nad skarnem dokonce objemově převládají. Tyto kontaminované pegmatity však nedosáhly tak pokročilé diferenciace a frakcionace jako např. amfibolové pegmatity s křemenem, allanitem, fluoritem a Al, F-titanitem ve skarnech u Vlastějovic (Novák et al. 2013).

Studovaný skarn je součástí silně migmatitizované, litologicky pestré sekvence s podílem Ca-metasedimentů v gföhlských rulách, vystupující v několika nesouvislých horizontech po obvodu tzv. běhařovicko-vémyslické synformy, mající ve svém centru peridotit-granulitový komplex. K této sekvenci, význačné převahou migmatitizovaných biotitických pararul až leukokratních migmatitů, náležejí převážně diopsidové a skapolit-diopsidové ruly (Homola et al. 1968; Martinec 1977), granát-pyroxenické a flogopit-diopsidické Mg-skarny zrudněné magnetitem, výjimečně s akcesorickou Au-Co-Bi a REE-mineralizací a vzácně i dolomitické, spinel-forsteritové mramory (Němec 1960, 1963). Ke skarnovým výskytům v této oblasti náležejí lokality Kordula (Němec 1960), Rešice-Valův mlýn u Rouchovan (Pertold et al. 2000; Filip et al. 2002; Malec et al. 2013), dále Višňové (Němec 1963), Slatina-Na Roudnici (Pertold et al. 2000), Litovany-Újezdský mlýn (Houzar a Šrein 1999), Vevčice (tato práce) a několik dalších nepatrných výskytů charakteru budin o velikosti jen okolo 1 m. Přestože není důvod přiřazovat těmto skarnům a vápenatosilikátovým horninám určitou litostratigrafickou pozici, je jejich prostorová asociace se spodně korovými (granulity) a plášťovými horninami (granátické peridotity a eklogity) zřejmá.

Ojedinělé relikty metakarbonátových hornin (dolomitických mramorů) sdružených se skarny, zejména při s. okraji této sekvence, dokládají jak přítomnost svrchnokorových sedimentárních hornin ve gföhlské jednotce, tak rovněž umožňují uvažovat i o jejich možném podílu na genezi skarnů (srov. Němec 1991). Lokalita Vevčice však neposkytuje o účasti metakarbonátového protolitu na genezi zdejšího skarnu žádné doklady.

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury v rámci institucionálního financování na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Moravské zemské muzeum (DKRVO, MK000094862) a projektu ČGS 321180 (Základní geologické mapování v měřítku 1 : 25 000). Autoři děkují S. Vránovi a anonymnímu recenzentovi za kritické pročtení rukopisu.

Literatura

Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. (Chapter VII. Moldanubian Zone). – Springer Verlag, Berlin – Heidelberg, 317–466.

Filip, J. – Houzar, S. – Sulovský, P. (2002): Allanit a produkty jeho přeměny ve skarnu a pegmatitu z Rešic. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 87, 87–101.

Hasalová, P. – Janoušek, V. – Schulmann, K. – Štípská, P. – Erban, V. (2008): From orthogneiss to migmatite: Geochemical assessment of the melt infiltration model in the Gföhl Unit (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). – Lithos, 102, 508–537.

Homola, V. – Muller, K. – Smrkovská, V. (1968): Geologisch-geophysikalische Studien im Gebiet des westmährischen Moldanubikums. – Freiberger Forschungshefte, C 227, 1–71.

Houzar, S. – Šrein, V. (1999): Puklinová mineralizace skarnu u Litovan, západní Morava. – Přírodovědný sborník Západomoravského muzea v Třebíči, 39, 1–6.

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. – Mineralogical Magazine, 61, 2, 295–321.

Malec, J. – Veselovský, F. – Táborský, Z. (2013): Parageneze a sukcese rudních minerálů ve vybraných skarnech Českomoravské vrchoviny. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 98, 1, 13–22.

Martinec, P. (1977): Erlany a skarny v komplexu tzv. gföhlských rul v moldanubiku jz. Moravy. – In: Pouba, Z. (ed.): „Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek V.“, Ústav geol. Věd, Přírod. fak. UK, Praha, 163–182.

Matějovská, O. – Batík, P. – Dornič, J. – Havlíček, P. – Hazdrová, M. – Jenček, V. – Kadlec, E. – Líbalová, J. – Šalanský, K. – Volšan, V. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 34–111 Višňové. – Ústř. úst. geol. Praha. 54 s.

Medaris, G. L., jr. – Jelínek, E. – Beard, B. L. – Valley, J. W. – Spicuzza, M. J. – Strnad, L. (2013): Garnet pyroxenite in the Biskupice peridotite, Bohemian Massif: anatomy of a Variscan high-pressure cumulate. – Journal of Geosciences, 58, 3–19.

Němec, D. (1960): Poznámky ke skarnům v okolí Korduly u Rouchovan. – Časopis Moravského muzea, Vědy přírodní, 45, 37–44.

Němec, D. (1963): Mg-Skarne des westmährischen Kristallins. – Sitzungsberichten Österreichises Akademie der Wissenschaften, Mathem.- naturw. Kl., Abt. I, N. 172, 263–308.

Němec, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian – Moravian heights. – Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales, 76, 51–82.

Novák, M. – Kadlec, T. – Gadas, P. (2013): Geological position, mineral assemblages and contamination of granitic pegmatites in the Moldanubian Zone, Czech Republic; examples from the Vlastějovice region. – Journal of Geosciences, 58, 1, 21–47.

Pertold, Z. – Pertoldová, J. – Pudilová, M. (2000): Metamorphic history of skarn in the Gföhl Unit, Moldanubicum, Bohemian Massif, and implication for their origin. – Acta Universitas Carolinae, Geologica, 41, 157–166.

Pertoldová, J. – Týcová, R. – Verner, K. – Košuličová, M. – Pertold, Z. – Košler, J. – Konopásek, J. – Pudilová, M. (2009): Metamorphic history of skarns, origin of their protolith and implications for genetic interpretation; an example from three units of the Bohemian Massif. – Journal of Geosciences, 54, 101–134.

Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): "PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. – Microbeam Analysis, 20, 104–105.

Tomaschek, O. (1933): Die geologischen Verhältnisse des polit. Bezirkes Znaim. II. Teil Znaimer Bezirk. – Znaim, 25 s.

Vrána, S. (1987): Garnet-fassaitic pyroxene skarn from the granulite complex of southern Bohemia. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 62, 4, 193–206.

Žáček, V. (2007): Potassian hastingsite and potassichastingsite from garnet-hedenbergite skarn at Vlastějovice, Czech Republic. – Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen, 184, 2, 161–168.

PODMÍNKY VZNIKU MOČOVÝCH KAMENŮ

Conditions of urinary stones formation

Vendula Ambrožová, Josef Zeman
Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: jzeman@sci.muni.cz

Key words: urinary stones, urolithiasis, hydroxyapatite, phosphates, oxalates, thermodynamic models

Abstract
Urinary stones are generally products of pathological crystallization in the urinary tract. Their formation is influenced by many factors, such as genetic predisposition, age, stress, working environment or climate. They consist mainly of calcium oxalates and calcium phosphates. Formation of urinal stones was studied experimentally in laboratory. Solutions supersaturated with respect to the calcium oxalates and calcium phosphates were prepared by mixing stock solutions containing appropriate components (calcium, phosphate and oxalate ions). To simulate the conditions of urinary stones formation in real human urine the pH value of the solutions was adjusted with HCl and NaOH in the rage of 4.0 to 8.5 (pH range of normal human urine). After precipitation of solids, the solutions were sampled and analysed. Thermodynamic models were created to predict the theoretical conditions of urinary calculi formation. The results indicate that pH of solutions directly affects the aqueous speciation and, consequently, the formation of stones in the urinary tract. The comparison of results with human urine composition showed that urine of healthy human can contain higher amount of dissolved phosphates, oxalates or calcium substances than amount necessary for stones formation, but it may not lead to creation of urinary stones.

Úvod

Onemocnění tvorbou močových kamenů je v současnosti častá zdravotní komplikace. Lékaři umí kameny odstranit různými metodami, ale neví se přesně proč a za jakých podmínek se v těle tvoří. Hlavní složkou močových kamenů je především fosforečnan a šťavelan vápenatý, proto se této problematice věnuje i geochemie, v tomto případě z hlediska jejich vzniku a stability. Komplexnější pochopení podmínek vzniku močových kamenů může do budoucna pomoci detailněji určit příčiny růstu konkrementů s cílem prevence a tedy zamezení jejich vzniku u kritické skupiny obyvatel.

Onemocnění tvorbou močových kamenů v ledvinách a vývodných cestách močových se nazývá urolitiáza (Stejskal 2009). Ke vzniku kamenů v močových cestách dochází, když látky, které jsou za normálních okolností v moči rozpustné, dosáhnou odpovídajícího přesycení k příslušným minerálním fázím a vzniknou mikrokrystaly, které následně vytvoří močový kámen (Balaji a Menon1997). Urolitiázu může způsobit jeden nebo kombinace více různých faktorů, které lze rozdělit na vnitřní a vnější, např. vrozené anatomické předpoklady, vliv klimatu, příjem tekutin, stravovací návyky, obsah stopových prvků ve vodách a druh zaměstnání. Možnost vzniku močových kamenů také mnohonásobně zvyšují opakované močové infekce (Kořistková 2004). Rozdělení močových kamenů podle chemického složení je zpracováno v tabulce 1.

Cílem práce bylo vytvořit základní termodynamické modely podmínek vzniku hlavních typů močových kamenů v prostředí Geochemists Workbench a laboratorně prověřit správnost termodynamických modelů. Na základě výsledků následně určit podmínky, za kterých vzniká zvýšené riziko tvorby močových kamenů.

Použitá metodika

V laboratoři byly připraveny roztoky fosforečnanů a oxalátů vápenatých, následně bylo pomocí kyseliny

Tab. 1: Přehled močových konkrementů podle chemického složení. Zpracováno podle Picka (2000), procentuální zastoupení podle Hesseho et al. (2009).
Tab. 1: Overview of urinary stones by chemical composition. Compiled by Pick (2000), the percentage given according to Hesse et al. (2009).

Mineralogický název	Chemické složení	Vzorec	Četnost výskytu %
OXALÁTOVÉ KAMENY			
whewellit	šťavelan vápenatý monohydrát	$Ca(C_2O_4) \times H_2O$	74
weddellit	šťavelan vápenatý dihydrát	$Ca(C_2O_4) \times 2H_2O$	
FOSFÁTOVÉ KAMENY			
apatit	fosforečnan vápenatý	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$	5
brushit	hydrogenfosforečnan vápenatý dihydrát	$CaHPO_4 \times 2H_2O$	1,5
struvit	fosf. hořečnato-amonný hexahydrát	$MgNH_4PO_4 \times 6H_2O$	5,8
URÁTOVÉ KAMENY			
uricit	kyselina močová	$C_5H_4N_4O_3$	11
–	kyselina močová dihydrát	$C_5H_4N_4O_3 \times 2H_2O$	1
INFEKČNÍ KAMENY			
–	močan amonný	$C_5H_7N_5O_3$	0,5
cystin	L-cystin	$C_6H_{12}N_2O_4S_2$	
OSTATNÍ			
artefakty	různé	–	
organické zbytky	různé	–	0,5

a zásady upravováno pH obou roztoků v rozmezí od 4,0 do 8,5 tak, aby odpovídalo rozmezí pH v reálné lidské moči.

Zásobní roztoky: oxalát sodný $Na_2C_2O_4$: roztok 0,27 mol.l^{-1}, fosforečnan trisodný dekahydrát $Na_3PO_4 \times 12H_2O$: roztok 0,5 mol.l^{-1}, chlorid vápenatý $CaCl_2$: roztoky 2 mol.l^{-1} a 0,54 mol.l^{-1}, kyselina chlorovodíková HCl: roztoky 1 mol.l^{-1} a 1 mmol.L^{-1}, hydroxid sodný NaOH: roztoky 1 mol.l^{-1} a 1 mmol.L^{-1}.

Poměry mísení: pro vytvoření roztoku přesyceného vůči fosforečnanu vápenatému bylo smícháno 7,39 ml 2 mol.l^{-1} $CaCl_2$ a 17,73 ml $Na_3PO_4 \times 12H_2O$, výsledný roztok byl doplněn destilovanou vodou do konečného objemu 500 ml. Roztok přesycený vůči šťavelanu vápenatému byl vytvořen smísením 48,43 ml 0,54 mol.l^{-1} $CaCl_2$ a 96,85 ml $Na_2C_2O_4$ a následným doplněním destilovanou vodou na objem 500 ml.

Přístroje: pro měření byl použit multimetr WTW Multi 350i. Teplota a pH byly měřeny elektrodou SenTix 41, oxidačně-redukční potenciál elektrodou SenTix ORP a konduktivita pomocí TetraCon 325.

Popis experimentu: u všech vzorků bylo upravováno pH pomocí HCl (snižování pH) a NaOH (zvyšování pH). Každá úprava byla zaznamenána a bylo provedeno měření pH, Eh, vodivosti a teploty. Při snížení nebo zvýšení pH na požadovanou hodnotu byly odebrány vzorky do zkumavek o objemu 15 ml. Následně byly odstředěny při 3 000 otáčkách za minutu. Z každého odstředěného vzorku bylo odpipetováno 10 ml do odměrné baňky a převedeno na 250 ml roztoku, který byl analyzován na sledované složky.

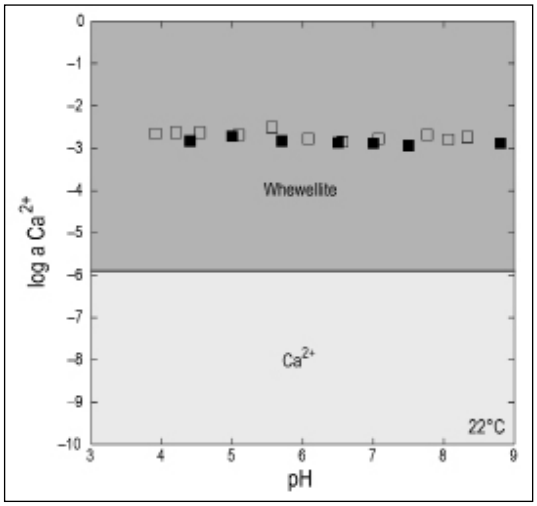
Analýzy: stanovení sodíku bylo provedeno pomocí atomové absorpční spektrometrie v přístroji TJA Solution M6, stanovení fosforu pomocí molekulové spektrofotometrie v přístroji Helios δ, jako molybdáto-vanadáto-fosforečná kyselina nebo (při velmi nízkém obsahu fosforu) jako molybdenová modř, stanovení vápníku pomocí titrace, titrace 0,01 mol KIII při pH 12 na indikátor fluorexon (digitální byreta Hyrschmann), stanovení šťavelanu vážkově – pomocí srážení chloridem vápenatým v prostředí čpavku a následnou filtrací přes filtr (modrá páska). Žíháno při 1 000 °C.

Geochemické modelování

Pro konstrukci stabilitních diagramů byl využit modul Act2 komerčního balíku modelovacích geochemických nástrojů Geochemist´s Workbench®, verze 8.0. (Bethke a Yeakel 2010). Modely byly konstruovány pro teplotu 22 °C (teplota roztoků v laboratoři).

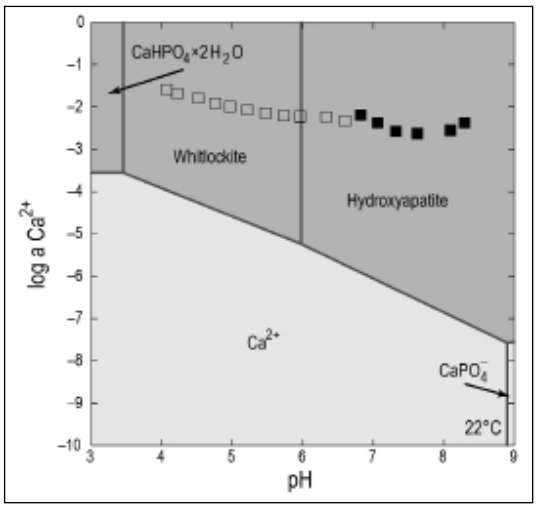
Výsledky a jejich analýza

Smísením zásobních roztoků $CaCl_2$ a $Na_3PO_4 \times 12H_2O$ byl vytvořen roztok přesycený vůči fosforečnanu vápenatému. Na dně se vysrážela jemná sraženina fosforečnanu vápenatého a po ustálení rovnováh vznikl roztok nasycený vůči fosforečnanu vápenatému. Byla stanovena koncentrace vápenatých iontů v roztoku na $7{,}50 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1} a koncentrace fosforečnanových iontů na $8{,}45 \times 10^{-5}$ mol l^{-1} při původním pH 6,60. Smísením $CaCl_2$ a $Na_2C_2O_4$ vznikl roztok přesycený vůči šťavelanu



Obr. 1: Stabilitní diagram systému $Ca^{2+} - C_2O_4^{2-} - H_2O$: $C_2O_4^{2-} = 1{,}2 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}. Body znázorňují analyticky zjištěné koncentrace Ca^{2+} při dané koncentraci oxalátů a pro odpovídající pH. Prázdnými čtverečky je znázorněna úprava původního pH jeho snižováním, plnými čtverečky úprava původního pH jeho zvyšováním. Tmavošedá pole vyznačují minerály, světlešedá pole složky v roztoku.

Fig. 1: Stability diagram for the system $Ca^{2+} - C_2O_4^{2-} - H_2O$: $C_2O_4^{2-} = 1{,}2 \times 10^{-3}$ mol.L^{-1}. Points represent the detected concentration of Ca^{2+} at the given concentration of oxalates and the corresponding pH. Empty squares represent adjustment of pH by its increasing, filled squares adjustment of pH by its decreasing. Dark gray fields indicate minerals, light gray fields components in the solution.

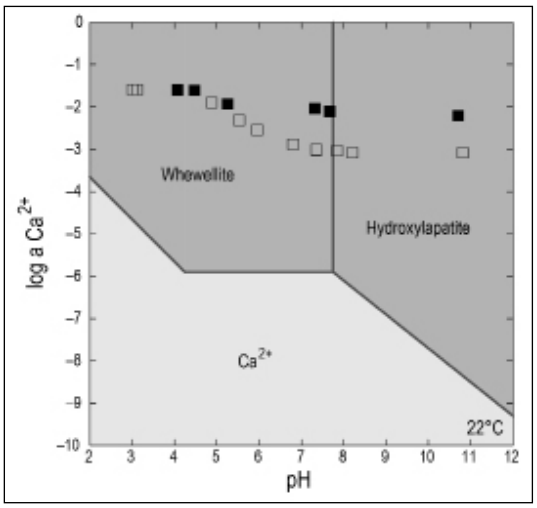


Obr. 2: Stabilitní diagram systému $Ca^{2+} - PO_4^{3-} - H_2O$: $HPO_4^{2-} = 1{,}0 \times 10^{-2}$ mol.l^{-1}. Body znázorňují analyticky zjištěné koncentrace Ca^{2+} při dané koncentraci fosfátů a pro odpovídající pH. Prázdnými čtverečky je znázorněna úprava původního pH jeho snižováním, plnými čtverečky úprava původního pH jeho zvyšováním. Tmavošedá pole vyznačují minerály, světlešedá pole složky v roztoku.

Fig. 2: Stability diagram for the system $Ca^{2+} - PO_4^{3-} - H_2O$: $HPO_4^{2-} = 1{,}0 \times 10^{-2}$ mol.L^{-1}. Points represent the detected concentration of Ca^{2+} at the given concentration of phosphates and the corresponding pH. Empty squares represent adjustment of pH by its increasing, filled squares adjustment of pH by its decreasing. Dark gray fields indicate minerals, light gray fields components in the solution.

vápenatému. Přebytek šťavelanu vápenatého se vysrážel u dna a po ustálení rovnováh vznikl roztok nasycený vůči šťavelanu vápenatému. Koncentrace šťavelanových iontů v roztoku byla $1{,}17 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1} a koncentrace vápenatých iontů byla stanovena na $2{,}30 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1} při počátečním pH 8,06. Třetí roztok byl vytvořen smísením roztoků fosforečnanu a šťavelanu vápenatého, viz výše. Počáteční pH roztoku bylo 10,81, koncentrace vápenatých iontů $3{,}50 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}, koncentrace fosforečnanových iontů $2{,}29 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1} a koncentrace šťavelanových iontů byla $3{,}70 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}.

Ze stabilitního diagramu pro systém $Ca^{2+} – C_2O_4^{2-} – H_2O$ (obr. 1) vyplývá, že za daných podmínek by se měl z oxalátových konkrementů jako jediný srážet whewellit. Stabilitní diagram pro systém $Ca^{2+} – PO_4^{3-} – H_2O$ (obr. 2) naznačuje, že v oblasti s nižším pH (pH < 6) by se měl srážet whitlockit a při pH > 6 hydroxylapatit. Vzájemné vztahy mezi oxaláty a fosforečnany vápníku byly sledovány ve třetím roztoku se všemi třemi sledovanými složkami. Ze stabilitního diagramu pro systém $Ca^{2+} – PO_4^{3-} – C_2O_4^{2-} – H_2O$ (obr. 3) plyne, že v oblasti pH ~ 4,0–8,5 by měl krystalizovat whewellit, tedy že by se z roztoku měly přednostně srážet oxaláty. Fosfáty vápníku (hydroxylapatit) by se měly srážet až při pH > 9.



Obr. 3: Stabilitní diagram systému $Ca^{2+} – PO_4^{3-} – C_2O_4^{2-} – H_2O$: $HPO_4^{2-} = 3{,}9 \times 10^{-2}$ mol.l^{-1}, $C_2O_4^{2-} = 1{,}2 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}. Body znázorňují experimentální složení roztoku. Prázdnými čtverečky je znázorněna úprava původního pH jeho snižováním, plnými čtverečky úprava původního pH jeho zvyšováním. Tmavošedá pole vyznačují minerály, světlešedá pole složky v roztoku.
Fig. 3: Stability diagram for the system $Ca^{2+} – PO_4^{3-} – C_2O_4^{2-} – H_2O$: $HPO_4^{2-} = 3{,}9 \times 10^{-2}$ mol.L^{-1}, $C_2O_4^{2-} = 1{,}2 \times 10^{-3}$ mol.L^{-1}. Points represent the detected concentration of Ca^{2+} at the given concentration of phosphates and oxalates and at the corresponding pH. Empty squares represent adjustment of pH by its increasing, filled squares adjustment of pH by its decreasing. Dark gray fields indicate minerals, light gray fields components in the solution.

Diskuze

Experimentálně zjištěná rozpustnost vysráženého šťavelanu vápenatého je tisíckrát vyšší, než předpokládá model. Reálným vysvětlením problému bude pravděpodobně stupeň krystalinity sraženiny v roztoku, která měla velkou povrchovou plochu. Obdobně i u fosforečnanu vápenatého je rozpustnost významně vyšší. Moč zdravého člověka má složení: pH = 6,23, koncentraci Ca^{2+} ~ $3{,}12 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}, koncentraci PO_4^{3-} ~ $1{,}85 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1} (Siener et al. 2004). Při laboratorním měření byly pro pH = 6,33 koncentrace rozpuštěných látek PO_4^{3-} ~ $1{,}54 \times 10^{-4}$ mol.l^{-1} a Ca^{2+} ~ $9{,}8 \times 10^{-3}$ mol.l^{-1}. Koncentrace složek v moči zdravých jedinců za normálních podmínek jsou tedy podobné nebo mohou být i vyšší než koncentrace rozpuštěných látek v roztocích připravených v laboratoři. Moč zdravého člověka obsahuje běžně inhibitory, které vzniku krystalů brání. Pokud je těchto látek v moči málo nebo pokud je vysoká koncentrace iontů a molekul, které se podílejí na tvorbě konkrementů, může dojít ke vzniku močových kamenů (CKF 2008).

Závěr

Cílem studie bylo ověřit, zda se reálná rozpustnost nejzastoupenějších močových kamenů, sledovaná po dobu tří měsíců, shoduje s termodynamickými modely podmínek jejich vzniku a následně určit podmínky, při kterých dochází ke zvýšenému riziku tvorby močových kamenů.

Z provedených experimentů vyplynulo, že pH roztoků přímo ovlivňuje koncentrace zkoumaných látek, a také složení jednotlivých konkrementů. Reálná koncentrace rozpuštěných vápenatých, šťavelových i fosforečnanových iontů byla v rovnováze s jejich krystalickou fází, oproti termodynamickému modelu až tisíckrát vyšší, což bylo pravděpodobně ovlivněno stupněm krystalinity. Potvrzení tohoto předpokladu vyžaduje vypěstování krystalů o velikostech srovnatelných s krystaly konkrementů. Ve smíšeném roztoku šťavelanů a fosforečnanů bude přednostně krystalizovat šťavelan a to ve formě whewellitu. Z výsledků plyne, že kromě koncentrací rozpuštěných látek je další řídící proměnnou pH roztoku.

Koncentrace fosforečnanových, šťavelanových a vápenatých iontů, které se běžně vyskytují v lidské moči, se výrazně nelišily od výsledků laboratorních experimentů. Tvorba krystalů v močovém traktu bude pravděpodobně výrazně ovlivněna i přítomností inhibitorů krystalizace.

Poděkování

Výzkum byl prováděn za finančního přispění z grantových projektů specifického výzkumu Masarykovy univerzity MUNI/A/1049/2009 a MUNI/A/0858/2012. Autoři děkují také recenzentovi za pečlivé pročtení rukopisu a hodnotné připomínky.

Literatura

Balaji, K. – Menon, M. (1997): Mechanism of stone formation. – Urologic Clinics of North America, 24, 1, 1–11.

Bethke, C. – M. Yeakel, S. (2010): GWB Essentials Guide. The Geochemist's Workbench® – Release 8.0. University of Illinois, Urbana. 130 pp.

CKF (2008): Česká nadace pro nemoci ledvin: Urolitiáza – močové kameny. – Dostupné na: http://www.nadaceledviny.cz/informacni-brozurky-urolitiaza-mocove-kameny.html?idAktualni=1430&jazyk=cz, 9. 12. 2010.

Hesse, A. – Tiselius, HG. – Seiner, R. – Hoppe, B. (2009): Urinary Stones. Diagnosis, Treatment, and Prevention of Recurrence, 3rd Edition. – Karger, Basel. 232 pp.

Kořistková, T. (2004): Urolitiáza. – Dostupné na www: http://calculi.cz/urolitiaza.php, 4. 12. 2010.

Pick, P. (2000): Biochemická syndromologie nemocí ledvin a močových cest. – Dostupné na: http://www1.lf1.cuni.cz/~kocna/biochem/text4.htm, 11. 12. 2010.

Siener, R. – Jahnen, A. – Hesse, A. (2004): Influence of a mineral water rich in calcium, magnesium and bicarbonate on urine composition and the risk of calcium oxalate crystallization. – European Journal of Clinical Nutrition, 58, 270–276.

Stejskal, D. (2009): Metabolická problematika v léčbě urolitiázy. – Dostupné na: http://www.solen.cz/pdfs/uro/2009/02/05.pdf, 6. 12. 2010.

PROSTOROVĚ ČASOVÁ DISTRIBUCE KONCENTRACÍ CO_2 V PŮDĚ KRASOVÉHO ZÁVRTU A JEHO OKOLÍ (HARBEŠSKÁ PLOŠINA; MORAVSKÝ KRAS)

Spatiotemporal distribution of CO_2 concentrations in the soils of karst sinkhole and its vicinity (Harbechy Plateau; Moravian Karst)

Martin Blecha[1,2], Jiří Faimon[1]

[1] Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova universita, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: faimon@sci.muni.cz

[2] Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i. (VÚMOP, v. v. i.), Žabovřeská 250, 256 27 Praha 5 – Zbraslav

(24-41 Vyškov)

Key words: Sinkhole, Společňák, Harbechy Plateau, CO_2 concentration

Abstract

Soil CO_2 is an important part of the global carbon cycle. In karst, it controls fundamental processes as limestone dissolution and calcite speleothem growth. A spatiotemporal distribution of soil CO_2 concentrations was studied at the site of Společňák sinkhole and its close vicinity (Harbechy Plateau, Moravian Karst). The aim of the study was testing an effect of subterranean ventilation of the CO_2 concentrations in soil profile. At this site, 25 soil boreholes were drilled: each 2 cm in diameter and 60 cm deep. A central drill-hole was situated at the bottom of the sinkhole. Six identical drill-holes, six meters of each other, were in the direction of NE, SW, NW, and SE. As result, 3 drill-holes were placed in sinkhole body and 3 drill-holes outside in the field in every direction. CO_2 concentrations were measured directly in the atmosphere of soil drill-holes at a depth of about 10 cm below the surface. Soils were identified as haplic Luvisols. The found CO_2 concentrations varied spatially and temporally between 1 188 ppmv and 6 039 ppmv. Statistical analysis showed that the differences between CO_2 concentrations in sinkhole and its vicinity are not significant at $\alpha = 0.05$. The only exception from these results seems to be inconclusive. The differences between the sinkhole CO_2 concentrations in summer and winter were found also insignificant. Therefore, we have concluded that the study did not confirm any impact of subterranean ventilation on soil CO_2. However, for a definitive confirmation or rejection of the hypotheses about subterranean ventilation, it is needed more comprehensive survey under tighter spatial and temporal sampling at multiple locations.

Úvod

Oxid uhličitý je klíčovou komponentou v uhlíkovém cyklu (Ridgwell – Zeebe 2005). Půdní respirace je nejvýznamnějším zdrojem atmosférického CO_2 ze všech terestrických ekosystémů. Např. Schlesinger – Andrews (2000) odhadují, že globální toky CO_2 z půd do atmosféry odpovídají ~ 75 Gtun C rok^{-1}. Přitom současné antropogenní emise jsou cca 8× nižší (~ 9,7 Gtun C rok^{-1}). V karbonátových krasových systémech, zahrnujících cca 10,4 % suchozemské plochy Země (Dürr et al. 2005), je role oxidu uhličitého nezastupitelná: parciální tlaky CO_2 jsou řídící proměnnou krasových procesů jako je (1) rozpouštění karbonátových hornin v epikrasu (Stumm – Morgan 1996; Ford – Williams 2007), (2) růst kalcitových a aragonitových speleotém v jeskynních systémech (Faimon et al. 2000; Fairchild et al. 2006), případně i (3) koroze speleotém (Sarbu – Lascu 1997; Faimon et al. 2006).

V krasových systémech lze identifikovat několik důležitých zdrojů CO_2. Za nejvýznamnější jsou považovány půdy (Bourges et al. 2001; Batiot-Guilhe et al. 2007), ve kterých je CO_2 produkován (1) autotrofním dýcháním kořenového systému vegetačního pokryvu, (2) heterotrofní biodegradací organického detritu (Kuzyakov 2006; Kuzyakov – Gavrichkova 2010), resp. (3) abiotickým zvětráváním karbonátových hornin (Emmerich 2003, Serrano-Ortiz et al. 2009). Dalším zdrojem může být produkce (pravděpodobně biogenní) hlouběji v epikrasu (Benavente et al. 2010). Koncentrace půdního CO_2 jsou mnohonásobně vyšší (až 1,0 obj. % a více) než v externí atmosféře (0,035 obj. %). Jak vyplývá z celé řady přímých měření, tak se koncentrace CO_2 ve svrchních částech krasových půd většinou pohybují v rozmezí 0,1 až 1,0 obj. % (Yoshimura et al. 2001; Spötl et al. 2005; Faimon – Ličbinská 2010; Sanchez-Cañete et al. 2011; Faimon et al. 2012a; Plestenjak et al. 2012). Dynamika půdního CO_2 závisí na celé řadě faktorů. Uplatňuje se teplota půdní atmosféry (dána intenzitou solárního záření), charakter vegetačního pokryvu (typ, fotosyntéza, fenologické aspekty, hustota/hloubka kořenového systému, množství a povaha organického detritu), obsah vody v půdním profilu a úhrny srážek, charakter půdního profilu (typ a hloubka půd, textura, struktura, pórovitost), klimatické podmínky (turbulentní proudění vzduchu, výkyvy atmosférického tlaku) a různé antropogenní vlivy (např. intenzivní zemědělská činnost). Za normálních okolností vykazuje dynamika CO_2 u většiny typů půd denní a sezónní oscilace (např. Nakadai et al. 2002; Jassal et al. 2005; Albanito et al. 2009 a další).

V nedávné době se objevily hypotézy, že dalším možným zdrojem je CO_2 z podzemních krasových prostor (např. Kowalski et al. 2008; Were et al. 2010; Cuezva et al. 2011; Sanchez-Cañete et al. 2011). Epizodní toky z těchto prostor do externí atmosféry lze připustit, vzhledem k předpokládaným koncentracím CO_2 v epikrasu a vadózní zóně v jednotkách objemových procent (Batiot-Guilhe et al. 2007; Benavente et al. 2010). Dominantní cesty transportu CO_2 lze předpokládat podél tektonických predispozic (puklinami). Hnací silou je pravděpodobně proudění vzduchu (dané rozdílem hustot, snad i akcelerované turbulentními

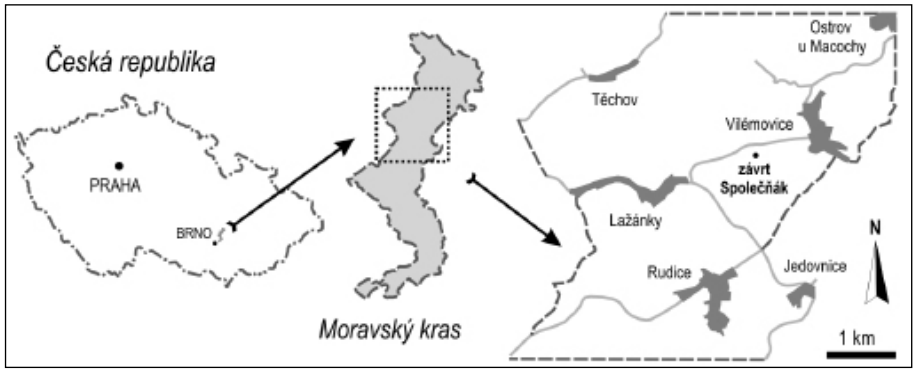
změnami ve venkovní atmosféře) a koncentrační gradienty. Roland et al. (2013) naznačují, že dotace nadložního půdního pokryvu oxidem uhličitým může probíhat i ve velmi krátkých časových intervalech.

Cílem této práce bylo otestovat výše uvedenou hypotézu a identifikovat vliv subterénní ventilace na koncentrace CO_2 v půdním pokryvu v místech, kde by měl být tento vliv největší: uvnitř tělesa závrtu a jeho nejbližším okolí.

Metodika

Místo měření

Pro monitoring koncentrací půdního CO_2 byl na území CHKO Moravský kras vybrán závrt Společňák (ZS) nacházející se na Harbešské plošině v katastrálním území Vilémovice u Macochy (obr. 1). Moravský kras je největší a nejvýznamnější krasovou oblastí České republiky, jež tvoří pruh široký 3–6 km a dlouhý cca 25 km (plocha cca 92 km^2) a je budován především středně a svrchně devonskými vápenci, na které je vázán výskyt typického půdního představitele v krasu – rendziny. Plošně významné zastoupení mají také hnědozemě a luvizemě (na tzv. plošinách), dále pak kambizemě na spodnokarbonských nekrasových flyšových sedimentech drahanského kulmu, zejména na hranicích a ve střední části CHKO (Němeček et al. 1967; AOPK 2008).



Obr. 1: Mapka místa studia (Moravský kras). Detaily vzorkovacího místa v textu.
Fig. 1: Sketch map of the study site (Moravian Karst). See text for details.

Závrt Společňák má okrouhlý obrys a trychtýřovitě kotlovitý tvar o průměru ~ 45 m včetně 5–6 m ochranného travnatého lemu, hloubka závrtu je ~ 7 m, sklony svahů jsou ~ 20–30°. Závrt je součástí Harbešské jeskyně propasťovitého charakteru, která je díky své komplikované stavbě a obtížné přístupnosti dosud nepříliš zmapovaná. Nachází se v ní i jedna z největších podzemních prostor Moravského krasu – dóm Hala, který je nyní již jen reliktem mohutné meandrující chodby. Závrt je logisticky celoročně dobře přístupný.

Vegetační pokryv závrtu Společňák je tvořen mezofilním trvalým travním porostem (např. psárka luční, lipnice luční), jako solitérní doprovod se zde pak vyskytují křoviny (např. růže šípková). Celé okolí závrtu je intenzivně zemědělsky využíváno klasickým systémem hospodaření. Monitoring koncentrací CO_2 se uskutečnil ve 2 etapách, v letním období (po sklizni řepky olejné, 23. srpna 2013) a zimním období (na poli vzešlá ozimá pšenice, 20. února 2014), vždy mezi 10.00 a 16.00 hod.

Půdy v oblasti studovaného závrtu

Pro pedologickou charakteristiku půd byla využita jádra z 25 půdních sond hlubokých 60 cm, několika doplňkových průzkumných vrtů do větších hloubek pomocí Edelmannových spirálovitých půdních vrtáků a také nedávný přírodní sesuv jedné ze stěn závrtu. Po začištění svahu do kolmice a úpravě spodní části profilu až do hloubky 90 cm byla provedena fotodokumentace a stratigrafický popis. Půdy v oblasti závrtu Společňák jsou hluboké (> 60 cm) a nasedají na karbonátové podloží tvořené vilémovickými vápenci. Jako půdotvorný substrát se zde však uplatňuje alochtonní materiál (sprašová hlína), která může dosahovat mocností metr i více. Jelikož se jedná o mírnou terénní depresi, jsou půdy místy i hydromorfně ovlivněné, avšak často až v hloubkách nad 60 cm. V samotném tělese závrtu je půdní profil částečně degradovaný akumulacemi antropogenního i přírodního rázu. V rámci současného taxonomického klasifikačního systému půd ČR (Němeček et al. 2011) lze půdy na monitorovacích místech zařadit mezi referenční třídu luvisoly, půdní typ hnědozem, subtyp modální a varietu slabě (hluboko) oglejenou (HNmg´), kdy schematické znázornění sekvence jednotlivých horizontů ve zkráceném popisu lze vyjádřit jako: Ad-Ev-Bt-Btg/C--C. Tento modální subtyp přechází na řadě míst (v závrtu i na poli) až do subtypu oglejeného (HNg), tzn. výrazné redoximorfní znaky v hloubce do 60 cm, hlavně v luvickém Bt horizontu.

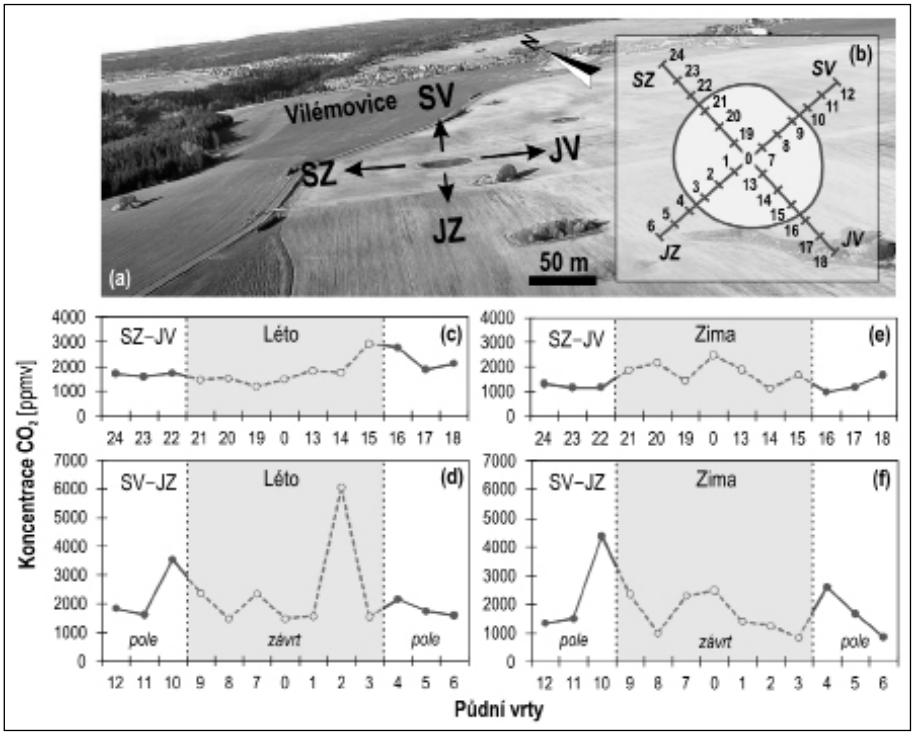
Způsob měření

Na sledované lokalitě bylo zhotoveno ocelovou sondovací tyčí celkem 25 půdních sond o průměru 2 cm a hloubce 60 cm: na dně závrtu byla vyvrtána centrální půdní sonda, poté ve směru SV–JZ a SZ–JV (obr. 2a) dalších 6 identických sond v rozmezí šesti metrů od sebe. V každém směru se tak 3 sondy nacházely ve vlastním tělese závrtu a 3 sondy mimo něj (obr. 2b). Přímo v atmosféře těchto půdních sond byla pomocí univerzálního měřiče ALMEMO 2590-4S měřena koncentrace CO_2 (detektor FYA600-CO_2H, na principu dvoukanálového infračerveného absorpčního spektrometru, Ahlborn, Německo). Rozsah měření: 0 až 10 000 ppmv, přesnost: 0 do 5 000 ppmv ± 50 ppmv + 2 % z měřených hodnot, od 5 000 do 10 000 ppmv ± 100 ppmv +3 % z měřených hodnot, rozlišení: 1 ppmv nebo 0,0001 obj. %). Teplota a vlhkost venkovní a půdní atmosféry byla měřena senzorem FHA646E1 (Ahlborn, Německo). Rozsah měření: -20 až +70 °C, přesnost (-20 až 0 °C) ± 0,4 °C, (0 až +70 °C)

± 0,1 °C; ± 2 % RH v rozsahu hodnot od 0 do 100 % RH při 25 °C. Senzory jsou válcového tvaru s průměrem 2 cm, což umožňuje snadnou instalaci v půdním vrtu. Vzhledem k jisté advekci vzduchu indukované zaváděním čidel se měřené proměnné před odečtením nechávaly ustalovat do konstantní hodnoty (standardní doba ustálení se pohybovala od 5 do 15 minut).

Zpracování dat a statistická analýza

Zpracování dat proběhlo v programech Microsoft Excel v10 a StatSoft Statistica v10. Statistická analýza byla provedena pomocí standardního t-testu dvou průměrů (Dupač – Hušková 2009).



Obr. 2: Prostorová distribuce koncentrací CO_2 v půdě v oblasti závrtu Společňák; (a) – globální pohled, Harbešská plošina, foto: J. Flek, 2010; (b) – plánek půdních sond, pohled shora; (c) a (d) – koncentrace CO_2 v létě; (e) a (f) – koncentrace CO_2 v zimě.
Fig. 2: Spatial distribution of CO_2 concentrations in the soils of Společňák Sinkhole area, (a) – global view, Harbechy Plateau, photo: J. Flek, 2010 ; (b) – plan of drill holes, top view; (c) and (d) – CO_2 concentration in the summer; (e) and (f) – CO_2 concentration in the winter.

Tab. 1: Statistika dat.
Tab. 1: Data statistics.

období	léto				zima			
směr	SZ–JV		SV–JZ		SZ–JV		SV–JZ	
místo	pole	závrt	pole	závrt	pole	závrt	pole	závrt
symbol	A	B	C	D	E	F	G	H
počet měření n	6	7	6	7	6	7	6	7
průměr koncentrací [ppmv]	1 969,2	1 731,9	2 080,2	2 401,3	1 244,2	1 798,3	2 057,0	1 651,9
StaDev [ppmv]	433,5	559,7	739,1	1652,7	229,0	456,6	1263,0	698,7
int. spolehlivosti [ppmv]	346,8	414,7	591,4	1224,3	183,3	338,3	1010,6	517,6

StaDev – standardní odchylka
interval spolehlivosti při $\alpha = 0,05$
StaDev – standard deviation
Confidence interval at $\alpha = 0.05$

Výsledky a analýza dat

V letním období se aktuální teplota venkovní atmosféry pohybovala během měření kolem 22 ± 2 °C (léto), respektive 7,3 ± 1 °C (zima). Teplota půdní atmosféry byla stanovena během měření na 17 ± 0,6 °C (léto) a 2,6 ± 0,1 °C (zima). Vlhkost půdní atmosféry se pro obě etapy měření pohybovala kolem 95 % a vlhkost venkovní atmosféry byla v létě stanovena na 52 % a zimě na 75 %.

Ve směru SZ–JV se v letním období koncentrace CO_2 pohybovaly od 1 188 ppmv (absolutní minimum z celého letního měření) do 1 879 ppmv, pouze na hranici závrt/pole na jv. straně atakovaly hranici 3 000 ppmv (obr. 2c). Obecně byly zaznamenány mírně nižší koncentrace CO_2 v půdních sondách ve vlastním tělese závrtu, než v sondách umístěných na orné půdě. V zimním období (obr. 2e) byla situace opačná, nižší koncentrace byly zaznamenány na poli (986 až 1 660 ppmv) a vyšší v závrtu (1 104 až 2 482).

Ve směru SV–JZ byla situace o poznání komplikovanější. Při letním měření (obr. 2d) se koncentrace CO_2 v půdních sondách na orné půdě pohybovaly od 1 592 ppmv do 3 531 ppmv, ve vlastním tělese závrtu od 1 479 ppmv do 2 372 ppmv, krom jedné odlehlé hodnoty (6 039 ppmv). Koncentrace CO_2 v zimním období (obr. 2f) vykazovaly velmi podobné hodnoty jako při monitoringu během letní etapy (od 826 ppmv do 4 361 ppmv), přičemž nejvyšších hodnot bylo dosaženo na hranici závrt/pole v sv. směru, velmi obdobně jako v létě. Průměrné koncentrace, standardní odchylky a intervaly spolehlivosti jsou shrnuty v tabulce 1.

Výsledky statistické analýzy (viz tab. 2) naznačují, že rozdíly mezi průměrnými koncentracemi CO_2 na poli a v závrtu nejsou statisticky významné ani v zimě, ani v létě. Případné vyloučení výše zmiňované odlehlé hodnoty ze souboru výsledek analýzy nezmění. Rozdíly mezi koncentracemi v závrtu v zimě a v létě (srovnej na obr. 2c s 2e, resp. 2d s 2f) jsou nevýznamné jak ve směru SZ–JV (viz B-F v tab. 2), tak ve směru SV–JZ (viz D-H v tab. 2). Výjimku tvoří koncentrace CO_2 ve směru SZ–JV v zimě (viz obr. 2e a rozdíl E-F v tab. 2), kde průměrné koncen-

Tab. 2: T-test rozdílů v průměrných koncentracích mezi polem a závrtem (A-B, C-D, E-F a G-H) a mezi koncentracemi v závrtu, v zimě a v létě (B-F, D-H).
Tab. 2: T-test of differences in mean concentrations between the field and sinkhole (A-B, C-D, E-F and G-H) and between concentrations in the sinkhole, in the winter and in the summer (B-F, D-H).

porovnání průměrů (a)	A-B	C-D	E-F	G-H	B-F	D-H
t-parametr (b)	0,843	0,438	2,685	0,731	0,243	1,105
p-hodnota	0,209	0,335	0,011	0,24	0,406	0,145
významnost rozdílů	N	N	V	N	N	N

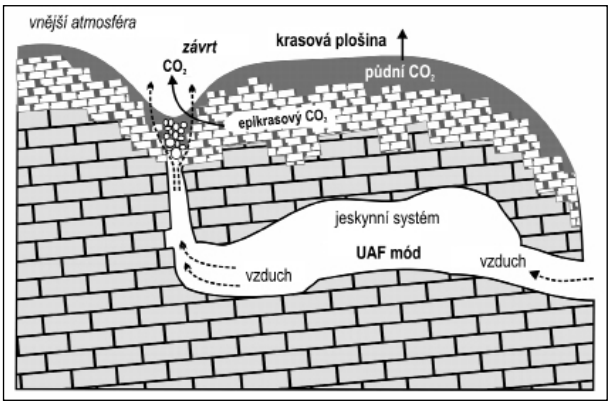
(a) dvojice průměrů (konzistentní s označením v tab. 1)
(b) parametr t pro rozdíl průměrů
p-hodnota – pravděpodobnost, že testovaná hypotéza neplatí
N - statisticky nevýznamný rozdíl (p > 0,05), V - statisticky významný rozdíl (p < 0,05)
(a) pair of averages (consistent with the label in tab. 1)
(b) the parameter t for the difference of averages
p-value - the probability that the tested hypothesis is rejected
N - no statistically significant difference (p > 0.05), V - statistically significant difference (p < 0.05)

trace CO_2 v závrtu (1 798,3 ± 338,3 ppmv) mírně převýšily koncentrace na poli (1 244,2 ± 183,3 ppmv).

Diskuze

Stanovené koncentrace CO_2 v krasové půdě jsou v dobré shodě s jinými autory (viz Yoshimura et al. 2001; Spötl et al. 2005; Faimon – Ličbinská 2010; Sanchez-Cañete et al. 2011; Faimon et al. 2012a; Plestenjak et al. 2012 a další) a nijak nepřevyšují obvyklé hodnoty.

Hypotézu o existenci podpovrchového zdroje CO_2 poprvé vyslovil Atkinson (1977), poté v souvislosti s epikrasem například Fairchild et al. (2000) nebo Faimon et al. (2012a, 2012b). Benavente et al. (2010) a Vadillo et al. (2010) tento zdroj potvrdili i přímým měřením. Dotaci CO_2 půdního pokryvu skrze závrty (jakožto určité formy „komunikačního kanálu" mezi vadózní zónou, epikrasem a půdním pokryvem) již naznačily zvýšené koncentrace CO_2 ve spodních patrech půdního profilu (Blecha – Faimon 2013). Závrt Společňák je pro takovou studii vhodný i vzhledem k tomu, že v atmosféře Harbešské jeskyně byly v minulosti popsány vysoké koncentrace CO_2, které dočasně zastavily tehdy probíhající speleoprůzkum (Musil et al. 1993). Koncepční model (viz obr. 3) napovídá, že v zimě lze předpokládat vzestupné proudění (upward airflow, UAF), půdní profil by byl promýván směrem odspodu nahoru a vzduch by vynášel podzemní CO_2 do okolní atmosféry (Faimon et al. 2012c; Faimon – Lang 2013). V zimě by tak měly koncentrace v závrtu převyšovat koncentrace v půdách. V létě by tomu bylo naopak: proudění by bylo sestupné (downward airflow, DAF) a půdní CO_2, popř. CO_2 z epikrasu by byl „vymýván" pronikajícím vzduchem z venkovní atmosféry a odnášen do podzemních prostor.



Obr. 3: Půdy a epikrasový CO_2 – koncepční model.
Fig. 3: Soil and epikarstic CO_2 – conceptual model.

Ze statistické analýzy však vyplývá, že nalezené rozdíly mezi průměrnými koncentracemi na poli a v závrtu nejsou statisticky významné. Výjimkou byla mírně vyšší koncentrace v závrtu v jednom směru (SZ–JV) v zimním období (viz tab. 2, sloupec E-F). Tento rozdíl mezi polem a závrtem by mohl být projevem zvýšené koncentrace v epikrasu. Koncentrace CO_2 v jeskyni jsou v zimě obecně nízké – takže zvýšená koncentrace CO_2 by mohla pocházet právě z epikrasu. V odlišném směru vzorkování však tato možnost nebyla potvrzena. Také rozdíly mezi koncentracemi v závrtu v létě a v zimě tento jev nepotvrdily (tab. 2, B-F, B-H). Tyto výsledky tak neprokázaly přesvědčivě vliv subterénní ventilace na koncentrace půdního CO_2, tak jak prezentovali např. Kowalski et al. (2008), Were et al. (2010) a Sanchez-Cañete et al. (2011).

Závěr

Na lokalitě v oblasti závrtu Společňák v Moravského krasu byla studována prostorová a časová distribuce koncentrací CO_2 v půdách závrtu a v jeho bezprostředním okolí. Studie měla otestovat vliv ventilace podzemních prostor na koncentrace CO_2 v půdním profilu. Výsledky studie celkově roli subterénní ventilace nepotvrdily. V jednom případě sice nalezené koncentrace byly ve shodě s předpokládaným modelem, celkově však byly výsledky nepřesvědčivé.

K definitivnímu potvrzení či vyvrácení hypotézy o vlivu ventilace podzemních prostorů na půdní CO_2 je tak nutný další komplexní průzkum s dalšími sledovanými proměnnými (např. koncentrace CO_2 a proudění vzduchu v níže ležícím jeskynním systému). Dále by byla užitečná větší prostorová i časová hustota vzorkování na více lokalitách.

Poděkování

Příspěvek vznikl za institucionální podpory Masarykovy univerzity v letech 2013–2014. Autoři děkují doc. Mgr. Martinu Ivanovovi, Dr. za kritické připomínky a Ing. Janu Flekovi za poskytnuté letecké fotografie Harbešské plošiny.

Literatura

Albanito, F. – Saunders, M. – Jones, M. B. (2009): Automated diffusion chambers to monitor diurnal and seasonal dynamics of the soil CO_2 concentration profile. – European Journal of Soil Science, 60, 507–514.

AOPK (2008): Půdní mapy ČR v měřítku 1:50 000. Listy: 24-23 Protivanov, 24-32 Brno a 24-41 Vyškov.

Atkinson, T. (1977): Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: An important control of groundwater hardness in limestones. – Journal of Hydrogeology, 35, 111–123.

Batiot-Guilhe, Ch. – Seidel, J-L. – Hervé, J. – Hébrard, O. – Bailly-Comte, V. (2007): Seasonal variations of CO_2 and ^{222}Rn in a mediterranean sinkhole – spring (Causse d'Aumelas, SE France). – International Journal of Speleology, 36, 51–56.

Benavente, J. – Vadillo, I. – Carrasco, F. – Soler, A. – Lián, C. – Moral, F. (2010): Air carbon dioxide contents in the vadose zone of a Mediterranean karst. – Vadose Zone Journal, 9, 126–136.

Blecha, M. – Faimon, J. (2013): Stratifikace CO_2 v půdním vzduchu (Moravský kras). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, ročník 20, 1–2, 167–169.

Bourges, F. – Mangin, A. - d´Hulst, D. (2001): Le gaz carbonique dans la dynamique de l´atmosfere des cavites karstiques: l´exemple de l´Aven d´Orgnac (Ardeche). – Earth and Planetary Sciences, 333, 685–692.

Cuezva, S. – Fernandez-Cortez, A. – Benavente, D. – Serrano-Ortiz, P. – Kowalski, A. S. – Sanchez-Moral, S. (2011): Short-term CO_2(g) exchange between a shallow karstic cavity and the external atmosphere during summer: Role of the surface soil layer. – Atmospheric Environment, 45, 1418–1427.

Dupač, V. – Hušková, M. (2009): Pravděpodobnost a matematická statistika. – Karlova Univerzita, Karolinum, Praha.

Dürr, H. H. – Meybeck, M. – Dürr, S. H. (2005): Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. – Global Biogeochemical Cycles, 19, DOI: 10.1029/2005GB002515.

Emmerich, W. E. (2003): Carbon dioxide fluxes in a semiarid environment with high carbonate soils. – Agricultural and Forest Meteorology, 116, 91–102.

Faimon, J. – Štelcl, J. – Zimák, J. – Slavík, P. (2000): Dynamika skapových vod (Císařská jeskyně, Moravský kras). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, ročník 7, 147–149.

Faimon, J. – Štelcl, J. – Schwarzová, M. – Zajíček, P. – Zimák, J. (2006): Recentní krasové procesy: destrukce speleotém. – Závěrečná zpráva GAČR 205/03/1128, 1–47.

Faimon, J – Ličbinská, M. (2010): Carbon dioxide in the soils and adjacent caves of the Moravian Karst. – Acta Carsologica, 39/3, 463–475.

Faimon, J – Ličbinská, M. – Zajíček, P. (2012a): Relationship between carbon dioxide in Balcarka Cave and adjacent soils in the Moravian Karst region of the Czech Republic. – International Journal of Speleology, 41, 17–28.

Faimon, J – Ličbinská, M. – Zajíček, P. – Šráček, O. (2012b): Partial pressures of CO_2 in epikarstic zone deduced from hydrogeochemistry of permanent drips, the Moravian Karst, Czech Republic. – Acta Carsologica, 41/1, 47–57.

Faimon, J. – Troppová, D. – Baldík, V. – Novotný, R. (2012c): Air circulation and its impact on microclimatic variables in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – International Journal of Climatology, 32, 599–623.

Faimon, J. – Lang, M. (2013): Variances in airflows during different ventilation modes in a dynamic U-shaped cave. – International Journal of Speleology, 2, 115–122.

Fairchild, I. J. – Borsato, A. – Tooth, A. F. – Frisia, S. – Hawkesworth, C. J. – Huang, Y. – McDermott, F. – Spiro, B. (2000): Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. – Chemical Geology, 166, 255–269.

Fairchild, I. J. – Frisia, S. – Borsato, A. – Tooth, A. F. (2006): Speleothems. – In: Nash, D. J. – McLaren, S. J (eds): Geochemical Sediments and Landscapes, Blackwells, Oxford.

Ford, D. – Williams, P. (2007): Karst Hydrogeology and Geomorfology. – Wiley; Revised edition.

Jassal, R. – Black, A. – Novak, M. – Morgenstern, K. – Nesic, Z. – Gaumont-Guay, D. (2005): Relationship between soil CO_2 concentrations and forest-floor CO_2 effluxes. – Agricultural and Forest Meteorology, 130, 176–192.

Kowalski, A. S. – Serrano-Ortiz, P. – Janssens, I. A. – Sanchez-Moral, S. – Cuezva, S. – Domingo, F. – Were, A. – Alados-Arboledas, L. (2008): Can flux tower research neglect geochemical CO_2 exchange? – Agricultural and Forest Meteorology, 148, 1045–1054.

Kuzyakov, Y. (2006): Sources of CO_2 efflux from soil and review of partitioning methods. – Soil Biology & Biochemistry, 38, 425–448.

Kuzyakov, Y. – Gavrichkova, O. (2010): Time lag between photosynthesis and carbon dioxide efflux from soil: a review of mechanisms and controls. – Global Change Biology, 16, 3386–3406.

Musil, R. et al. (1993): Moravský kras – labyrinty poznání. – GEO program. Adamov.

Nakadai, T. – Yokozawa, M. – Ikeda, H. – Koizumi, H. (2002): Diurnal changes of carbon dioxide flux from bare soil in a agricultural field in Japan. – Applied Soil Ecology, 19, 161–171.

Němeček, J. et al. (1967): Komplexní průzkum zemědělských půd ČSSR. Průvodní zpráva okresu Blansko. – VÚMOP Praha. Brno.

Němeček, J. et al. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2 upravené vydání. – ČZU, Praha.

Plestenjak, G. – Eler, K. – Vodnik, D. – Ferlan, M. – Čater, M. – Kanduč, T. – Simončič, P. – Ogrinc, N. (2012): Sources of soil CO_2 in calcareous grassland with woody plant encroachment. – Journal of Soil Sediments, 12, 1327–1338.

Ridgwell, A. – Zeebe, R. E. (2005): The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. – Earth and Planetary Science Letters, 234, 299-315.

Ronald, M. – Serrano-Ortiz, P. – Kowalski, A. S. – Goddéris, Y. – Sánchez-Cañete, E. P. – Ciais, P. – Domingo, F. – Cuezva, S. – Sanchez-Moral, S. – Longdoz, B. – Yakir, D. – Van Grieken, R. – Schott, J. – Cardell, C. – Janssens, I. A. (2013): Atmospheric turbulence triggers pronounced diel pattern in karst carbonate geochemistry. – Biogeosciences, 10, 5009–5017.

Sánches-Cañete, E. P. – Serrano-Ortiz, P. – Kowalski, A. S. – Oyonarte, C. – Domingo, F. (2011): Subterranean CO_2 ventilation and its role in the net ecosystem carbon balance of a karstic shrubland. – Geophysical research letters, 38, L09802, DOI: 10.1029/2011GL047077.

Sarbu, S. M. – Lascu, C. (1997): Condensation corrosion in Movile cave, Romania. – Journal of Cave and Karst Studies, 59, 99–102.
Serrano-Ortiz, P. – Domingo, F. – Cazorla, A. – Were, A. – Cuezva, S. – Villagarcía, L. – Alados-Arboledas, L. – Kowalski, A. S. (2009): Interannual CO_2 exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate. – Journal of Geophysical Research, 114, G04015, DOI: 10.1029/2009JG000983.
Schlesinger, W. H. – Andrews, J. A. (2000): Soil respiration and the global carbon cycle. – Biogeochemistry, 48, 7–20.
Spötl, CH. – Fairchild, I. J. – Tooth, A. F. (2005): Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 2451–2468.
Stumm, W. – Morgan, J. J. (1996): Aquatic chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters. – Wiley-Interscience; 3rd edition.
Vadillo, I. – Benavente, J. – Carrasco, F. – Soler, A. – Liñán, C. (2010): Isotopic (^{13}C) Signature of CO_2 Sources in the Vadose Zone of a Mediterranean Karst (Nerja Cave Site, Southern Spain). – Environmental Earth Sciences, Advances in Research in Karst Media, 463–468.
Were, A. – Serrano-Ortiz, P. – Moreno de Jong, C. – Villagarcía, L. – Domingo, F. – Kowalski, A. S. (2010): Ventilation of subterranean CO_2 and Eddy covariance incongruities over carbonate ecosystems. – Biogeosciences, 7, 859–867.
Yoshimura, K. – Nakao, S. – Noto, M. – Inokura, Y. – Urata, M. – Chen, P. – Lin, P. W. (2001): Geochemical and stable isotope studies on natural water in the Taroko Gorge karst area, Taiwan – chemical weathering of carbonate rocks by deep source CO_2 and sulfuric acid. – Chemical Geology, 177, 415–430.

CHARAKTERIZACE STRUSKOVÝCH HMOT Z DRAŽŮVEK U KYJOVA

Characterization of slags from Dražůvky near Kyjov

Zdeněk Dolníček[1], Klára Čudrnáková[2]
[1] *Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz*
[2] *Obec Dražůvky, Dražůvky 114, 696 34 Archlebov*

Key words: smithing slags, non-metalurgical slags, archaeology, phase composition

Abstract
Slag-like artifacts occurring in a Late Medieval-to-Early Modern horizon have been found during groundworks in Dražůvky. Two types of slags were recognized. The matrix of the Type 1 slag is composed of fayalite, wüstite, and minor glass (often devitrified) and exhibits an inhomogeneous texture, being composed of domains with strongly varying phase composition. In addition, Type 1 slags occasionally contain remnants of quartz, charcoal, and inclusions of Type 2 slags. Type 2 slag are glassy, composed dominantly of glass (sometimes partly devitrified) and remnants of quartz, rarely grains of zircon, opaque phases, and inclusions of Type 1 slags are observed. Type 1 slags are interpreted to be smithing iron slags. The Type 2 slags can represent partly smelted lining of a furnace/hearth. With respect to the high amount of Ca in the glass (16 wt. % CaO) we suggest that the lining was dominated by lime-based mortar. The presence of inclusions of Type 1 slags in Type 2 slags and vice-versa point to the coeval production of both types of slags in the same technological device.

Úvod

Strusky byly objeveny při výkopu základů rodinného domu v Dražůvkách na parcele č. 1423, asi 150 m sz. od mostu přes Trkmanku. Lokalita, ve které se stavba nachází, je podle archeologických nálezů polykulturní a byla osídlena minimálně od doby bronzové. Až do raného novověku je zde písemně doložena trhová osada. V současné době probíhá zpracování nálezů keramiky odbornými pracovníky Masarykova muzea Hodonín, zatím tedy není možné podat podrobnější informace. Vzhledem k dlouhotrvajícímu osídlení se dá jako souvislá kulturní vrstva určit nejmladší, pozdně středověká až raně novověká (starší kulturní vrstvy byly vždy následným osídlením porušeny, o čemž svědčí nálezy pravěké keramiky v zásypech). V této kulturní vrstvě byly nalezeny také níže charakterizované strusky, spolu s četnými zlomky středověké keramiky.

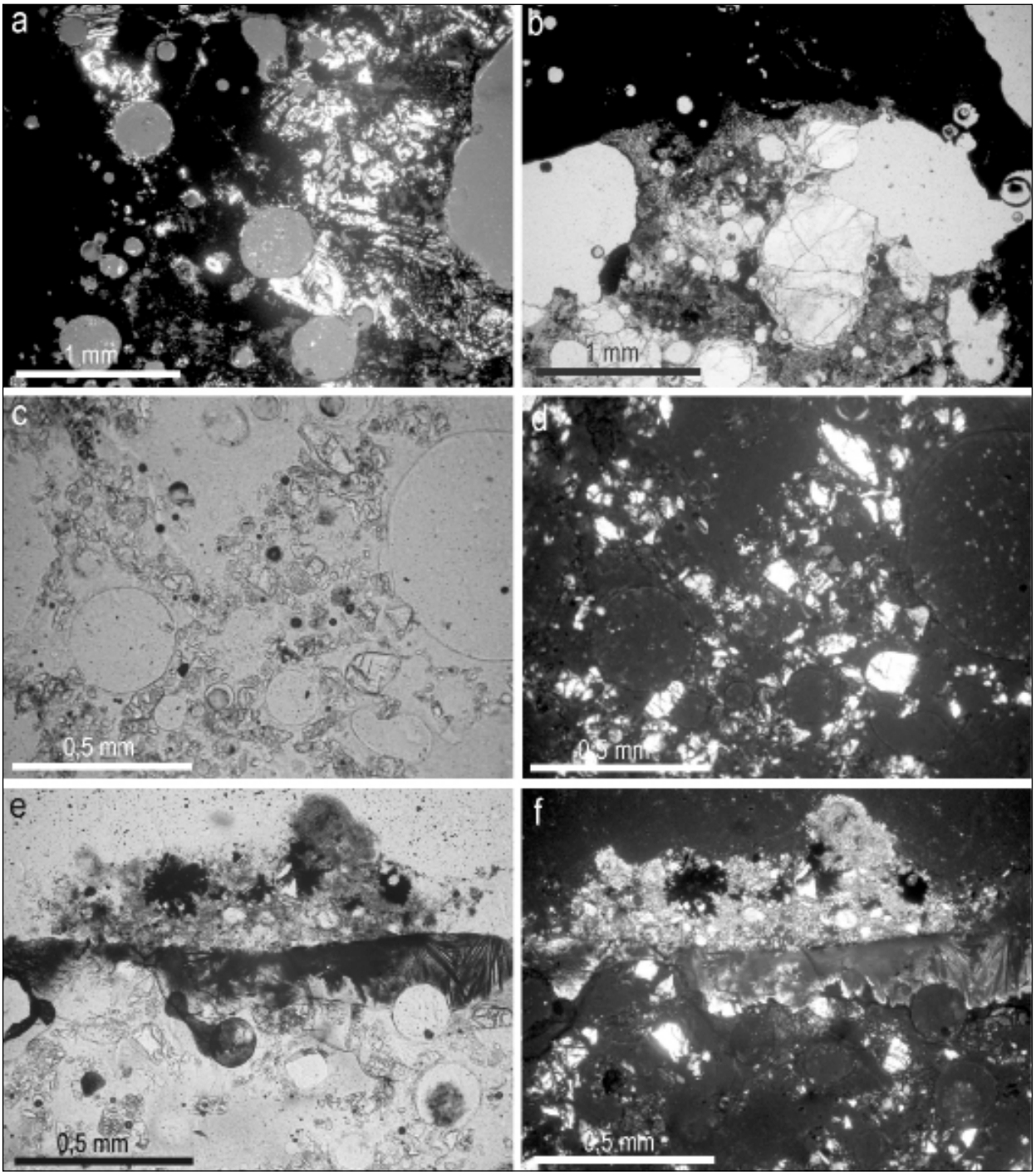
Metodika

Z vybraných vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy (Z. Dolníček) v přípravně vzorků na Katedře geologie PřF UP v Olomouci. Výbrusy byly studovány pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX-51 v odraženém i procházejícím polarizovaném světle. Následně byly vzorky napařeny uhlíkem a vybrané fáze byly analyzovány na elekronové mikrosondě Cameca SX-100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (operátor P. Gadas). Analýzy byly provedeny za následujících podmínek: WDX mod, urychlovací napětí 15 kV, proud vzorkem 20 nA, průměr elektronového svazku 5 μm. Jako standardy byly použity dobře definované syntetické a přírodní fáze.

Makroskopická charakteristika struskových hmot

Odebraný soubor strusek (11 ks) je již při letmém makroskopickém posouzení kompozičně nejednotný. Lze vyčlenit dva základní typy struskových hmot. Strusky typu 1 (2 ks) dosahují velikosti do 9 cm. V obou případech jde o úlomky větších kusů. Na čerstvém lomu jsou černé, na povrchu silně limonitizované. Strusky jsou silně porézní – porozita je z větší části způsobena hojnými uzavřeninami dřevného uhlí (velikost až 8 mm), které je ve vzorcích zčásti dochované (ve spodní velmi porézní části slitků), zčásti vyhořelé (v horní masivnější části slitku). Oba vzorky jsou relativně silně magnetické (permanentní magnet na vzorcích sám „drží"). Ojediněle jsou na řezu pozorovatelné až 1 cm velké zatavené světlejší žlutošedé až zelenošedé silně bublinaté domény, které se při bližším mikroskopickém studiu ukázaly být úlomky strusek typu 2 (viz níže).

Strusky typu 2 (9 ks) mají velikost 1–4 cm. Jde jak o úlomky, tak téměř zcela zachovalé celotvary. Celotvary mají většinou nepravidelný izometrický či plochý tvar s velmi členitým povrchem někdy připomínajícím provazcové lávy. Povrch strusek typu 2 je většinou skelně lesklý, méně často matný. Sklovitý vzhled podtrhuje i velmi proměnlivá barva – kromě převažující šedé a hnědavé lze nalézt i partie bělavé, modré, modrozelené, či zelenošedé. Sklo je v tenkých štěpinách obvykle průsvitné, někdy i průhledné. Již makroskopicky bývají ve skle patrná zatavená bílá izometrická zrnka makroskopicky neurčitelné minerální fáze o velikosti do 0,5 mm. Barevná nehomogenita vzorků je patrná i na řezech, na nichž do sebe neostře přechází různé barevné odstíny nepravidelně omezených domén. Typickým rysem je značná porozita všech vzorků, které často připomínají až pemzu. Póry jsou variabilních velikostí (až 1 cm), okrouhlého tvaru, a jejich vnitřní povrch je skelně lesklý, bez mladších minerálních výplní. Strusky typu 2 jsou obvykle slabě magnetické až nemagnetické (nereagují na permanentní magnet nebo jen slabě) a nepodléhají limonitizaci.



Obr. 1: Vzhled struskových hmot z Dražůvek ve výbrusu (procházející světlo). a – struska typu 1 s nehomogenním složením. V levé části obrázku je struska bohatá na opakní fáze, v pravé části je doména bohatá na velké krystaly fayalitu. Fotografováno v XPL. b – kontakt strusky typu 1 (horní část obrázku) a v ní uzavřené inkluze strusky typu 2 (dole), PPL. c – struska typu 2 tvořená sklem a zrny křemene, PPL. d – týž záběr, XPL. e – povlak jemnozrnné malty na povrchu strusky typu 2. f – týž záběr, XPL. Ve střední části fotografie jsou dobře patrné anizotropní partie tvořené produkty devitrifikace skla.

Fig. 1: Slags from Dražůvky in thin sections (transmitted light). a – Type 1 slag with inhomogeneous phase composition. In left part there is slag rich in opaque phases, whereas in the right part there is a domain rich in big fayalite crystals. Photo taken under crossed polars (XPL). b – contact of Type 1 slag (in the upper part of the photograph) and in it enclosed inclusion of Type 2 slag (bottom), PPL. c – Type 2 slag formed by glass and grains of quartz, PPL. d – the same view in XPL. e – a coating of fine-grained mortar on the Type 2 slag. f – the same view in XPL. In central part of the photo there is an anisotropic part composed of devitrified glass.

Mikroskopie a fázové složení strusek

Struska typu 1 je tvořena třemi hlavními komponentami – olivínem, wüstitem a sklem. V průhledu nažloutlý či nahnědlý olivín tvoří charakteristické lištovité, izometrické či kostrovité průřezy (obr. 1a), které často obsahují uzavřeniny wüstitu či skla. Chemické složení odpovídá téměř čistému fayalitu s malou příměsí forsteritu a dikalcium silikátu (≤ 3 mol. %; tab. 1). Wüstit je přítomen

v charakteristických dendritických agregátech, tvořených zákonitě uspořádanými okrouhlými průřezy, které intimně srůstají s olivínem. Chemicky je velmi čistý, s jen nepatrnými příměsmi Al, Ti, Si a Ca nepřesahujícími 0,35 hm. % oxidů (tab. 1). Sklo je ve výbrusu v procházejícím polarizovaném světle obvykle neprůhledné, někdy hnědě prosvítá. V odraženém světle či v obraze odražených elektronů je patrná intenzivní devitrifikace skla. Ojediněle se dále ve struskách vyskytují rozpraskaná zrna křemene, nepravidelné úlomky dřevěného uhlí (často druhotně impregnované oxohydroxidy železa) a nepravidelné až okrouhlé póry o velikosti až 1 mm. Charakteristická je texturní i kompoziční nehomogenita strusek typu 1, vyznačující se přítomností domén s různou vnitřní stavbou, velikostí zrna a kvantitativním fázovým složením (obr. 1a). Lokálně jsou přítomny i zatavené úlomky silně devitrifikovaných strusek typu 2 o velikosti až 1 cm (obr. 1b). V okrajových částech je patrná přeměna strusek v oxohydroxidy železa, které mají někdy zonální stavbu a obsahují partie jak izotropní, tak anizotropní.

Strusky typu 2 jsou tvořeny třemi hlavními komponentami – křemenem, sklem a produkty jeho devitrifikace, akcesoricky se vyskytují opakní fáze a zirkon. Skelná fáze dominuje (obr. 1c, d). Obvykle je sklo v procházejícím světle ve výbrusu bezbarvé, našedlé či (vzácněji) nahnědlé, dokonale izotropní (obr. 1d). Chemické složení izotropního skla je charakteristické relativně vysokými obsahy Ca (~ 16 hm. % CaO), Fe (~ 16 hm. % FeO), Al (~ 7 hm. % Al_2O_3) a alkálií (~ 4,7 hm. % Na_2O+K_2O) a dále mírně zvýšenými obsahy hořčíku (~ 3 hm. % MgO) a fosforu (~ 1,3 hm. % P_2O_5; tab. 1). Při okrajích vzorku či v blízkosti uzavřenin strusek typu 1 lze pozorovat pokročilou devitrifikaci skla, projevující se v PPL sytějším hnědým zbarvením a zhoršenou průhledností (obr. 1e). V silně rekrystalovaných partiích lze identifikovat sférolitické a kostrovité agregáty anizotropních fází s nízkým až středním dvojlomem (obr. 1f). Jehlicovitá či sloupečkovitá individua mají index lomu zřetelně vyšší nebo podobný jako okolní sklo, vykazují šikmé či rovnoběžné zhášení a mají pozitivní i negativní ráz délky. Jde pravděpodobně minimálně o dvě fáze, patrně pyroxeny a živce. Elektronová mikroanalýza prokázala nestechiometrický charakter produktů devitrifikace – jejich chemické složení se příliš neliší od chemismu okolního skla. Křemen ve struskách typu 2 vytváří hojná korodovaná a rozpraskaná zrna o velikosti max. 0,2 mm, rovnoměrně rozptýlená ve skelné hmotě (obr. 1c, d). Opakní fáze a zirkon vytvářejí ojedinělá izometrická xenomorfně omezená zrna. Tento typ strusky je silně bublinatý, jednotlivé póry dosahují velikosti až 5 mm, mají dokonalý kruhový tvar a pokud nekomunikují s povrchem vzorku, nejsou vyplněny či povlékány žádným mladším minerálem (obr. 1c, d).

Při studiu výbrusů byly místy u obou typů strusek na jejich povrchu pozorovány drobné povlaky jemnozrnné malty o mocnosti do 0,5 mm (obr. 1e, f). Plnivo malty je tvořeno prachovito-písčitou frakcí složenou zejména ze zrn subangulárního křemene (max. velikost do 0,1 mm), ojediněle i šupinek muskovitu. Pojivo malty je tvořeno zakaleným nahnědlým mikritickým karbonátem, jenž je místy rekrystalován v lépe průhledný sparit. Maltové povlaky u strusek typu 1 bývají silně prosyceny oxohydroxidy železa. Tato malta nejeví známky tepelného postižení.

Tab. 1: Chemické složení (WDX analýzy, hm. %) jednotlivých fází ze studovaných struskových hmot. Empirický vzorec fayalitu byl přepočten na základ 4 atomů kyslíku, vzorec wüstitu na 1 atom kyslíku. b. d. – pod mezí stanovitelnosti. Světlé/tmavší sklo indikuje vzhled v BSE.

Tab. 1: Chemical composition (WDX analyses, wt. %) of individual phases from the studied slags. Empirical formulae of fayalite and wüstite have been recalculated on the basis of 4 and 1 atom(s) of oxygen, respectively. b. d. – below detection limit. Světlé/tmavší (=lighter/darker) refer to look of glass in BSE image.

struska	typ 1	typ 1	typ 2	typ 2
fáze	fayalit	wüstit	sklo-světlé	sklo-tmavší
P_2O_5	0,10		1,19	1,41
SiO_2	30,20	0,35	48,66	49,74
TiO_2	b. d.	0,32	0,47	0,48
Al_2O_3	0,11	0,26	6,80	6,97
Cr_2O_3	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
V_2O_3	b. d.	b. d.	b. d.	0,08
MgO	0,47	b. d.	2,83	3,10
CaO	0,82	0,10	15,30	16,51
SrO	b. d.		b. d.	b. d.
BaO	b. d.		0,29	0,14
MnO	b. d.	b. d.	0,57	0,61
FeO	68,64	98,32	17,58	14,30
NiO	b. d.	b. d.	b. d.	0,08
ZnO	b. d.	b. d.	b. d.	0,05
Na_2O	0,05		0,86	0,93
K_2O	b. d.		3,74	3,83
F	b. d.		0,08	0,08
Cl	b. d.		b. d.	b. d.
Total	**100,52**	**99,41**	**98,48**	**98,39**
P	0,003			
Si	1,008	0,004		
Ti		0,003		
Al	0,004	0,004		
Mg	0,024			
Ca	0,029	0,001		
Fe	1,916	0,978		
Na	0,003			
Total	**2,990**	**0,987**		

Diskuze a závěr

Strusky typu 1 lze na základě mikrostruktury a fázového složení považovat za železářské kovářské strusky. Nasvědčuje tomu hlavně silně nehomogenní textura, kterou lze očekávat u artefaktů vzniklých stavením úlomků strusek lišících se kvantitativním fázovým složením. V souladu s touto interpretací je i chemické složení jednotlivých fází (srov. Malý a Zapletalová 2007; Zmeškalová 2008; Křivánek 2009).

Strusky typu 2 patrně představují nedokonale roztavený (četné relikty křemene, zirkonu a opakních fází) konstrukční materiál pece/výhně. Na základě relativně vysokého obsahu CaO ve sklovině lze soudit, že prekurzorem těchto sklovitých strusek byl materiál složením blízký vápenné maltě (srov. Kropáč 2005; Kropáč a Dolníček

2013). Vyšší obsahy fosforu a alkálií patrně pocházejí z dřevného popela (Kropáč 2005; Kropáč a Dolníček 2013).

Dosažené výsledky jednoznačně poukazují na to, že celý studovaný kompozičně heterogenní soubor strusek je časově synchronní a navíc s největší pravděpodobností pochází z jednoho a téhož výrobního zařízení. Pro tuto možnost svědčí relikty železářských strusek přítomné ve sklovitých struskách a naopak úlomky silně vápenatých strusek uzavřené ve struskách železářských.

Povlaky tepelně nealterované malty, které se vyskytují na obou typech strusek, nasvědčují využití strusek jako kameniva/stavebního kamene pro pozdější vybudování tepelně nenamáhané konstrukce. Rekrystalizace vápenného pojiva této malty indikuje dlouhodobější uložení daných vzorků ve vlhkých podmínkách (Gregerová 1996), čemuž nasvědčuje i rozsáhlé navětrání železářských strusek.

Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi (MU Brno) za spolupráci na mikrosondě. Laboratorní zpracování vzorků bylo podpořeno projektem IGA UP PrF_2013_010. Prof. B. Fojtovi a dr. D. Všianskému (MU Brno) autoři děkují za vstřícné recenzní posouzení rukopisu.

Literatura

Gregerová, M. (1996): Petrografie technických hmot. Vyd. PřF MU Brno.

Kropáč, K. (2005): Petroarcheologický výzkum stavebního kamene zříceniny hradu Obřany (Hostýnské vrchy). MS, diplomová práce, Katedra geologie PřF UP Olomouc.

Kropáč, K. – Dolníček, Z. (2013): Non-metallurgical slags in the masonry of Obřany Castle in the Czech Republic: Evidence for the local production of hydraulic lime in the 14th century? – Geoarchaeology, 28, 544–556.

Křivánek, J. (2009): Inventarizace výskytů historických železářských strusek v oblasti Chřibů. MS, bakalářská práce, Katedra geologie PřF UP Olomouc.

Malý, K. – Zapletalová, D. (2007): Železářská kovovýroba v pravobřežní části Starého Brna. – Archeologia technica, 18, 18–31. Brno.

Zmeškalová, B. (2008): Geoarcheologické aspekty historického železářství v okolí Bystřice p. Hostýnem. – MS, diplomová práce, Katedra geologie PřF UP Olomouc.

GEOMECHANICKÉ VLASTNOSTI NEOGENNÍCH JÍLŮ NA ÚZEMÍ MĚSTA BRNA

Geomechanical properties of Neogene clay soils in the Brno area

Petra Fürychová[1,2], Rostislav Melichar[2], Ivan Poul[1,2]
[1] Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; e-mail: petra.furychova@geology.cz
[2] Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(24-32 Brno, 24-34 Ivančice, 24-41 Vyškov, 24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Neogene clay, Geomechanical properties

Abstract
Neogene clays in Brno area are formations belonging to the Carpathian Foredeep Basin. They form common foundation soil in this strongly urbanized area. Due to their specific mechanical characteristics and a large spreaded area in Brno a detailed study of the geomechanical properties of Neogene clays has practical importance for engineering geology and geotechnics. There are compared analyzed data of physical and mechanical properties from 81 engineering-geological reports at the Brno agglomeration (452 samples of Neogene clays from 180 bores). There are presented the anomalous, distant values, arithmetic average and mode of the Neogene clays. On the basis of assumed data from various geological-engineering reports are defined typical characteristics of these soils. Neogene clays are fine-grained cohesive soils. In terms of ČSN EN ISO 14688-1, 14688-2 and UCSC classification these are classified mainly as clay or silt with high, very high or extremely high plasticity. It is usually with high plasticity index, stiff and very stiff consistence and with medium and high undrained shear strength. Low values of cohesion could be related to soil damaged by landslide movements. Due to its unfavourable properties, Neogene clays refer to partly suitable environment for shallow strip-foundations mainly due to the possibilities of volume changes in the subground. For all projection of foundations, there should be paid special attention to good engineering-geological investigation at real site.

Úvod

Jíly a jílovité zeminy mají díky svým specifickým vlastnostem a odlišnému mechanickému chování zvláštní postavení v problematice mechaniky zemin a je nutno věnovat jim zvýšenou pozornost. Tyto zeminy, které jsou tvořeny hlavně neogenními jíly karpatské předhlubně, jsou na území brněnské aglomerace častými základovými půdami.

V současnosti není možné používat směrné normové charakteristiky za dnes již zrušené ČSN 73 1001, které byly užívány po řadu let pro geotechnické výpočty jako např. stanovení únosnosti základových půd a pro dimenzování základových konstrukcí. Hlavní nepříznivá vlastnost jílů jako základových půd je jejich objemová nestálost – při zvyšování vlhkosti dochází k jejich bobtnání, zatímco při vysušování se smršťují. Praktickým důsledkem je vznik poruch staveb na těchto objemově nestálých zeminách.

Označení „neogenní jíly"

Na území města Brna se v rámci neogenních sedimentů karpatské předhlubně můžeme setkat s různými jíly, které se liší nejenom svým stářím (ottnang, karpat a spodní baden), ale i svým litologickým složením.

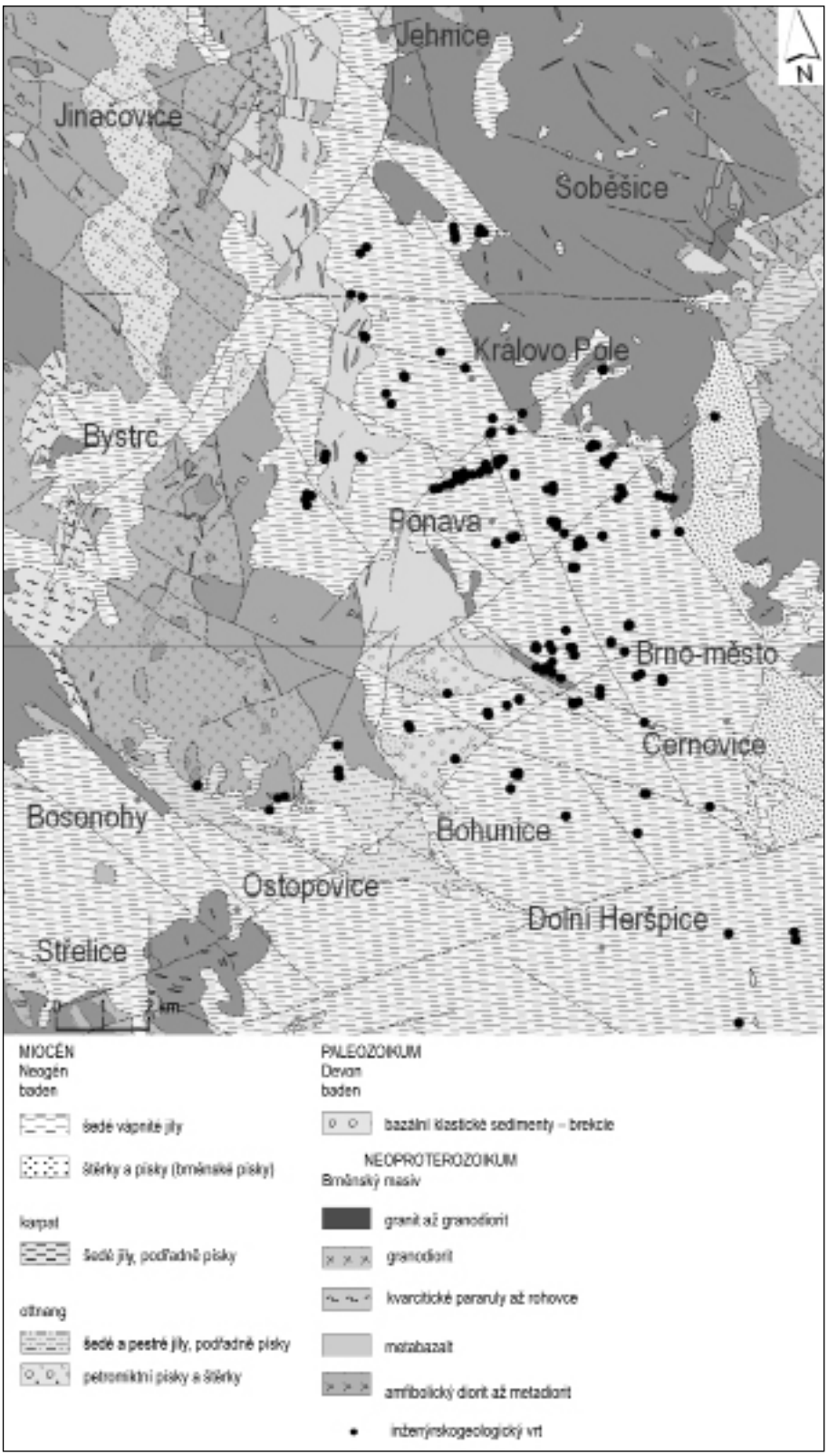
Jíly ottnangu jsou převážně šedé až zelenošedé, nevápnité jíly, často s prachovitou i písčitou příměsí. Jedná se o sladkovodní sedimenty, které jsou produktem jezerní sedimentace. Jíly karpatského stáří jsou hnědošedé až šedé, místy pestře smouhované. Bývají proměnlivě písčité, slabě vápnité, často vrstevnaté a jsou marinního původu. Plošně i vertikálně nejrozšířenější jsou jíly spodnobadenské. Jedná se o šedé, šedomodré až šedozelené vápnité prachovité jíly s vložkami písků, často nazývané starým označením „tégly". Uložily se během transgrese spodnobadenského moře (Hanžl et al. 2011; Buriánek et al. 2013).

V inženýrskogeologických průzkumech nebývá stáří jílů vyčleněno a jsou označovány pouze jako neogenní, případně bývají automaticky zařazeny mezi spodnobadenské „tégly". Opodstatněnost tohoto přiřazení je dána dominantním plošným rozšířením spodnobadenských jílů oproti ostatním.

Nepřesné časové zařazení jílů je způsobeno obtížnou identifikací, kdy jednotlivé jíly nejsou lehce vizuálně odlišitelné a pro inženýrskogeologickou praxi není detailní zařazení natolik zásadní. Proto ani na základě revize popisů z IG průzkumů není možno snadno zpětně zařadit zastižené jíly do správného stupně stáří. Tento text proto prezentuje souborně vlastnosti neogenních jílů a nenárokuje si odlišení pro jíly různého stáří v rámci neogénu.

Metodika

Pro rozšíření znalosti základních geomechanických charakteristik neogenních jílů byl vytvořen rozsáhlý soubor hodnot fyzikálně-mechanických vlastností z rešeršních údajů z 81 zpráv inženýrskogeologických průzkumů na území brněnské aglomerace. Celkem byla zpracována data ze 180 vrtů, v rámci nichž byly provedeny zkoušky na 452 vzorcích jílů z hloubek od 1 metru až do 60 metrů



Obr. 1: Rozšíření sedimentů karpatské předhlubně na území města Brna s vyznačenou polohou vrtů, z nichž byly analyzovány vzorky neogenních jílů.
Fig. 1: Extension of the sediments of the Carpathian foredeep in Brno area. There are marked locations of drills from which were analyzed Neogene clays.

pod terénem. Lokalizace vrtů, z nichž pochází analyzované jíly v rámci prostoru města Brna, je zobrazena na obrázku 1.

Analýza dat byla zaměřena na sledování základních fyzikálních a indexových vlastností (w vlhkost, konzistenční meze w_l a w_p, index plasticity I_p, index konzistence I_c, objemová hmotnost ρ, zdánlivá hustota pevných částic ρ_s, objemová hmotnost suché zeminy ρ_d, pórovitost n, stupeň nasycení S_r) a pevnostní charakteristiky (totální soudržnost c_u, totální úhel vnitřního tření φ_u, efektivní soudržnost c´, efektivní úhel vnitřního tření φ´). Všechny sledované vlastnosti jsou uvedeny v tabulkách 1 a 2.

Pro získání reprezentativních hodnot neogenních jílů byly sestaveny histogramy. Histogram je sloupcový diagram, který na ose x zobrazuje intervaly tzv. třídy zjištěných hodnot, zatímco osa y znázorňuje absolutní počet vzorků, které těchto hodnot nabývají. Na základě nich byly odečteny širší rozsahy nejčastěji zastoupených hodnot a byl dopočten modus.

Uvedeny jsou minimální i maximální hodnoty jednotlivých vlastností (anomální hodnoty). Pro jednotlivé parametry je uveden aritmetický průměr, který se stal častým nástrojem při vyhodnocování vlastností v inženýrsko-geologických zprávách. Vhodnost použití aritmetického průměru je však omezená (zahrnuje v sobě výrazný vliv odlehlých hodnot souboru dat), proto jsou v tabulkách zobrazeny i výsledky dopočtených modů z vytvořených histogramů. Modus charakterizuje typickou hodnotu souboru dat a byl vypočítán na základě nejčetněji zastoupených tříd a představuje tak jakousi typickou „nejčastější" hodnotu pro brněnský neogenní jíl.

$$\hat{x} = d_m + \frac{n_m - n_{m-1}}{2n_m - n_{m-1} - n_{m+1}}\ h$$

Kde x̂ je modus, d_m je dolní mez modální třídy, n_m je četnost modální třídy, n_{m-1} je četnost třídy předcházející modální třídě, n_{m+1} je četnost třídy následující po modální třídě, h je četnost třídy.

Tab. 1: Fyzikální a indexové vlastnosti neogenního jílu na území města Brna.
Tab. 1: Physical and index properties of Neogene clay in Brno area.

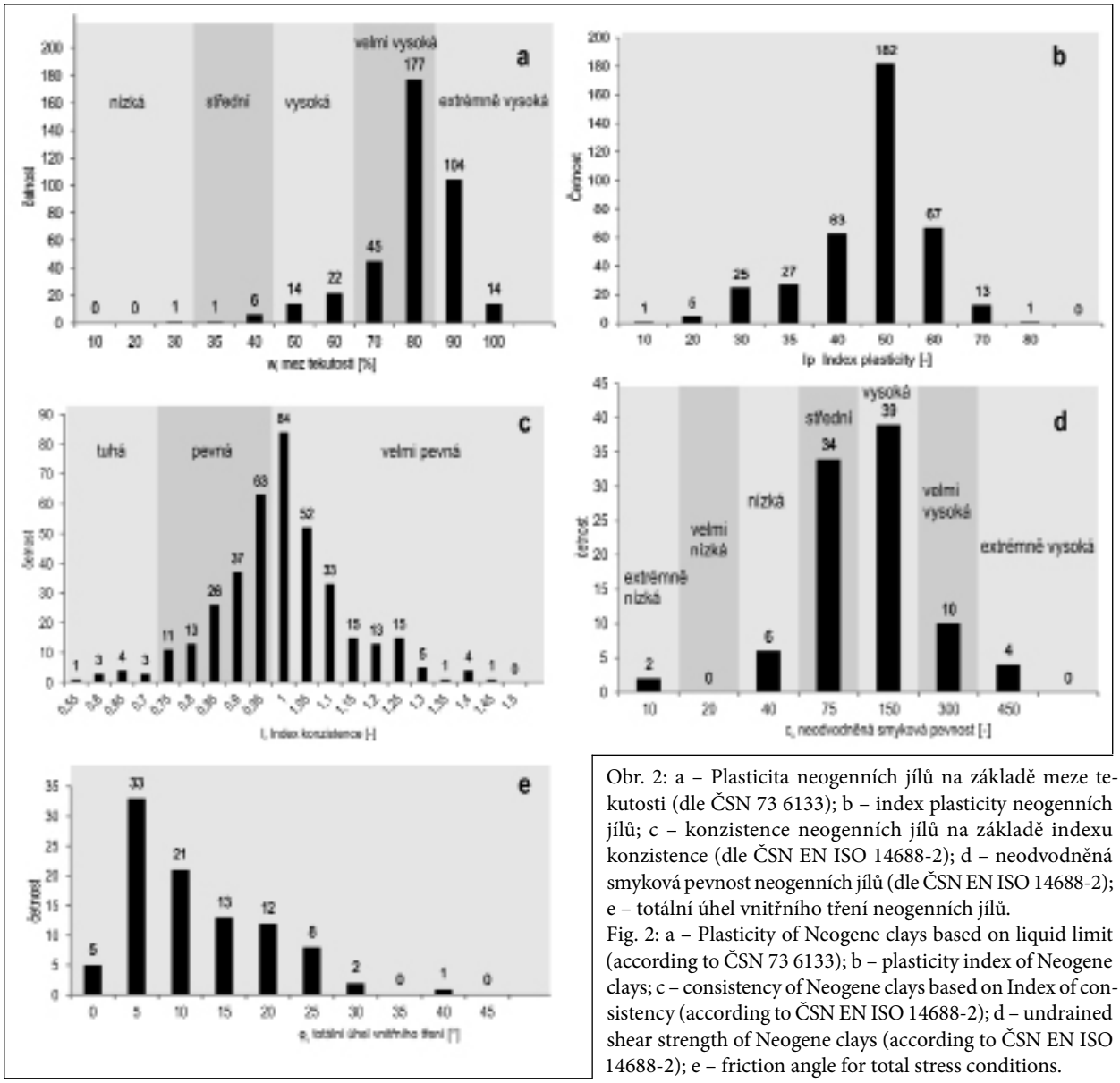
	w [%]	w_l [%]	w_p [%]	I_p [%]	I_c [–]	ρ [kg.m^{-3}]	ρ_d [kg.m^{-3}]	ρ_s [kg.m^{-3}]	n [%]	S_r [%]
počet vzorků	452	385	385	385	385	278	310	245	226	265
minimální hodnota	9,6	28,02	8	8,78	0,55	1676	1131	2581	31	73
maximální hodnota	48,1	97,2	46	72	1,44	2195	1891	2839	61	100
aritmetický průměr	31,7	74,5	31,0	43,4	1,0	1880,3	1438,1	2728,1	47,8	94,2
modus	34,9	78,4	31,9	44,1	1,0	1868,3	1396,0	2722,0	48,5	98,7
nejčastější rozsah	30,1–39,0	60,1–80,0	24,1–38,0	35,1–60,0	0,81–1,10	1781–1960	1281–1520	2701–2750	44,1–52,0	92,1–100,0

Tab. 2: Parametry smykové pevnosti neogenního jílu na území města Brna.
Tab. 2: Shear strength parameters of the Neogene clay in Brno area.

	c_u [kPa]	φ_u [°]	c´ [kPa]	φ´ [°]
počet vzorků	95	95	56	56
minimální hodnota	4,0	0,0	0,0	8,0
maximální hodnota	400,0	37,6	104,0	30,8
aritemtický průměr	103,3	9,3	31,5	18,4
modus	86,1	3,6	23,1	17,6
nejčastější rozsah	75,1–150,0	0,1–10,0	4,1–40,0	10,1–25,0

Výsledky

V tabulce 1 jsou zobrazeny zjištěné hodnoty fyzikálních a indexových vlastností neogenního jílu na území Brna. Tyto vlastnosti charakterizují jednotlivé fáze v zemině (voda, vzduch, pevné částice). Zkoušky stanovující tyto parametry jsou časté, proto je vyhodnocený soubor dat rozsáhlý. Pokud je nutné použít pro stanovení typických hodnot brněnských jílů jednu hodnotu, lze užít jak aritmetického průměru, tak modu. Díky rozsáhlejšímu souboru



Obr. 2: a – Plasticita neogenních jílů na základě meze tekutosti (dle ČSN 73 6133); b – index plasticity neogenních jílů; c – konzistence neogenních jílů na základě indexu konzistence (dle ČSN EN ISO 14688-2); d – neodvodněná smyková pevnost neogenních jílů (dle ČSN EN ISO 14688-2); e – totální úhel vnitřního tření neogenních jílů.
Fig. 2: a – Plasticity of Neogene clays based on liquid limit (according to ČSN 73 6133); b – plasticity index of Neogene clays; c – consistency of Neogene clays based on Index of consistency (according to ČSN EN ISO 14688-2); d – undrained shear strength of Neogene clays (according to ČSN EN ISO 14688-2); e – friction angle for total stress conditions.

(stovky vzorků) dat není aritmetický průměr extrémně ovlivněn odlehlými hodnotami a poměrně koresponduje s hodnotou modu.

Na základě zpracovaných hodnot lze konstatovat, že neogenní jíly na území města Brna jsou zeminy dosahující obvykle hodnot vlhkosti w 30,1–39,0 %. Mez tekutosti w_l se nejčastěji pohybuje v rozsahu 60,1–80,0 % a mez plasticity w_p 24,1–38,0 %. Z porovnání vlhkosti a Atterbergových mezí vyplývá, že vlhkost neogenních jílů se často pohybuje nad mezí plasticity, jíly jsou tedy zpravidla v plastickém stavu. Dle klasifikace plasticity na základě meze tekutosti w_l (ČSN 73 6133) řadíme neogenní jíly mezi velmi vysoce až extrémně vysoce plastické zeminy (viz obr. 2a).

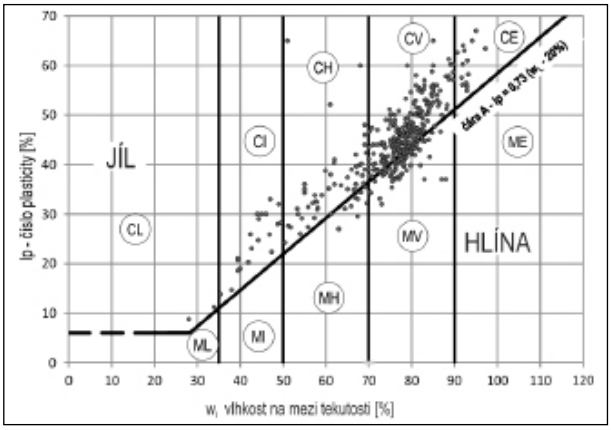
Index plasticity I_p (viz obr. 2b) prokazuje, že neogenní jíly bývají v plastickém stavu obvykle při vlhkostech 35,1–60,0 %. Tyto vysoké hodnoty I_p potvrzují značné zastoupení jílových minerálů, které způsobuje vysokou plasticitu. Stupeň konzistence I_c bývá 0,81–1,11 (obr. 2c), proto jíly obvykle náleží konzistenci pevné až velmi pevné (ČSN EN ISO 14688-2).

Objemová hmotnost ρ se nejčastěji pohybuje v rozsahu 1 781–1 960 kg.m^{-3}, objemová hmotnost suché zeminy ρ_d 1 281–1 520 kg.m^{-3} a zdánlivá hustota pevných částic ρ_s je od 2 701 do 2 750 kg.m^{-3}. Jíly mají poměrně vysokou pórovitost n 44,1–52,0 % a jsou vysoce nasycené, často i zcela nasycené vodou S_r od 92,1 do 100 %.

Dle norem ČSN EN ISO 14688-1 a 14688-2 jsou neogenní jíly jemnozrnné zeminy patřící převážně do zemin typu Cl (jíl) a siCl (prachovitý jíl), při vyšším zastoupení písčité složky pak saCl (písčitý jíl). Dle mezinárodní klasifikace UCSC („Unified soil classification system") dříve zahrnuté v ČSN 73 1001 (dnes neplatná) a nyní používané v rámci ČSN 73 6133 se jedná o jemnozrnné zeminy tříd F7 a F8. Některé vzorky byly zařazeny k hlínám – hlína s vysokou plasticitou (F7 MH) a hlína s velmi vysokou plasticitou (F7 MV). Většina náleží jílům F8 jíl s vysokou plasticitou (F8 CH), velmi vysokou plasticitou (F8 CV) až s extrémně vysokou plasticitou (F8 CE). Klasifikace zemin vychází z Casagrandeho plasticitního diagramu. Na obrázku 3 je vyznačena pozice všech analyzovaných vzorků se zařazením v rámci plasticitního diagramu. Méně zastoupené jsou jíly se střední plasticitou (F6 CI), případně jíly s nízkou plasticitou (F6 CL). Mimo diagram spadají z celého souboru dat pouze 3 vzorky s vyšším zastoupením písčité složky, jedná se o jíl písčitý (F4 CS).

V tabulce 2 jsou zobrazeny parametry smykové pevnosti brněnských neogenních jílů (mechanické vlastnosti charakterizující zeminu při porušení). Mechanické vlastnosti nebývají stanovovány tak často a proto se podařilo sestavit o něco menší soubor dat (desítky vzorků), ve kterém je aritmetický průměr výrazně posunut anomálními hodnotami. Proto je lepší používat pouze modus, který lépe koresponduje s histogramy četnosti.

Na základě principu efektivních napětí jsou rozlišeny totální parametry smykové pevnosti c_u, φ_u a efektivní parametry smykové pevnosti c´, φ´. Všeobecně se dá usuzovat, že jíly jakožto typické soudržné zeminy budou



Obr. 3: Casagrandeho plasticitní diagram s vyznačenými vzorky z neogenních jílů (dle ČSN 73 6133).
Fig. 3: Casagrande plasticity chart with marked samples of Neogene clays (according to ČSN 73 6133).

mít nízký úhel vnitřního tření a vysokou soudržnost a to jak v totálních, tak i efektivních parametrech.

Neodvodněná totální soudržnost (koheze) c_u je častá v rozsahu 40,1–150,0 kPa. Dle ČSN EN ISO 14688-2 se jedná převážně o střední až vysokou neodvodněnou smykovou pevnost (viz obr. 2d). Na dvou vzorcích z průzkumu pro Královopolský tunel (Rupp 2002) však byla dokonce zastižena i hodnota extrémně nízká c_u s hodnotami 4 a 6 kPa.

Úhly vnitřního tření φ_u dosahují dle předpokladu nižších hodnot hlavně od 0,1 do 10, 0° (viz obr. 2e). Dokonce u 5 vzorků dosahoval přímo 0, což v teorii mechaniky zemin odpovídá ideálně soudržné, plně nasycené zemině.

V efektivních parametrech, kdy neuvažujeme vliv pórových tlaků, je efektivní soudržnost c´ nižší než v totálních parametrech, obvykle 4,1–40,0 kPa. I v hodnotách efektivní soudržnosti je celkem zastoupeno 5 vzorků s hodnotou nulové soudržnosti. Úhel vnitřního tření bývá φ´ 10,1–25,0°.

Nulová soudržnost (c_u, c´) ani její extrémně nízké hodnoty nejsou pro jíly typické. Možným vysvětlením těchto anomálních hodnot je buď porušení vzorku při jeho odběru, případně odebrání vzorků oslabených předchozími svahovými pohyby, kdy stanovená pevnost odpovídá pevnosti reziduální.

Inženýrskogeologické zhodnocení neogenních jílů

Díky dobré vrtné prozkoumanosti Brna s dostatkem analýz neogenních jílů lze jejich geomechanické vlastnosti poměrně dobře posoudit. Byly zhodnoceny všechny základní popisné a fyzikální parametry, které se používají pro geotechnické výpočty.

Soubor dat však charakterizuje neogenní jíly zastižené na území města Brna bez bližšího zařažení do stupně neogénu. Lze předpokládat, že odlišné litologické vlastnosti těchto jílů se budou odrážet i v mechanických vlastnostech. Tomuto studiu je však nutno věnovat samostatný výzkum s podrobným zaměřením na jednotlivé parametry.

Neogenní jíly na území města Brna jsou soudržné, jemnozrnné zeminy s vysokým stupněm plasticity. Jedná se hlavně o zeminy s vysokou až extrémně vysokou plasticitou F7 (MH, MV) a F8 (CH, CV, CE). Plasticita jílů je

způsobena vysokým zastoupením jílových minerálů, které zásadně ovlivňují vlastnosti těchto zemin. Obvykle se vyskytují v pevné až velmi pevné konzistenci. Neogenní jíly (zeminy tříd F7 a F8) jsou nevhodné do násypu a nevhodné do podloží vozovky (ČSN 73 6133).

Vyšší podíl jílových expandabilních minerálů (illit/smektit, smektit, illit, kaolinit), způsobuje objemovou nestálost jílů. Ta je zapříčiněna schopností těchto minerálů vázat do své krystalové mřížky vodu.

Vysoký obsah jílových minerálů způsobuje vysokou namrzavost těchto zemin. Vhodné je proto zakládat do větších hloubek, v nichž nedochází k ovlivnění základové půdy vlivem klimatických podmínek (promrzání a vysychání). Minimální doporučená hloubka založení je 1,6 m pod upraveným terénem (dle ČSN 73 1001). Pokud není základová spára uložena v dostatečné hloubce, může vlivem vlhkostních změn docházet k bobtnání a smršťování zeminy a tím nadzvedávání konstrukce.

Vysoká plasticita zároveň způsobuje nízkou propustnost. Praktickým důsledkem pro zakládání staveb je dlouhodobá konsolidace těchto zemin, která může probíhat až několik desítek let po dokončení stavby. Vzniká i vyšší pravděpodobnost nerovnoměrného sedání.

Vysoká plasticita podmiňuje vysokou stlačitelnost a proto je nutné počítat s tím, že tyto zeminy jsou hodně stlačitelné.

Neogenní jíly jsou zeminy náchylné k sesouvání, v nichž vznikají zpravidla mělké smykové plochy (Šamalíková 1982). Na území města Brna je zdokumentována řada sesuvů, které zásadně porušily kvalitu těchto základových půd a bylo nutné přistoupit k jejich nákladné sanaci (např. sesuv u vily Tugendhat, na sídlišti v Bystrci, v Medlánkách.)

Zvýšená pozornost by měla být věnována anomálně nízkým hodnotám soudržnosti c_u a c', které by mohly odkazovat na problémové chování jílů, které může být způsobeno právě svahovými pohyby.

Kvůli všem výše zmíněným vlastnostem je nutné tyto neogenní jíly označit jako podmínečně vhodné pro zakládání. Hlavní nepříznivé projevy těchto základových půd jsou vznik objemových změn v podzákladí, malá únosnost, nestejnoměrné sedání a také možnost vzniku svahových pohybů. S ohledem na všechny tyto nepříznivé vlastnosti je nutné v prostoru plánované výstavby provádět podrobný inženýrskogeologický průzkum vycházející z dostatku inženýrskogeologických vrtů a analýz zastižených zemin se stanovením místních charakteristik.

Poděkování

Práce byla podpořena interním projektem ČGS 390003 (Základní geologické mapování území České republiky 1 : 25 000 – oblast Brněnsko). Děkuji Mgr. Lence Kociánové za vytvoření schématu karpatské předhlubně.

Literatura

Buriánek, D. – Bubík, M. – Franců, J. – Fürychová, P. – Havlíček, P. – Gilíková, H. – Janderková, J. – Kašperáková, D. – Krejčí, O. – Krumlová, H. – Kryštofová, E. – Šrámek, J. – Müller, P. – Otava, J. – Paleček, M. – Sedláček, J. – Pecina, V. – Tomanová Petrová, P. – Večeřa, J. – Verner, K. – Vít, J. (2013): Vysvětlivky k Základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 24-342 Brno-jih. 249 s. – MS, Česká geologická služba.

ČNI (2003): ČSN EN ISO 14688-1 Geotechnický průzkum a zkoušení – Pojmenování a zatřiďování zemin – Část 1: pojmenování a popis. – Český normalizační institut. Praha.

ČNI (2005): ČSN EN ISO 14688-2 Geotechnický průzkum a zkoušení – Pojmenování a zatřiďování zemin – Část 2: Zásady pro zatřiďování. – Český normalizační institut. Praha.

ČNI (2010): ČSN 73 6133 Návrh provádění zemního tělesa pozemních komunikací. – Český normalizační institut. Praha.

Hanžl, P. – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Dolníček, Z. – Dvořák, I. – Fürychová, P. – Havlín, A. – Hrdličková, K. – Kociánová, L. – Konečný, F. – Krejčí, O. – Krejčí, Z. – Krumlová, H. – Kryštofová, E. – Müller, P. – Paleček, M. – Pecina, V. – Pecka, T. – Poul, I. – Rez, J. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Slobodník, M. – Šrámek, J. – Tomanová Petrová, P. – Večeřa, J. – Vít, J. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000 24-324 Brno-sever. – MS, Česká geologická služba.

Rupp, D. (2002): Brno – VMO Dobrovského, průzkumné štoly, dílčí zpráva č. 2. – MS, Geotest.

Šamalíková, M. (1982): Základové půdy Brněnské kotliny. – In: Musil, R. (1980): Kvartér Brněnské kotliny. Sborník referátů pro XI. Kongres INQUA, 249–256, Geografický ústav ČSAV Brno.

ÚNM (1987): ČSN 73 1001 Zakládání staveb. Základová půda pod plošnými základy. – Vydavatelství úřadu pro normalizaci a měření. Praha.

VYUŽITÍ TERÉNNÍHO RENTGENOFLUORESCENČNÍHO SPEKTROMETRU PRO ANALÝZU ORGANOMINERÁLNÍCH MATRICÍ

Applicability of portable x-ray fluorescence spectrometer in organomineral matrix analyses

Milan Geršl[1], Eva Geršlová[2], Pavol Findura[3], Jan Mareček[1]

[1] *Ústav zemědělské, potravinářské a environmentální techniky, AF, Mendelova univerzita v Brně; Zemědělská 1, 613 00 Brno; e-mail: gersl@mendelu.cz*

[2] *Ústav geologických věd, PřF, Masarykova Univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno*

[3] *Katedra strojov a výrobných systémov, Technická fakulta, Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, Trieda A. Hlinku 2, 949 76 Nitra*

Key words: X-Ray fluorescence, portable XRF, soil, organomineral matrix

Abstract

The portable X-ray-fluorescence analyzer (Innov-X Systems, Inc.) is routinely used as screening tool in geochemical and environmental mapping. The applicability in organomineral matrices was not tested yet. The biogas is produced from maize silage, grass silage, beef and pig manure and slurry, sewage sludge, organic wastes from food industries, organic household waste. As the main result the digestate (anaerobic digestion residues) is manufactured. The digestate is used as fertilizer and/or fuel. In the presented study the three reference materials and three samples of the digestate were analyzed 50 times each. RFA analytical conditions for reference material and samples: Innov-X Systems, Inc., Delta, time measurement: 1. beam: energy 1–40 kV, time 140 s.; 2. Beam: energy 2–10 kV, time 140 s., analytical mode: geochem2. Statistical evaluation of the data set allowed comparison among accuracy and reproducibility for organomineral matrices. The results are in good correlation with data from standard elemental analyses. The presented results has proved very good or satisfactory reproducibility for fourteen elements (Al, S, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Sr, Zr, Mo, Ag, Pb, Th). The results for three elements (Al, S, Fe) in digestates have high reproducibility, for the Ag, Mn, Mo, Sr, Zr, Th have good reproducibility. The portable XRF is suitable for the mineral fraction characterization in the agricultural materials such as composts, digestates and silages.

Terénní rentgenofluorescenční analýza

Moderní terénní pracoviště geologických, geochemických, pedologických i jiných oborů v poslední době disponují přenosnými rentgenfluorescenčními analyzátory (RFA). Tyto přístroje se uplatňují při základním geologickém výzkumu, průzkumu ložisek nerostných surovin, odpadovém hospodářství a v environmentálních studiích. Srovnání analýz terénním RFA spektrometrem s laboratorními metodami FAAS provedli např. Mäkinen et al. (2005) a srovnání mezi terénní rentgenovou fluorescencí a ICP-OES testovali Kilbridge et al. (2006). Validaci RFA pro potřeby analýz půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty ve vodních tocích provedli Geršl a Knésl (2009). Cílem práce je ověření využitelnosti terénní rentgenofluorescenční analýzy pro analýzu organominerálních materiálů, především fermentačních zbytků z bioplynových stanic, kompostů, siláže apod.

Terénní rentgenofluorescenční analyzátory umožňují v základním provedení stanovit koncentrace celé řady chemických prvků. Jedná se především o Al, Ag, As, Au, Ba, Bi, Ca, Cd, Cl, Cr, Cu, Fe, Hf, Hg, In, K, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Pd, Rb, Re, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Ta, Ti, Tl, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr. Naopak za problematicky měřitelné lze vzhledem k podobě jejich fluorescenčních spekter označit Mg a Co. Podle údajů výrobců je terénním RFA možné měřit přímo v terénu. Tato měření jsou však silně ovlivněna heterogenitou přírodních materiálů a proměnlivou vlhkostí hodnoceného vzorku. Získané výsledky jsou téměř neopakovatelné. Terénní měření jsou vhodná pro rychlý orientační průzkum. Pokud je cílem měření získat hodnoty s vysokým stupněm opakovatelnosti a správnosti, je nezbytné použít přístroj v laboratoři, resp. v jakémkoliv objektu a vzorky je nutno připravit standardizovaně.

Princip rentgenfluorescenčního stanovení prvků

Působením rentgenového záření (elektromagnetické záření o vlnových délkách 10^{-2}– 10 nm) na chemické prvky jsou elektrony jejich atomů excitovány do vyšších orbitů (energetických hladin) nebo uvolněny z elektronového obalu. Uvolněné místo je obsazeno elektronem z vyšších energetických hladin. Přechod elektronu z vyšší na nižší energetickou hladinu je doprovázen emisí fluorescenčního záření. Na základě znalosti vlastností emitovaného záření je možno identifikovat složení vzorku. Zdrojem záření je rentgenová výbojka, jejíž záření musí mít dostatečnou energii pro excitaci elektronů do vyšších orbitalů. Pro stanovení množství jednotlivých prvků je použita intenzita jejich charakteristických spektrálních linií (Fišera et al. 2003). Záznam výsledků zobrazuje měřený prvek, vypočtenou koncentraci a chybu měření. Tato chyba je vypočtena jako statistická odchylka 1 sigma. Chyba se snižuje s prodlužující se dobou měření. Ve výsledcích je uveden seznam prvků, jejichž koncentrace jsou pod detekčním limitem. U těchto prvků je zobrazena hodnota menší než LOD (detekční limit). LOD je definován jako trojnásobek statistické chyby vypočtené z měřeného spektra prvku.

Ověření použitelnosti RFA bylo provedeno na fermentačních zbytcích bioplynových stanic. Fermentační zbytek (digestát) je sekundárním výstupním produktem bioplynových stanic. Fermentační zbytek obsahuje vysoké koncentrace celkového dusíku, z čehož 60–80 % představuje dusík amoniakální, dále fosfor a draslík, což zvyšuje

Tab. 1: Statistické zhodnocení výsledků měření referenčních materiálů a reálných vzorků.
Tab. 1: Statistic evaluation of measurement from reference materials and samples.

	Al	S	K	Ca	Mn	Fe	Cu	Zn	Sr	Zr	Mo	Ag	Pb	Th
BBW 07603 GSV-2														
Průměr [ppm]	1143,27	7244,86	16275,25	34099,96	63,28	1481,13		79,08	238,12	7,66	3,26	28,44	56,96	11,31
Medián [ppm]	1090,71	7246,44	16272,27	34074,22	62,59	1480,27		79,23	238,25	7,67	3,08	28,54	56,98	11,42
Rozptyl	70889,80	1462,65	18416,64	127797,57	14,87	255,90		1,63	3,54	0,25	0,39	2,88	0,81	0,71
Sm. odch.	266,25	38,24	135,71	357,49	3,86	16,00		1,28	1,88	0,50	0,62	1,70	0,90	0,84
Prům. odchylka	216,35	29,72	96,91	240,84	3,08	13,40		0,95	1,52	0,39	0,51	1,37	0,71	0,65
Šikmost	0,65	-0,24	-0,90	-1,90	-0,15	0,04		0,10	-0,21	0,14	0,78	0,35	-0,44	-1,17
Nist 2702														
Průměr [ppm]	48705,38	10705,66	20064,28	2804,75	1667,75	71293,34	145,61	496,50	117,17	304,44	12,07		135,21	22,24
Medián [ppm]	49203,57	10642,70	20013,60	2769,35	1667,62	71240,66	145,14	496,48	117,24	303,29	11,64		135,08	21,93
Rozptyl	2546960,99	128793,77	48492,10	19129,42	155,23	68763,53	6,25	19,38	0,86	10,87	2,55		2,37	2,50
Sm. odch.	1595,92	358,88	220,21	138,31	12,46	262,23	2,50	4,40	0,93	3,30	1,60		1,54	1,58
Prům. odchylka	1302,25	339,87	172,40	114,35	9,37	211,45	2,04	3,57	0,80	2,76	1,32		1,20	1,30
Šikmost	-0,94	0,19	1,00	0,77	0,09	0,43	0,53	-0,12	-0,29	0,72	0,86		0,50	0,60
Metranal 19														
Průměr [ppm]	55533,88	18416,19	22729,06	3500,90	412,10	36002,73	113,34	171,42	142,43	182,99	6,93	62,44	57,84	12,48
Medián [ppm]	55345,43	18429,27	22387,31	3517,35	413,50	36043,22	112,15	171,47	142,11	182,88	6,88	62,22	57,74	12,79
Rozptyl	2294637,33	544973,87	960320,94	13435,57	107,41	83920,60	40,88	7,22	4,45	4,35	0,58	12,35	1,36	0,67
Sm. odch.	1514,81	738,22	979,96	115,91	10,36	289,69	6,39	2,69	2,11	2,09	0,76	3,51	1,17	0,82
Prům. odchylka	1241,15	549,86	873,43	95,56	8,06	222,86	5,50	2,17	1,84	1,66	0,61	2,77	0,95	0,69
Šikmost	7,47	7,46	7,47	5,02	-4,08	0,57	-3,75	-4,05	-4,05	-4,06	-2,68	-3,67	-4,02	-3,55
D140009														
Průměr [ppm]	1866,88	7514,27	86269,61	26080,30	332,74	2993,37	149,95	631,19	88,93	6,82		16,42		
Medián [ppm]	1819,00	7670,45	85800,85	26971,09	337,94	2990,31	153,62	647,22	89,49	6,88		16,74		
Rozptyl	99130,51	95039,84	1037304,48	2297296,11	348,24	10260,83	54,05	538,19	2,17	0,24		2,48		
Sm. odch.	314,85	308,29	1018,48	1515,68	18,66	101,30	7,35	23,20	1,47	0,49		1,58		
Prům. odchylka	245,69	304,59	943,41	1498,04	17,89	97,83	6,98	22,87	1,35	0,39		1,40		
Šikmost	0,73	-0,08	0,25	-0,06	-0,02	-0,01	-0,11	-0,10	-0,27	0,21		-0,12		
D130026														
Průměr [ppm]	947,05	4359,63	46458,55	24191,23	198,63	1763,01	30,94	222,93	40,53	13,30	4,20	36,60	3,52	17,20
Medián [ppm]	609,10	4359,12	46476,01	24191,77	199,59	1761,66	30,94	223,16	40,60	13,42	4,15	36,41	3,49	17,22
Rozptyl	164934,84	3561,95	44454,97	131037,62	45,62	125,55	2,72	7,35	1,14	0,33	0,26	3,87	0,49	0,31
Sm. odch.	406,12	59,68	210,84	361,99	6,75	11,20	1,65	2,71	1,07	0,57	0,51	1,97	0,70	0,56
Prům. odchylka	379,97	54,40	188,32	355,58	5,48	9,64	1,24	2,35	1,02	0,46	0,41	1,54	0,57	0,41
Šikmost	0,61	0,25	0,00	0,01	-0,66	-0,19	-0,89	0,12	-0,04	-0,41	0,68	0,14	0,04	-0,46
D130028														
Průměr [ppm]	1352,26	7279,58	33680,10	24708,58	305,13	3261,29	75,64	339,48	55,18	11,29	5,52	30,86		16,92
Medián [ppm]	1348,46	7167,26	20846,14	24090,46	295,97	3299,17	55,93	262,38	46,69	12,26	4,67	34,34		16,27
Rozptyl	180862,99	70931,43	666136989,34	1970780,31	491,23	8973,15	1640,03	24678,42	306,53	5,34	3,80	62,49		2,66
Sm. odch.	425,28	266,33	25809,63	1403,84	22,16	94,73	40,50	157,09	17,51	2,31	1,95	7,90		1,63
Prům. odchylka	317,62	210,49	20647,39	1115,94	17,38	78,22	32,37	125,65	14,00	1,82	1,54	6,17		1,29
Šikmost	0,37	1,52	1,60	1,55	1,46	-1,09	1,59	1,60	1,60	-1,52	1,48	-1,56		1,23

kladný vliv digestátu při aplikaci na zemědělskou půdu (Tambone et al. 2009). Hodnota pH fermentačního zbytku je obvykle 7,5–8,3 (Gómez et al. 2007). Fermentační zbytek je aplikován na půdu jako hnojivo, pokud nesplňuje požadavky legislativy je používán jako vstupní materiál v kompostárnách, rekultivační materiál nebo po vysušení jako palivo. Pro všechny tyto aplikace jsou informace o prvkovém složení, případně o obsazích toxických kovů, poměrně zásadní. V současné době jsou opomíjeny. Proto jako pilotní byly vybrány vzorky fermentačních zbytků z bioplynových stanic.

Příprava vzorků a metodika měření

Celkem bylo měření realizováno na 3 komerčně vyráběných referenčních materiálech (RM) a 3 vzorcích digestátu z bioplynové stanice. Každé měření bylo 50× opakováno. Analyzované vzorky byly nejprve sušeny při teplotě 105 °C, následně mlety střižným mlýnem, homogenizovány a sítovány na podsítnou frakci sítem s velikostí oka 0,100 mm. Referenční materiály byly před analýzou pouze sušeny. Všechny vzorky byly analyzovány v plastových kyvetách pro XRF s mylarovou krycí fólií. Kyvety zajišťují jednotnou geometrii vzorku i prostupnost rentgenového záření definovanou vlastnostmi mylarové fólie.

Podmínky analýzy RFA pro RM i reálné vzorky: Innov-X Systems, Inc., Delta, doba měření: 1. 1–40 kV 140 s.; 2. 2–10 kV 140 s., analytický mód: geochem2. Počet opakování každého měření: 50×. Před měřením byl přístroj standardizován vnějším standardem dodaným výrobcem. Hodnoty menší než LOD byly pro potřeby této studie nahrazeny hodnotou = 0,25 × 1 sigma. Naměřená data byla zpracována pomocí programu StatSoft, Inc. (2011), STATISTICA (data analysis software system), ver. 10.

Použité referenční materiály

GBW07603 (GSV-2) – větve a listy keřů
– Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Langfang Čína
Nist 2702 – mořský sediment, přístav Baltimore, USA
– Inorganic Ventures, USA
Metranal 19 – zemědělská půda písčito-jílovitá
– Analytika s. r. o, ČR

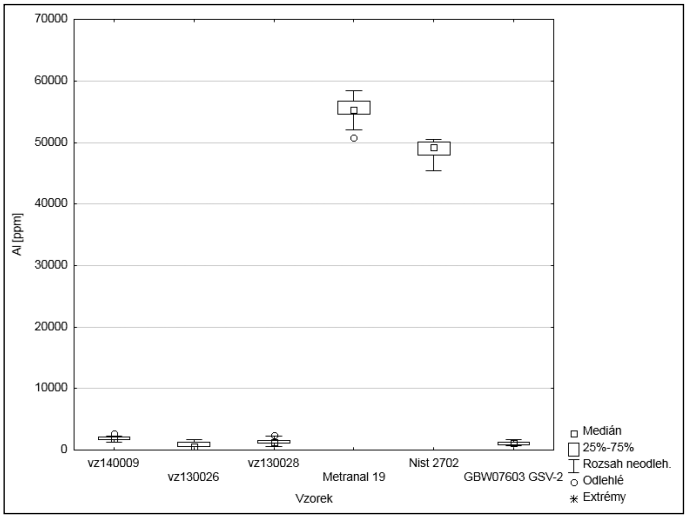
Měřené reálné vzorky

D130026 – Fermentační zbytek, Želatovice, 7. 2013
D130028 – Fermentační zbytek, Čejč, 8. 2013
D140009 – Fermentační zbytek, Čejč, 1. 2014

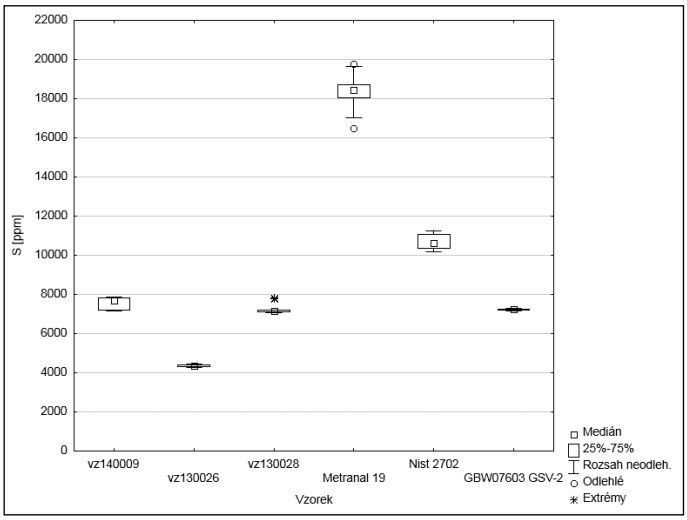
Výsledky měření a diskuze

Referenční materiály byly vybírány s ohledem na vhodnost matricí a přítomnost zájmových prvků. Analýza reálných vzorků pak musela být v souladu s dostupnými standardy a s prvky obsaženými v daných materiálech. Z těchto důvodů bylo přistoupeno k měření prvků: Al, S, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Sr, Zr, Mo, Ag, Pb a Th. Získaná data byla zhodnocena statistickými procedurami s cílem zjistit rozptyl dat, resp. opakovatelnost měření, směrodatnou odchylku a šikmost datového souboru. Výsledky jsou uvedeny v tab. 1. Pro hodnocení datových souborů byl použit software MS Excel a Statistica 10, StatSoft, Inc.

V případě Al, S, Fe jsou výsledky měření organických materiálů výborné a je možno je považovat za spolehlivější, než podobná stanovení u minerálních vzorků. Rozptyl naměřených hodnot je zřetelně nižší u organických materiálů (obr. 1 a obr. 2). Dobrou opakovatelnost poskytují také měření Ag, Mn, Mo, Sr, Zr, Th. A to i s ohledem na skutečnost, že se snižující se koncentrací spolehlivost měření klesá (Geršl – Knésl, 2009). Za vyhovující lze považovat stanovení Cu, Pb. Cu však není obsažena v RM GBW07603 (GSV-2) a Pb se ve 2 vzorcích fermentačních zbytků pohybovalo pod detekčním limitem (LOD). Kvalitu rutinních měření v reálných provozech lze zvýšit použitím korekčního faktoru (*kor_faktor*). Ten je vypočten pro každý měřený prvek zvlášť z *certifikované koncentrace* (*koncentrace_crt*) obsažené v referenčním materiálu, z *průměrné koncentrace* (*koncentrace_avg*) získané výpočtem průměru z 50 měření tohoto materiálu a z *továrního faktoru* udaného výrobcem RFA. Tímto faktorem se následně násobí naměřené hodnoty. Referenční materiál musí svým složením odpovídat měřené matrici a obsahům prvků v ní přítomných.



Obr. 1: Krabicový diagram naměřených hodnot koncentrací hliníku (Al).
Fig. 1: Box diagram of measured aluminum (Al) concentration data.



Obr. 2: Krabicový diagram naměřených hodnot koncentrací síry (S).
Fig. 2: Box diagram of measured sulphur (S) concentration data.

$$Kor_faktor = \frac{koncentrace_crt}{koncentrace_avg} * faktor_tovární$$

Závěr

Výsledky provedených stanovení ukázaly u 14 prvků (Al, S, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Sr, Zr, Mo, Ag, Pb, Th) velmi dobrou, případně vyhovující opakovatelnost vyjádřenou rozptylem hodnot datového souboru a odvozené směrodatné odchylky. Hodnota šikmosti datových souborů dokládá vyrovnané výsledky měření, včetně měření organominerálních materiálů. Měření organominerálních směsí s nízkou směrodatnou odchylkou (rozptylem) a tedy vysokou opakovatelností poskytují Al, S, Fe. Velmi dobré výsledky poskytují Ag, Mn, Mo, Sr, Zr. Oproti minerálním materiálům poskytují vyšší směrodatné odchylky a horší opakovatelnost, avšak dobře použitelné výsledky poskytují K, Ca, Zn. Chování Cu a Pb nelze posoudit v celé šíři, Cu není obsažena v RM z větví a listů keřů, Pb bylo ve 2 reálných vzorcích pod limitem stanovení.

Vnější standard dodávaný výrobcem umožňuje standardizovat podmínky měření. Kvalitu rutinně získávaných dat lze posoudit pouze použitím řady referenčních materiálů, které pokrývají požadované prvkové spektrum a široký interval koncentrací sledovaných prvků. Z měření referenčních materiálů je nutné stanovit korekční faktory a ty použít pro úpravu naměřených dat. Takto upravená data poskytují informace pro rychlou orientaci při terénních pracích, obzvláště při environmentálním posouzení kontaminací půd, sedimentů i materiálů s vysokým podílem organické hmoty. Přístroj může ušetřit náklady na laboratorní práce, kdy je po pilotním měření možno zadávat jen vzorky s určitými koncentracemi zájmových prvků. Rovněž se nabízí možnost posuzování velkého množství vzorků a levného posouzení rozptylu koncentrací prvků v širokém rozsahu množství technologického materiálu.

Poděkování

Studie byla uskutečněna díky finanční podpoře projektu Postdoktorské pozice v technických a ekonomických oborech na MENDELU CZ.1.07/2.3.00/30.0031.

Literatura

Fišera, M. – Juna, M. – Mihaljevič, M. – Pokorný, J. – Rubeška, I. – Sixta, V. – Šulcek, Z. – Veselý, J. (2003): Analytical methods. – In: Pašava, J. – Kříbek, B. (2003): Geochemical Prospecting Methods and Their Environmental Aplications. – Textbook of Geochim postgradual training course, Czech Geological Survey Prague.

Geršl, M. – Knésl, I. (2009): Validace terénního rentgen-fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýz půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2008, 17, 126–130.

Gómez, X. – Cuetos, M. J. – García, A. I. – Morán, A. (2007): An evaluation of stability by thermogravimetric analysis of digestate obtained from different biowastes. – Journal of Hazardous Materials, 149, 97–105.

Kilbridge, C. – Poole, J. – Hutchings, T. R. (2006): A comparison of Cu, Pb, As, Cd, Zn, Fe, Ni and Mn determined by acid extraction/ICP–OES and ex situ field portable X-ray fluorescence analyses. – Environmental Pollution, 143, 16–23.

Mäkinen, E. – Korhonen, M. – Viskari, E. L. – Haapamäki, S. – Järvinen, M. – Lu, L. (2005): Comparison of XRF and FAAS methods in analysing CCA contaminated soils. – Water, Air, and Soil Pollution, 171, 95–110.

Tambone, F. – Genevini, P. – D'Imporzano, G. – Adani, F. (2009): Assessing amendment properties of digestate by studying the organic matter composition and the degree of biological stability during the anaerobic digestion of the organic fraction of MSW. – Bioresource Technology, 100, 3140–3142.

SULFIDICKÉ FÁZE VE STŘEDOVĚKÝCH STRUSKÁCH PO TAVBĚ Ag RUD V JIHLAVSKÉM A HAVLÍČKOBRODSKÉM RUDNÍM REVÍRU

Sulphidic phases in medieval slags after smelting of Ag ores in the Jihlava and the Havlíčkův Brod Ore Districts

Jaroslav Kapusta[1], Kateřina Janíčková[2], Zdeněk Dolníček[1], Karel Malý[3]

[1] Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: jaroslav.kapusta@gmail.com

[2] Muzeum regionu Valašsko, muzeum ve Valašském Meziříčí, Zámecká 3, 757 01 Valašské Meziříčí

[3] Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava

(23-23 Jihlava, 23-22 Žďár n. Sázavou)

Key words: Havlíčkův Brod Ore District, Jihlava Ore District, slags, sulphidic phases, heavy metals

Abstract

Sulphide phases were studied in glassy and crystalline slags after smelting of polymetallic ores from the Jihlava and the Havlíčkův Brod Ore Districts. Sulphides usually form droplets from μm to mm in diameter. They exhibit complex composition with prevalence of pyrrhotite and sphalerite. Rudashevskyite (Fe,Zn)S occurs as a result of isomorphic substitution of Fe by Zn. Cu was rarely identified as native metal but usually it represents an admixture in a Cu-Fe-S phase with stoichiometry close to bornite. Pb is mainly present as galena or lead monoxide. Native silver as well as Ba-analogon of apatite were also identified. For evaluation of potential release of heavy metals due to the preferential dissolution of sulphides and metallic phases, leaching tests in aqueous solution of sodium acetate were carried out. Data from leaching tests were compared with limit values defined by USEPA (1994) for solid wastes. The limit values were not exceeded only in case of Cd and As. The limit for Pb was exceeded in all cases except for one sample. For assessing of Zn and Cu limits for acute toxicity defined for aquatic habitats (USEPA 2006) were used; the obtained concentrations in leachates were several orders of magnitude higher.

Úvod

Sulfidické fáze jsou vzhledem k charakteru zpracovávané rudy poměrně běžnou součástí středověkých strusek (např. Manasse a Mellini 2002). Podmínkou jejich přítomnosti je dostatek S ve vsázce (Ettler et al. 2009). Obsahy síry byly přímo ovlivňovány způsobem úpravy vytěžené rudy. Prvotním krokem bylo drcení a postupné koncentrování užitkové složky na tzv. rudní koncentrát. Vzhledem k použité technologii redukční tavby bylo nutné tento meziprodukt pražit, což vedlo k postupné oxidaci sulfidů a ztrátě většiny síry do kouřů. Jakost tohoto procesu byla posuzována čistě senzoricky. Takto připravený materiál již bylo možné hutnicky zpracovat redukčním tavením (Vaněk a Velebil 2007). Přítomnost sulfidických fází stejně jako zvýšené obsahy S ve skle strusek tudíž informují o dokonalosti této přípravné práce (Vítková et al. 2010).

Sulfidické fáze zároveň představují významné nositele těžkých kovů. Proto společně s jejich relativně malou stabilitou v zóně zvětrávání představují určitá environmentální rizika (Ettler et al. 2003).

Metodika

Fázové složení strusek bylo stanoveno studiem leštěných výbrusů za pomoci polarizačního mikroskopu v procházejícím i odraženém světle na katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci. Chemismus jednotlivých fází byl určen bodovými analýzami metodou WDX na elektronové mikrosondě CAMECA SX100 instalované na společném pracovišti Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity a České geologické služby v Brně (analytik P. Gadas). Zároveň byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech. Celkový chemismus byl stanoven v Kanadě v laboratořích ACME. Hlavní oxidy byly analyzovány metodou ICP-ES, ostatní komponenty metodou ICP-MS. Celkový uhlík a síra byly stanoveny na analyzátoru Leco. Loužící test byl proveden podle metodiky uvedené Ettlerem et al. (2009), která vychází z protokolu definovaného USEPA (1994). Označen je jako TCLP – Toxicity Characteristic Leaching Procedure a je určen pro posouzení loužitelnosti toxických prvků z pevných odpadů. Do 200ml PE lahví vymytých destilovanou vodou byly umístěny 5g navážky strusek rozemletých na analytickou jemnost. Následně bylo přidáno 100 ml roztoku octanu sodného (příprava viz Ettler et al. 2009 – poměr pevné a kapalné fáze 1 : 20). Lahve byly uzavřeny a ponechány reagovat 24 h při teplotě 22 °C. Těžké kovy a metaloidy ve výluzích byly analyzovány metodou AAS v chemické laboratoři Ústavu geologických věd PřF MU v Brně (analytik P. Kadlec).

Výsledky

Celkem bylo vybráno sedm lokalit, tři v jihlavském (PL, JS a ČP) a čtyři v havlíčkobrodském rudním revíru (1, 2, 3 a 4). Bližší popis odběrových míst uvádí Kapusta (2012, 2013) a Janíčková (2012). Vzorky pro laboratorní studium byly získány povrchovým sběrem a odběrem z mělkých sondáží.

Mnohdy je na základě barevné odlišnosti a strukturně texturních znaků vymezováno několik typů strusek (Bachmann 1982). V rámci uvedených lokalit je možné strusky rozdělit v zásadě na dvě velké skupiny, a to strusky krystalické a sklovité.

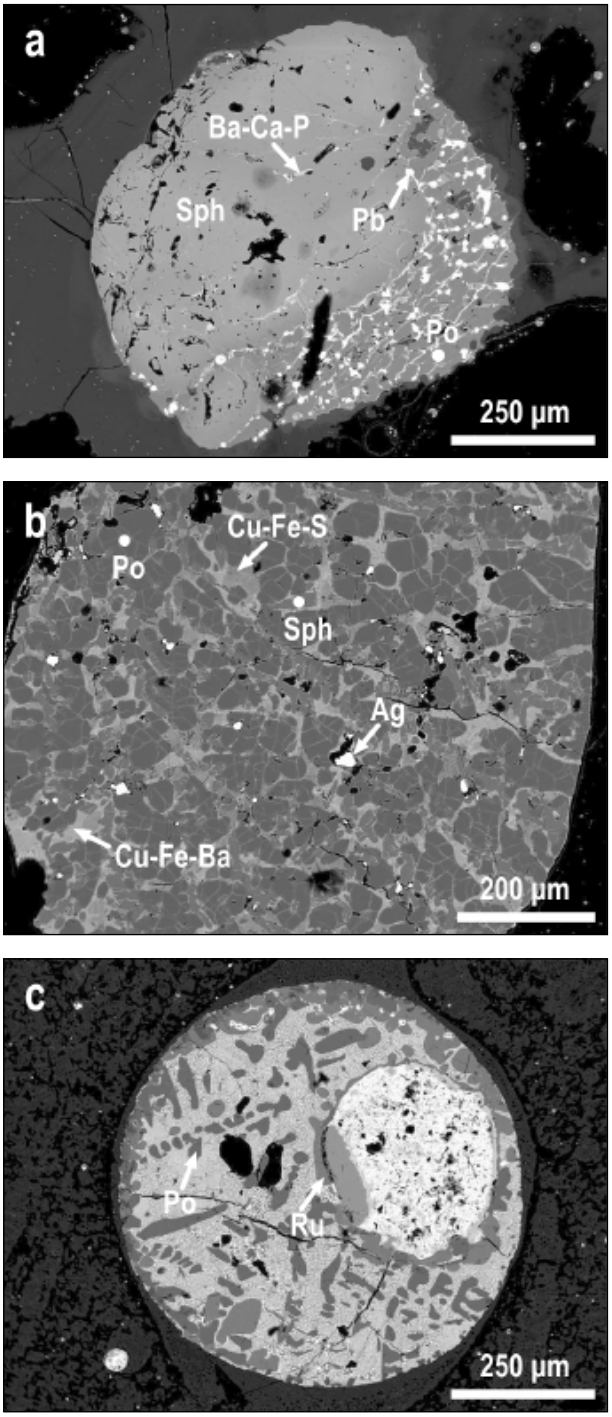
Strusky středověké mají ve srovnání s moderními analogy komplexnější chemické složení s převahu SiO_2 a FeO (viz tab. 1). Poměrně stabilní jsou obsahy Al_2O_3

Tab. 1: Celkový chemismus strusek (oxidy ve hm. %, stopové prvky v ppm). TOT/C – celkový uhlík, TOT/S – celková síra, LOI – ztráta žíháním, g – sklovitá struska, c – krystalická struska.
Tab. 1: Bulk chemical composition of slags (oxides in wt. %, trace elements in ppm). TOT/C – total carbon, TOT/S – total sulphur, LOI – loss on ignition, g – glassy slag, c – crystalline slag.

vzorek	1.7	2.2	3.3	3.5	4.1	PL 1	PL 2
typ	g	c	c	c	g	c	c
P_2O_5	0,35	1,38	0,49	0,53	0,30	0,37	0,58
SiO_2	47,62	44,45	40,25	42,29	49,35	38,33	42,70
TiO_2	0,33	0,41	0,37	0,31	0,28	0,45	0,44
Al_2O_3	7,13	8,07	6,37	6,06	6,88	7,35	7,46
FeO	29,86	22,64	36,19	38,30	24,36	31,10	25,68
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
CaO	3,93	4,54	2,84	2,93	4,97	3,73	3,92
MgO	1,54	1,34	1,11	1,06	2,41	1,81	1,62
MnO	3,83	4,54	1,49	2,01	6,58	1,77	2,48
Na_2O	0,49	0,53	0,39	0,27	0,37	0,49	0,63
K_2O	2,39	2,89	2,15	2,09	2,08	2,60	2,78
TOT/C	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
TOT/S	0,84	0,33	2,25	2,25	0,93	0,66	0,94
LOI	-4,30	-2,10	-3,70	-4,60	-3,60	-2,80	-3,10
suma	**94,07**	**89,05**	**90,25**	**93,54**	**94,96**	**85,90**	**86,18**
Pb	3100	78900	32400	21000	1600	26100	38500
Zn	17100	32300	26500	26300	21400	53400	46300
Cu	989	779	7763	1475	472	2545	1794
Ba	589	733	700	404	409	14800	18800
Ag	54	50	56	38	84	47	25
As	29	43	50	55	34	10	35
Sb	9,1	142	43	15,3	8,7	25,8	40,6
Cd	1,7	0,7	1,4	1,2	1	1,9	2,1

a K_2O. Na rozdíl od ostatních lokalit českých i zahraničních jsou studované vzorky chudé na vápník (maximum 4,97 hm. % CaO pro havlíčkobrodské strusky). V menší míře je zastoupen MgO (až 2,41 hm. %). Strusky odebrané v Jihlavě jsou typické vysokými obsahy BaO a havlíčkobrodské navýšeným MnO (až 6,58 hm. %). Pro tento typ strusek jsou charakteristické také vyšší obsahy PbO (max. 7,89 hm. %) a ZnO (až 5,34 hm. %). Obsahy As a Sb nepřesahují stovky ppm.

Vzorky krystalické jsou kompozičně komplexnější a vedle skla je dominantní fayalitovým koncovým členem bohatý olivín proměnlivé morfologie. Z dalších silikátů je pro jihlavský region charakteristická přítomnost Ba bohatého živce. Strusky havlíčkobrodské obsahují pyroxen s převahou ferosilitové komponenty (až 85 mol. % Fs). Ca bohatší silikáty, jako např. melilit, chybí. Sklo je všudypřítomné, průhledné, průsvitné až opaknί, variabilní barvy. Z oxidů je charakteristický pro oba regiony spinel komplexnějšího složení (především spinel-gahnit-magnetit, méně ulvöspinel). Běžná jsou i rozpraskaná zrna křemene. V havlíčkobrodských struskách byly identifikovány i akcesorie charakteristické pro místní horniny (ruly, granity). Konkrétně jde o zrna zirkonu a uzavřeniny sillimanitu v křemeni. Jejich přítomnost je spojována s natavením vyzdívky pece, což byl poměrně běžný jev spojený s pyrometalurgickým způsobem zpracování rudy (Ströbele et al. 2010). Sillimanit je zřejmě v důsledku dosažených



Obr. 1: Snímky sulfidických kapek ve zpětně odražených elektronech: a – sulfidická kapka s inkulzí Ba-analogu apatitu,vzorek ČP11; b – inkluze tvořená dominantně pyrhotinem obklopeným Cu-Fe-S fází, vzorek JS1; c – antimonidová kapka jako inkluze v kapce sulfidické, vzorek 2.6. Po – pyrhotin, Ru – rudashevskyit, Sph – sfalerit, Ag – ryzí stříbro, Pb – oxid olova (foto P. Gadas).
Fig. 1: Photographs of sulphidic droplets in backscattered electrons: a – sulphide droplet with an inclusion of Ba-analogon of apatite, sample ČP11; b – inclusion which predominantly consists of pyrrhotite surrounded by Cu-Fe-S phase, sample JS1; c – antimonide droplet as inclusion inside sulphide droplet, sample 2.6. Po – pyrrhotite, Ru – rudashevskyite, Sph – sphalerite, Ag – native silver, Pb – lead oxide (photo by P. Gadas).

Tab. 2: Výsledky WDX analýz vybraných sulfidických fází, dyskrazitu a ryzích kovů. Gn – galenit, Po – pyrhotin, Ru – rudashevskyit, Sph – sfalerit, Dys – dyskrazit, Ag – ryzí stříbro, Cu – ryzí měď, b. d. – pod mezí detekce.
Tab. 2: Results of WDX analyses of selected sulphidic phases, dyscrasite and native metals. Gn – galena, Po – pyrrhotite, Ru – rudashevskyite, Sph – sphalerite, Dys – dyscrasite, Ag – native silver, Cu – native copper, b. d. – below detection limit.

vzorek	2.6	ČP11	1.4	1.4	2.6	ČP11	2.6	JS1	2.6
fáze	Gn	Gn	Po	Ru	Cu-Fe-S	Sph	Dys	Ag	Cu
Mn	-	b. d.	0,07	1,61	-	0,09	-	b. d.	-
Fe	0,74	3,50	60,93	35,06	16,48	5,09	b. d.	0,47	0,17
Co	-	b. d.	b. d.	b. d.	-	b. d.	-	-	-
Ni	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Cu	2,38	0,25	0,55	0,32	53,58	b. d.	0,08	2,46	98,64
Zn	b. d.	0,05	b. d.	27,54	0,06	61,28	b. d.	0,07	0,06
Ag	b. d.	-	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	75,33	91,82	b. d.
Cd	-	-	0,00	0,03	-	0,58	-	-	-
Pb	87,54	86,27	-	-	0,17	-	1,42	5,19	b. d.
Bi	b. d.	0,10	-	-	b. d.	-	b. d.	b. d.	b. d.
S	13,36	13,86	36,60	35,24	28,28	33,56	b. d.	b. d.	b. d.
As	b. d.	0,08	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	0,41	0,35	b. d.
Se	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.	b. d.
Sb	-	0,05	-	-	-	-	26,43	0,51	b. d.
suma	104,02	104,16	98,15	99,80	98,57	100,60	103,67	100,87	98,87
Mn	-	0,000	0,001	0,027	-	0,002	-	-	-
Fe	0,032	0,145	0,954	0,571	1,338	0,087	0,000	-	-
Cu	0,090	0,009	0,008	0,005	3,824	0,000	0,005	-	-
Zn	0,000	0,002	0,000	0,383	0,004	0,895	0,000	-	-
Ag	0,000	-	0,000	0,000	0,000	0,000	3,124	-	-
Pb	1,014	0,963	-	-	0,004	-	0,031	-	-
kat. Σ	1,136	1,119	0,963	0,986	5,170	0,984	3,160	-	-
S	1,000	1,000	1,000	1,000	4,000	1,000	0,004	-	-
As	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	-	-
Sb	-	0,001	-	-	-	-	0,971	-	-
an. Σ	1,000	1,004	1,000	1,000	4,000	1,000	1,000	-	-

Tab. 3: Vysledky loužícího testu TLCP. Hodnoty v ppm, ref – loužící roztok octanu sodného, c – krystalická, g – sklovitá fáze.
Tab. 3: Results of TLCP leaching test. Values in ppm, ref – leaching solution of sodium acetate, c – crystalline, g – glassy phase.

vzorek	ref	1.7	2.2	3.3	3.5	4.1	JS1	JS5	ČP1	PL1	PL2
typ	-	g	g	c	c	c	g	g	g	c	c
pH	4,78	4,86	4,82	4,79	4,85	4,91	4,88	4,85	4,8	4,84	4,81
Pb	0	19,1	125	162	143	6,09	11,5	18,2	4,52	123	179
Zn	0,22	8,28	5,69	15,4	16,1	13,9	5,2	5,47	4,89	40,8	12,6
Cu	0	0,22	1,76	2,34	0,14	0	0,34	0,37	0,91	12,4	3,49
As	0	0,1	0,23	0	0	0,11	0,41	0,046	0	0,58	0,14
Sb	0	0,045	1,15	0,048	0,065	0,008	0,081	0	0	0	0,5
Cd	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,009	0

teplot a reakcí se struskovou taveninou pseudomorfován asociací sklo+korund. Identifikovány byly i drobné neroztavené relikty rudniny tvořené sfaleritem a křemenem.

Jednotlivé sulfidické fáze studovaných struskových hmot byly již stručně popsány (Janíčková et al. 2012; Kapusta et al. 2012; Kapusta et al. 2013). Typická je jejich přítomnost ve formě komplexnějších (např. obr. 1 a) nebo (spíše ojediněle) jednofázových inkluzí. U krystalických strusek mají inkluze kulovitý i méně pravidelný tvar, v důsledku tuhnutí sulfidické taveniny až po vzniku hlavních silikátů. Sklovité strusky obsahují zejména inkluze ve formě submikroskopických kapek, jen výjimečně větších než několik μm. Jejich distribuce v rámci vzorku je víceméně nahodilá, k lokálnímu nabohacení dochází po obvodu zrn křemene. Vzhledem k charakteru zpracovávané rudy jsou v inkluzích hojné sulfidy Cu, Fe (pyrhotin) a Zn (sfalerit a rudashevskyit). Morfologicky jsou si uvedené fáze velmi blízké, mají zpravidla okrouhlý tvar, případně tvoří složitější srostlice. Běžné jsou jejich vzájemné myrmekitické srůsty. Odlišení rudashevskyitu od sfaleritu na základě odrazové mikroskopie je velmi obtížné, navíc neobvyklá není ani zonálnost jednotlivých zrn, projevující se narůstajícím obsahem Fe směrem k okraji. Cu byla pouze v havlíčkobrodských struskách ojediněle identifikována jako ryzí kov (tab. 2) (čistota 98,64 hm. % Cu), převážně však tento prvek zastává roli příměsi v již popsaných sulfidech (0,55 hm. % v pyrhotinu a 0,32 hm. % v rudashevskyitu). Zároveň Cu společně s Fe tvoří ternární fáze systému Cu-Fe-S stechiometricky blízké bornitu (Cu5FeS4) či iss (intermediate solid solution) (např. Ettler – Johan 2003), ta v proměnlivém množství obklopuje ostatní sulfidické fáze (obr. 1b). Cu-Fe-S fáze v zásadě odpovídá hutnickému meziproduktu tzv. kamínku (Vaněk – Velebil 2007). Jako zatlačování ostatních Cu-sulfidů je chápána přítomnost covellinu na trhlinách a rozhraních jednotlivých fází. Pb je přítomno v několika formách, jako nestechiometrické fáze (Cu-Pb-Sb, Cu-Pb-S), PbO (klejt) a galenit. Galenit tvoří drobná automorfní zrna i myrmekitické srůsty s Cu-fázemi. Z příměsí má zvýšené obsahy Cu a Fe (až 2,38 hm. % Cu a 3,50 hm. % Fe). Klejt má podobu oválných zrn, případně drobných žilek uvnitř sulfidických kapek. Dobře pozorovatelný je na snímcích v BSE díky vysoké atomové hmotnosti Pb (obr. 1a). U strusek havlíčkobrodských je zřejmě v důsledku vyšších iniciálních obsahů Sb (až 142 ppm Sb, jihlavské strusky max. 40 ppm Sb) přítomný dyskrazit. Ten tvoří součást antimonidové kapky (obr. 1c). Kromě hlavních komponent obsahuje i 0,41 hm. % As a 1,41 hm. % Pb. Ve struskách jihlavských bylo identifikováno i ryzí stříbro (čistota 91,6 hm. % Ag, příměsi 2,46 hm. % Cu a 5,19 hm. % Pb). V odraženém světle má podobu izometrických zrn. Jako inkluze ve sfaleritu byl až na elektronové mikrosondě objeven Ba-analog apatitu (57,02 hm. % BaO). Ten tvoří automorfně omezenou a jen několik μm velkou lištu. S vysokými obsahy Ba je nejspíše spojena i přítomnost Cu-Fe-Ba sulfidické fáze (obr. 1b).

Výsledky loužícího testu pro vybrané těžké kovy (Pb, Zn, Cu, Cd) a metaloidy (Sb, As) jsou uvedeny v tabulce 3.

Počáteční hodnota pH použitého roztoku byla 4,78, po interakci se vzorky došlo k jejímu nepatrnému navýšení (maximální pH 4,91 pro vzorek 4.1). Pouze v případě ČP1 a PL1 byly analyzované obsahy Cd vyšší než detekční limit použité metody. Mezi těžkými kovy uvolněnými do roztoku dominuje Pb s maximem 179 mg/l u PL1. U stejného vzorku byly zjištěny i nejvyšší obsahy Zn (41 mg/l) a Cu (12 mg/l).

Diskuze

Sulfidické fáze strusek havlíčkobrodského a jihlavského rudního revíru nejsou příliš odlišné od fází nalézaných na ostatních lokalitách českých i zahraničních. Jako nejběžnější je popisován pyrhotin, mezi Zn-sulfidy dominantně Fe-bohatý sfalerit či wurtzit (Ettler et al. 2009; Manasse – Mellini 2002), v havlíčkobrodském a jihlavském revíru je fáze převážně nahrazena rudashevskyitem. Zajímavé je jeho vytváření tuhých roztoků spolu s pyrhotinem. To je důkazem široké izomorfie mezi FeS a ZnS. Ta je dána podobností struktury obou sulfidů a je podmíněna teplotou přibližně 1 020 °C (Chaudhuri – Newesely 1993). Cu-Fe-S fáze, složením blízká bornitu, je v podobném složení popsána např. ze strusek po tavbě kobalt-měděných rud v Zambii (Vítková et al. 2010), kde je její vznik interpretován zatlačováním bornitu idaitem (Cu_5FeS_6).

Jako inkluzi míšně je možné chápat antimonidovou kapku s dyskrazitem, která je uzavřená v sulfidické kapce. Antimon se v průběhu tavby hromadí společně s Cu a Pb v nejnižší části pece v tzv. černé mědi či hutním olovu. Díky hustotní stratifikaci nemusel Sb sestoupit až do uvedených cílených produktů, ale mohl se stát společně s arzenidy součástí míšně (Vaněk – Velebil 2007). Zdroj Sb v rudnině představují submikroskopické inkluze tetraedritu či pyrargyritu uzavřené v galenitu (Dobeš – Malý 2001).

Obsahy S jsou ve studovaných vzorcích strusek relativně nízké a kolísají v případě sklovitých i krystalických strusek, nicméně v případě krystalických jsou v průměru vyšší. Tento údaj přímo poukazuje na poměrně vysokou efektivitu přípravných prací – předpražení rudy. Stejně jako S i větší část As a Sb je odstraňována již během pražení ve formě kouřů (Vaněk – Velebil 2007). Vzhledem k nízkým obsahům S je jen část těžkých kovů (reprezentovaných hlavně Zn a Pb) přítomna ve formě sulfidů. V podstatě pouze Cu je přítomna téměř výhradně v sulfidické formě (+ nepatrné množství ryzí Cu). Pb je kvůli inkompatibilnímu charakteru koncentrováno přednostně ve skle (jen část ve formě oxidů a sulfidů) a na rozdíl od Zn do nově vznikajících krystalických fází, zastoupených dominantně silikáty, nevstupuje (srov. Janíčková 2012; Kapusta 2012).

Z hlediska použité metodiky při loužení se dá předpokládat, že došlo k uvolnění těžkých kovů přednostně ze sulfidů, případně kovových fází. Pro rozklad skelné fáze a silikátů by byl nutný delší čas (Ettler et al. 2002). Vzorky z obou studovaných revírů splňují podmínku podstatného zastoupení pyrhotinu mezi sulfidickými fázemi, který představuje „rychlý" zdroj Fe pro vznik oxyhydroxidů železa. Ty umožňují fixaci loužením uvolněných těžkých kovů a to až 2,07 hm. % Pb, 0,25 hm. % Zn, 0,91 hm. % Cu a metaloidů až 4,63 hm. % As a 0,10 hm. % Sb (Ettler et al. 2003). Oxyhydroxidy železa představují jednu z mála sekundárních fází stabilizujících i Zn (Ettler et al. 2001).

Obsahy těžkých kovů a metaloidů v roztocích získané loužícím testem, provedeným podle USEPA (1994), byly srovnány s maximálními koncentračními limity pro pevné odpady (5 mg/l pro Pb a As a 1 mg/l Cd). Z tohoto pohledu limit u Pb nepřekračuje pouze jediný vzorek ČP1 (4,5 mg/l). V případě As a Cd s maximem 576 µg/l a 100 µg/l k překročení nedochází. Bohužel tento protokol se nezabývá Sb, Zn a Cu. V tomto případě je ale možné použít hodnoty stanovené USEPA (2006) pro vodní prostředí a využité např. Ettlerem et al. (2009) a Piatakem et al. (2004). Obsahy Zn jsou o několik řádů vyšší než odpovídající hranice akutní toxicity, která je 120 µg/l. Podobně i u Cu je s výjimkou vzorku 4.1, kde byla Cu pod mezí stanovitelnosti, deklarovaná hodnota 13 µg/l Cu rovněž několikařádově překročena. Chronická ani akutní toxicita u Sb není definována. Vzhledem k povaze materiálu použitého pro loužící test, kterým byl prášek rozemletý na analytickou jemnost, představují získaná data v podstatě nejhorší možný scénář, protože i po 100–150 letech zvětrávání nedochází k alteraci jednotlivých vzorků hlouběji, než několik desítek µm (Ettler et al. 2001).

Při rozlišení typů strusek (sklovité vs. krystalické) je patrné, že obsahy těžkých kovů jsou vyšší u strusek krystalických (výjimkou je vzorek 2.2). Nejvyšší obsahy Pb ve struskách (vzorek 2.2) nekorelují s nejvyšším obsahem Pb ve výluzích (možná fixace Pb přednostně ve skle, jak napovídají nízké obsahy S – 0,33 hm. %). I přes možné rozdíly v čase, hutnické technologii a zpracovávané rudě jsou zajímavé velmi podobné obsahy stanovovaných prvků ve výluzích, které se výrazněji liší pouze u různých typů strusky, nikoliv příslušností k určitému rudnímu revíru.

Poděkování

Studie byla finančně podpořena projektem IGA UP PrF/2013/010. Autoři děkují P. Gadasovi (MU Brno) za asistenci při práci na mikrosondě.

Literatura

Bachmann, H. G. (1982): The identification of slags from archaeological sites. – Univ. of London, occasional publication No. 6. London.

Ettler, V. – Legendre, O. – Bodénan, F. – Touray, J. C. (2001): Primary phases and natural weathering of old lead-zinc pyrometallurgical slag from Příbram, Czech Republic. – Canadian Mineralogist, 39, 873–88.

Ettler, V. – Mihaljevič, M. – Piantone, P. – Touray, J. C. (2002): Leaching of polished sections: an integrated approach for studying the liberation of heavy metals from lead-zinc metallurgical slags. – Bulletin de la Societe Geologique de France, 173, 161–169.

Ettler, V. – Johan, Z. – Hradil, D. (2003): Natural alteration products of sulphide mattes from primary lead smelting. – Comptes Rendus Geoscience, 335, 1013–1020.

Ettler, V. – Johan, Z. – Kříbek, B. – Šebek, O. – Mihaljevič, M. (2009): Mineralogy and environmental stability of slags from the Tsumeb smelter, Namibia. – Applied Geochemistry, 24, 1–15.

Dobeš, P. – Malý, K. (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkobrodského revíru. – Vlastivědný sborník Vysočiny, oddělení věd přírodních, 15, 51–85.

Chaudhuri, J. N. B. – Newesely, H. (1993): Mineralogical characterization of old Harz Mountain slags. – Canadian Metallurgical Quarterly 32, 1–12.

Janíčková, K. – Dolníček, Z – Malý, K. (2012): Fázové složení strusek po tavbě stříbrných rud na Havlíčkobrodsku. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 186–189.

Kapusta, J. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2012): Fázové složení středověkých strusek po tavbě Pb-Ag rud z hutnického areálu Plandry u Jihlavy. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 190–194.

Kapusta, J. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2013): Středověké baryem bohaté strusky po tavbě polymetalických rud na vybraných lokalitách v Jihlavě. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 20, 188–192.

Manasse, A. – Mellini, M. (2002): Chemical and textural characterization of medieval slags from the Massa Marittima smelting sites (Tuscany, Italy). – Journal of Cultural Heritage, 3, 187–98.

Piatak, N. M. – Seal II, R. R. – Hammarstrom, J. M. (2004): Mineralogical and geochemical controls on the release of trace elements from slag produced by base- and precious-metal smelting at abandoned mine sites. – Applied Geochemistry, 19, 1039–1064.

Ströbele, F. – Wenzel, T. – Kronz, A. (2010): Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process reconstruction. – Archaeological and Anthropological Sciences, 2, 191–215.

USEPA (1994): Toxicity Characteristic Leaching Procedure (TCLP), Method 1311, Solid Waste Characterization Manual SW-848, Test Methods for Evaluating Solid Waste, Physical/Chemical Methods, Athens, Georgia, USA. – Dostupné na: http://www.epa.gov 25.02.2014.

USEPA (2006): National Recommended Water Quality Criteria. Office of Water, USEPA, Athens, Georgia, USA. – Dostupné na: http://www.epa.gov 25.02.2014.

Vaněk, V. – Velebil, D. (2007): Staré hutnictví stříbra. – Stříbrná Jihlava 2007, 188–205.

ANTROPOGENNÍ OVLIVNĚNÍ OXIDU UHLIČITÉHO V JESKYNI V OBDOBÍ POTLAČENÉ VENTILACE (BALCARKA, MORAVSKÝ KRAS)

Anthropogenic influence on carbon dioxide in cave during period of limited ventilation (Balcarka Cave, Moravian Karst)

Marek Lang, Jiří Faimon
Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 309580@mail.muni.cz

(24-23 Protivanov)

Key words: anthropogenic flux, Balcarka Cave, carbon dioxide, cave airflows, dynamic model

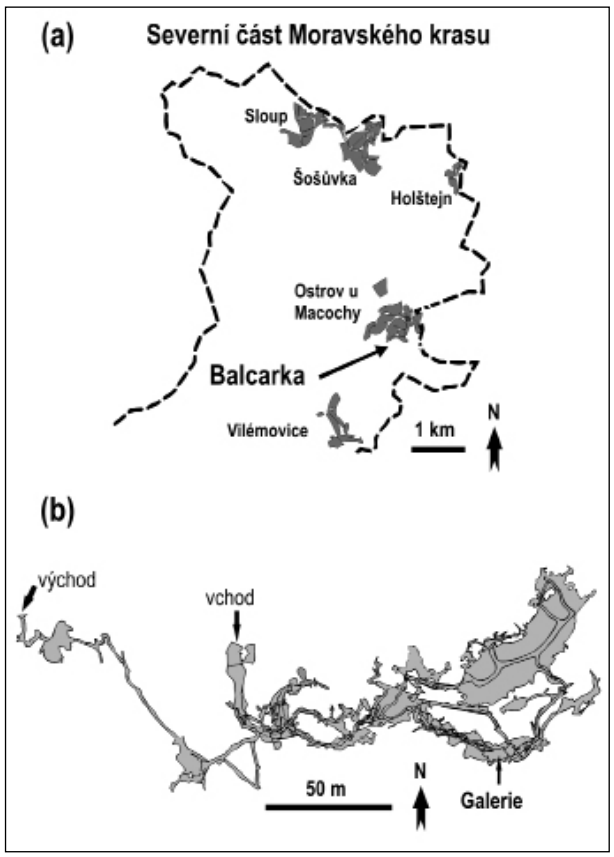
Abstract
An anthropogenic impact on carbon dioxide (CO_2) concentrations was studied in the Balcarka Cave (Moravian Karst). The variables such as CO_2 concentrations, cave/external temperatures, and number of visitors (attendance) were monitored in the Gallery Chamber and exterior with two-minute step during two-day monitoring campaign. For interpretation of the found data, a dynamic model was proposed. Modeling showed that the CO_2 levels in the chamber under given conditions were controlled by the different CO_2 concentrations in adjacent cave spaces and by the cave airflows driven by difference between the temperatures in cave and exterior, ΔT. The adjacent CO_2 concentrations were (3.00–3.30)·10^{-2} mol m^{-3} (DAF ventilation mode) and 2.57·10^{-2} mol m^{-3} (UAF ventilation mode). There was identified a time shift between switching both the individual ventilation modes: the UAF mode switched over to DAF mode at non-zero temperature difference, ΔT = -2 °C. The overall natural net input of CO_2 into the studied chamber was 8·10^{-5} mol s^{-1}. The anthropogenic CO_2 appeared as the peaks superimposed onto the natural CO_2 concentrations. The peaks heights correspond to (i) number of visitors and (ii) period of their staying. The overall anthropogenic CO_2 flux into the studied chamber varied from 8·10^{-5} to 3.47·10^{-3} mol min^{-1}. This flux normalized to person number was 4·10^{-3} mol min^{-1}.

Úvod

Oxid uhličitý hraje klíčovou roli v krasových procesech, jakými jsou rozpouštění vápenců a růst kalcitových speleotém. Hnací síly těchto procesů jsou principiálně dány rozdílem mezi (1) parciálním tlakem CO_2 v půdách/epikrasu, $^{(EK)}P_{CO2(g)}$, a (2) parciálním tlakem CO_2 v jeskynní atmosféře, $^{(J)}P_{CO2(g)}$. Vyšší $^{(EK)}P_{CO2(g)}$ řídí rozpouštění vápenců a chemické složení prosakujících vod vadózní zónou. Nižší $^{(J)}P_{CO2(g)}$ v jeskyni řídí odplynění „přebytečného" CO_2 ze skapových vod, s následným růstem pH, přesycení vod kalcitem a tvorbou kalcitových speleotém (Faimon et al. 2012a). Okamžité koncentrace CO_2 v jeskynní atmosféře představují dynamický stav, při kterém je suma toků CO_2 do jeskyně vyrovnávána tokem CO_2 ven z jeskyně. Vstupní toky CO_2 do jeskyně zahrnují (1) přirozené toky, spojené především s (i) difuzí CO_2 z epikrasu, (ii) odplyňováním skapových vod (Bourges et al. 2001), (iii) prouděním vzduchu z hlubších pasáží jeskyně, a (iv) endogenním CO_2 (Batiot-Guilhe et al. 2007) a (2) antropogenní tok (CO_2 vydechovaný návštěvníky jeskyně) (Dragovich a Grose 1990; Faimon et al. 2006). Výstupní tok CO_2 z jeskyně je řízen ventilací jeskyně. Proudění vzduchu jeskyní závisí na (1) rozdílech v hustotách vzduchu v jeskynní a venkovní atmosféře (de Freitas et al. 1982; Bourges et al. 2001; Spötl et al. 2005) a (2) geometrii jeskyně. Protože hustota vzduchu je nejvýrazněji ovlivňována teplotou, rozdíly v hustotách jeskynního a venkovního vzduchu zhruba odpovídají rozdílu mezi teplotou vzduchu v jeskyni a ve venkovním prostředí. Hlavní řídící parametr proudění vzduchu v jeskyni tak představuje teplotní rozdíl $\Delta T = T_{exteriér} - T_{jeskyně}$ (kde $T_{exteriér}$ je teplota ve vnější atmosféře a $T_{jeskyně}$ je teplota v jeskyni) (Buecher 1999; Russell a MacLean 2008; Kowalczk a Froelich 2010). Podle ventilace jsou jeskyně klasifikovány do dvou skupin: (i) statické jeskyně (jeskyně s jedním vchodem) a (ii) dynamické jeskyně (jeskyně s dvěma a více vchody s různou nadmořskou výškou) (Geiger 1966; Bögli 1978). Podle znaménka teplotního rozdílu se mění směry proudění: u dynamických jeskyní lze rozlišit tři různé režimy ventilace (ventilační módy): (1) UAF mód se vzestupným prouděním (upward airflow mode), (2) DAF mód se sestupným prouděním (downward airflow mode) a (3) přechodový mód s neustáleným prouděním (Faimon et al. 2012b; Faimon a Lang 2013). V závislosti na rozsahu ventilace můžeme u dynamických jeskyní rozlišit dvě hlavní období: období aktivní ventilace a období potlačené ventilace. Během období aktivní ventilace je doba zadržení vzduchu v jeskyni delší než doba trvání aktuálního ventilačního módu a dochází ke kompletní výměně vzduchu v jeskyni. V období potlačené ventilace je doba zadržení vzduchu v jeskyni kratší než doba trvání aktuálního ventilačního módu: dříve než dojde k výměně vzduchu v jeskyni, dojde k obrácení směru proudění. Tímto způsobem jsou větrány pouze vstupní pasáže jeskyně (Faimon et al. 2012b). Cíle práce spočívaly v (1) upřesnění představ o mechanismech a projevech antropogenních vlivů v jeskyni, (2) navržení dynamického modelu a (3) kvantifikaci antropogenního ovlivnění.

Místo studia

Studie byla provedena v jeskyni Balcarka. Jeskyně je budována ve svrchnodevonských vápencích Macošského souvrství v severní části Moravského krasu v blízkosti obce Ostrov u Macochy (obr. 1a). Jeskyně je dlouhá 350 m a mocnost nadloží se pohybuje od 20 do 50 m. Je tvořena úzkými chodbami a dómy s bohatou jeskynní výzdobou rozkladajícími se ve dvou patrech. Vzhledem k morfologii



Obr. 1: Pozice jeskyně (a) a mapa jeskyně s místem monitoringu (b) (Balák, nepublikovaná práce).
Fig. 1: The cave position (a) and cave map with monitoring site (b) (Balák, unpublished work).

jeskyně a rozdílně položeným vchodům se jedná o dynamickou jeskyni. Jeskyně je otevřená pro turisty a průměrná návštěvnost představuje 30–40 000 návštěvníků za rok. Pro monitoring sledovaných proměnných byl vybrán dóm Galerie v hlubších pasážích jeskyně (obr. 1b).

Monitoring

Data prezentovaná v této práci byla naměřena v říjnu 2013. Koncentrace oxidu uhličitého a teplota vzduchu v jeskyni byly kontinuálně měřeny ve výšce přibližně 1 m nad podlahou jeskyně. Teplota vzduchu ve venkovní atmosféře byla měřena v blízkosti východu jeskyně. Proměnné byly monitorovány po dobu 48 hodin s krokem měření 1 minuta. K monitorování koncentrací oxidu uhličitého v jeskynní atmosféře byla použita dvoukanálová ruční spektrální sonda FY A600-CO_2H propojená s přenosným dataloggerem ALMEMO 2590-4S, Ahlborn, Germany (rozsah měření 0 až 10 000 ppmv s rozlišením ± 1 ppmv). Teplota vzduchu v jeskynní a venkovní atmosféře byla měřena teploměrem/vlhkoměrem s dataloggerem COMET S3120 (rozsah teplot -30 až 70 °C s přesností ± 0,4 °C). Naměřená data byla zpracována v programech Microsoft Excel a STATISTICA verze 10 (Statistica 2014).

Výsledky a analýza dat

Data

Koncentrace CO_2 byly měřeny při venkovních teplotách pohybujících se v rozsahu od 1,3 do 15,1 °C. Při téměř konstantní teplotě uvnitř jeskyně (8,7 °C) po celou dobu měření variovaly hodnoty teplotního rozdílu ΔT v závislosti na venkovní teplotě od -7,3 do 6,3 °C. Koncentrace CO_2 variovaly kolem průměrné hodnoty 673 ppmv (nejvyšší naměřená hodnota byla 896 ppmv, nejnižší naměřená hodnota byla 567 ppmv). Během prvních hodin monitoringu prošly jeskyní 4 skupiny návštěvníků o celkovém počtu 49 osob. Vývoj koncentrací CO_2 v závislosti na teplotním rozdílu ΔT a návštěvnosti je znázorněn na obrázku 2. Numerické výpočty byly provedeny Eulerovou metodou v programu MS Excel.

Modelování

Pro interpretaci naměřených dat byl navržen dynamický model reprezentující monitorovaný dóm. Model se skládá ze tří rezervoárů (Galerie a dvou přilehlých prostor, sousedních rezervoárů 1 a 2) (obr. 3). Monitoring probíhal v dómu Galerie. Rezervoár 1 reprezentuje vstupní pasáže jeskyně a rezervoár 2 hlubší pasáže jeskyně. Okamžité koncentrace CO_2 v jeskynním dómu jsou dány bilancí všech toků CO_2 do/z dómu. V rámci modelování byly uvažovány 4 hlavní toky: (1) přírodní tok j_N, (spojený s přímou difuzí CO_2 z epikrasu a odplyňováním skapových vod), (2) antropogenní tok j_A (CO_2 vydechovaný návštěvníky jeskyně), (3) tok $j_{(adj)}$ ze sousedních jeskynních dómů (spojený s ventilací jeskyně) a (4) tok vystupující z dómu $j_{(out)}$ (řízený ventilací). Toky CO_2 do dómu Galerie (modelový hlavní rezervoár) jsou považovány za kladné (znaménko +) a tok z dómu za negativní (znaménko -). Celkový tok CO_2 do rezervoáru (dómu Galerie), j [mol s^{-1}] je dán sumou jednotlivých toků,

$$j = \frac{dn_{CO2}}{dt} = \frac{V dc}{dt} = j_N + j_A + j_{(adj)} + j_{(out)}, \quad (1)$$

kde n_{CO2} je celkový obsah CO_2 v rezervoáru [mol], V je objem monitorovaného dómu [m^3], c je aktuální koncentrace CO_2 v monitorovaném dómu [mol m^{-3}], t je čas [s] a j_N, j_A, $j_{(adj)}$ a $j_{(out)}$ představují jednotlivé toky [mol s^{-1}]. Toky $j_{(adj)}$ a $j_{(out)}$ jsou funkcí ventilace a mohou být vyjádřeny jako

$$j_{(adj)} = vc_{(adj)} \quad (2)$$

a

$$j_{(out)} = -vc, \quad (3)$$

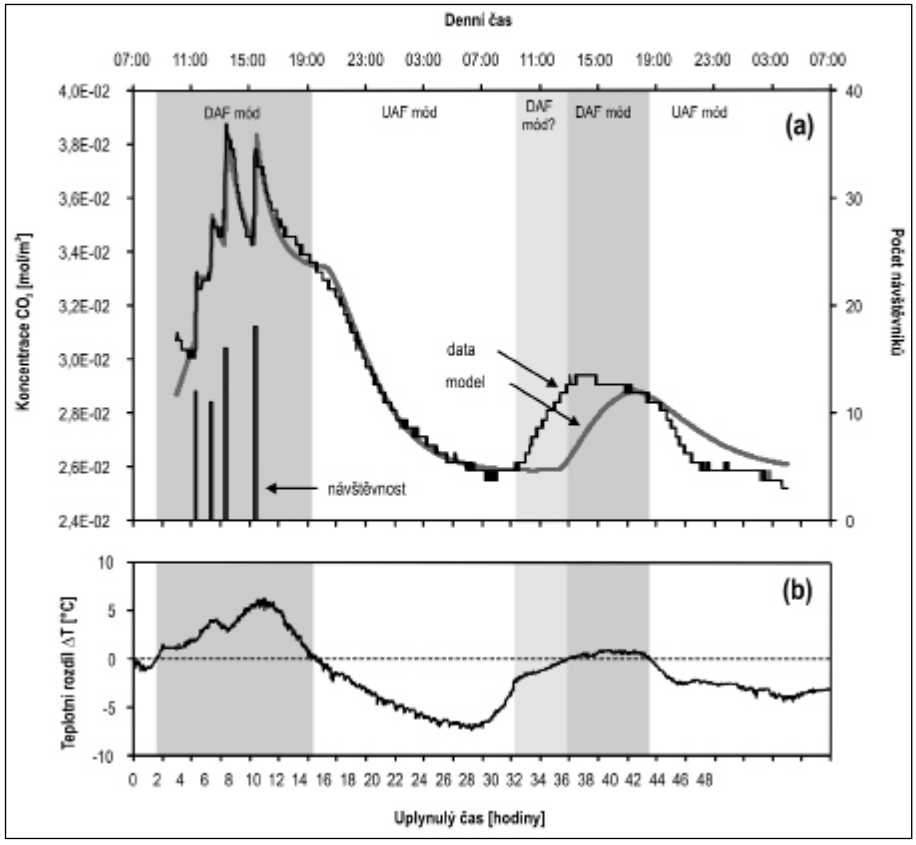
kde v je objemová rychlost proudění vzduchu [m^3 s^{-1}] a $c_{(adj)}$ je koncentrace CO_2 v sousedních jeskynních dómech [mol m^{-3}]. Po dosazení toků do rovnice (1) a úpravách dostáváme

$$\frac{dc}{dt} = \frac{j_A}{V} + \frac{j_N + vc_{(adj)}}{V} - \frac{vc}{V}. \quad (4)$$

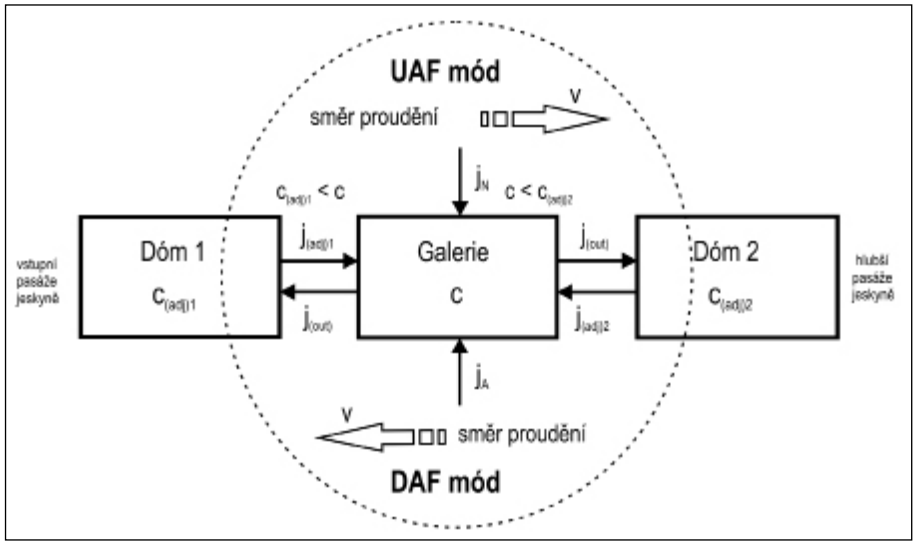
Objemová rychlost proudění bylo počítána podle vztahu

$$v = k_{\Delta T}\sqrt{\Delta T}, \quad (5)$$

viz Faimon a Lang (2013), kde $\Delta T = T_{exteriér} - T_{jeskyně}$ a $k\Delta T$ je konstanta úměrnosti [m^3 min^{-1} $deg^{-1/2}$].



Obr. 2: Proložení dat oxidu uhličitého teoretickou modelovou křivkou (a) v závislosti na teplotním rozdílu jeskyně (b) (Balcarka, Galerie).
Fig. 2: Fitting the carbon dioxide data by theoretical model curve (a) based on the cave temperature difference (b) (Balcarka Cave, Gallery).



Obr. 3: Koncepční model dynamiky oxidu uhličitého v atmosféře jeskynního dómu.
Fig. 3: Conceptual model of carbon dioxide dynamics in cave chamber atmosphere.

Antropogenní toky CO_2 byly počítány podle vztahu

$$j_A = k_{at} A , \quad (6)$$

kde A je návštěvnost [počet návštěvníků] a k_{at} je příslušná konstanta úměrnosti [mol min^{-1}].
Data naznačila vliv rozdílných koncentrací CO_2 v prostorách sousedících s rezervoárem (dómem) v závislosti na směru proudění (jednotlivých ventilačních módech). Tyto koncentrace byly hledány regresí dat jako parametry: $c_{(adj)\ UAF}$ (pro časový úsek v UAF módu) a $c_{(adj)\ DAF\ 1}$, resp. $c_{(adj)\ DAF\ 2}$ (pro rozdílné časové úseky v DAF módu). Celkový objem rezervoáru (monitorovaný dóm) byl odhadnut na 150 m^3. Numerickým řešením rovnice (4) byly simulovány koncentrace CO_2. Výsledné parametry modelu jsou v tabulce 1. Proložení naměřených dat modelovou teoretickou křivkou CO_2 je znázorněno na obrázku 2a.

Diskuze

Během studia varioval teplotní rozdíl mezi jeskynní a venkovní atmosférou ($\Delta T = T_{exteriér} - T_{jeskyně}$) v širokém rozmezí hodnot (obr. 2b). V závislosti na znaménku teplotního rozdílu byla v signálu CO_2 vyčleněna 4 období s rozdílnými módy proudění vzduchu: dvě období s kladnými hodnotami teplotního rozdílu odpovídají DAF módu proudění vzduchu a dvě období se zápornými hodnotami teplotního rozdílu odpovídají UAF módu (obr. 2a). Modelování ukázalo, že „pozaďové koncentrace CO_2" v rezervoáru (přirozené koncentrace bez antropogenního vlivu) byly v daném období řízeny toky CO_2 z vedlejších jeskynních prostor, $j_{(adj)}$. Přímé toky CO_2 z epikrasu, j_N, měly jen malý význam. Zatímco v hlubších pasážích jeskyně jsou koncentrace CO_2 vyšší v důsledku vyšších toků CO_2 z epikrasu z předcházejícího období, ve vstupních pasážích jeskyně jsou koncentrace nižší díky výměně vzduchu s venkovní atmosférou. Aktuální koncentrace CO_2 v rezervoáru pak závisí na směru proudění vzduchu (ventilačním módu) v jeskyni. Pokud se jeskyně nachází v UAF módu, vzduch proudí ve směru ze vstupních pasáží jeskyně do hlubších částí a přináší do monitorovaného dómu nižší koncentrace CO_2 (snižuje koncentrace CO_2 v rezervoáru). Naopak při DAF módu vzduch proudí

Tab. 1: Výsledné parametry modelování oxidu uhličitého na Galerii (Balcarka).
Tab. 1: Resulted parameters of CO_2 concentrations in the Gallery Chamber (the Balcarka Cave).

Parametry		Hodnoty
j_N	[mol min^{-1}]	$8{,}00 \cdot 10^{-5}$
$c_{(adj)\ DAF\ 1}$	[mol m^3]	$3{,}30 \cdot 10^{-2}$
$c_{(adj)\ DAF\ 2}$	[mol m^3]	$3{,}00 \cdot 10^{-2}$
$c_{(adj)\ UAF}$	[mol m^3]	$2{,}57 \cdot 10^{-2}$
$k_{at.}$	[mol min^{-1}]	$4{,}00 \cdot 10^{-3}$
$k_{DT\ (DAF)}$	[m^3 min^{-1} deg$^{-1/2}$]	0,90
$k_{DT\ (UAF)}$	[m^3 min^{-1} deg$^{-1/2}$]	0,41

z hlubších částí jeskyně a přináší do monitorovaného dómu vyšší koncentrace CO_2 (zvyšuje koncentrace CO_2 v rezervoáru). U druhého přechodu mezi UAF a DAF módy byl u signálu CO_2 identifikován časový posun. Koncentrace CO_2 se začaly zvyšovat už před změnou módu proudění, což je konzistentní s již dříve popsaným jevem, kdy přepnutí módů je dosaženo při nenulových hodnotách ΔT (Faimon et al. 2012b).

Antropogenní ovlivnění koncentrací CO_2 v monitorovaném dómu v závislosti na návštěvnosti je na datech dobře patrné (obr. 2a). Přírůstek CO_2 se zde projevuje jako píky nasuperponované na „pozaďové koncentraci CO_2". Výšky jednotlivých píků odpovídaly (i) počtu osob v jednotlivých skupinách a (ii) délce pobytu v dómu. Antropogenní toky CO_2 do monitorovaného dómu se v závislosti na počtu návštěvníků pohybovaly od $4{,}4 \cdot 10^{-2}$ do $7{,}2 \cdot 10^{-2}$ mol min^{-1}. Tento tok normalizovaný na osobu odpovídá $4 \cdot 10^{-3}$ mol min^{-1}. Modelové chování je ovlivněno velkým počtem parametrů, které neumožňují jednoznačné řešení. Uvedené řešení lze tak chápat jako jedno z možných. Fenomén antropogenního ovlivnění jeskyně vyžaduje další podrobné studium.

Závěry

Antropogenní ovlivnění oxidu uhličitého bylo studováno v jeskyni Balcarka v Moravském krasu. Pro interpretaci naměřených dat byl navržen dynamický model reprezentující monitorovaný dóm. Modelování ukázalo, že „pozaďové koncentrace CO_2" v jeskynním dómu byly řízeny toky CO_2 z vedlejších jeskynních prostor v závislosti na směru proudění vzduchu v jeskyni. Ventilace jeskyně tak může v některých pasážích paradoxně přispívat ke zvýšení koncentrací. Antropogenní ovlivnění koncentrací CO_2 v monitorovaném dómu je reprezentováno píky na „pozaďové koncentraci CO_2", jejichž intenzita je přímo úměrná počtu osob a délce jejich pobytu.

Poděkování

Práce byla zaštítěna institucionální podporou výzkumu Masarykovy univerzity v roce 2011–2012. Autoři děkují recenzentovi J. Zemanovi za kritické připomínky.

Literatura

Batiot-Guilhe, C. – Seidel, J.-L. – Jourde, H. – Hébrard, O. – Bailly-Comte, V. (2007): Seasonal variations of CO_2 and ^{222}Rn in a mediterranean sinkhole – spring (Causse d´Aumelas, SE France). – International Journal of Speleology, 36 (1), 51–56.

Bourges, F. – Mangin, A. – d´Hulst, D. (2001): Le gaz carbonique dans la dynamique de l´atmosphére des cavités karstiques: l´exemple de l´Aven d´Orgnac (Ardéche). – Earth and Planetary Science, 333, 685–692 (in French).

Bögli, A. (1978): Karsthydrographie und physische speleologie. – Springer, Berlin. 292 pp.

Buecher, R.H. (1999): Microclimate study of Kartchner Caverns, Arizona. – Journal of Cave and Karst Studies, 61 (2), 108–120.

De Freitas, C. R. – Littlejohn, R. N. – Clarkson, T. S. – Kristament, L. S. (1982): Cave climate: assessment of airflow and ventilation. – Journal of Climatology, 2, 383–397.

Dragovich, D. – Grose, J. (1990): Impact of tourism on carbon dioxide levels at Jenolan Caves, Australia: an examination of microclimatic constraints on tourist cave management. – Geoforum, 21 (1), 111–120.

Faimon, J. – Štelcl, J. – Sas, D. (2006): Anthropogenic CO_2-flux into cave atmosphere and its environmental impact: A case study in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – Science of the Total Environment, 369, 231–245.

Faimon, J. – Ličbinská, M. – Zajíček, P. (2012a): Relationship between carbon dioxide in Balcarka Cave and adjacent soils in the Moravian Karst region of the Czech Republic. – International Journal of Speleology, 41 (1), 17–28.

Faimon, J. – Troppová, D. – Baldík, V. – Novotný, R. (2012b): Air circulation and its impact on microclimatic variables in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic). – International Journal of Climatology, 32, 599–623.

Faimon, J. – Lang, M. (2013): Variances in airflows during different ventilation modes in a dynamic U-shaped cave. – International Journal of Speleology, 42 (2), 115–122.

Geiger, R. (1966): The climate near the ground. – Cambridge, MA, Harvard University Press. 628 pp.

Kowalczk, A. J. – Froelich, P. N. (2010): Cave air ventilation and CO_2 outgassing by radon-222 modeling: How fast do cave breath? – Earth and Planetary Science Letters, 289, 209–219.

Russell, M.J. – MacLean, V.L. (2008): Management issues in a Tasmanian tourist cave: Potential microclimatics impacts of cave modifications. – Journal of environmental management, 87, 474–483.

Spötl, C. – Fairchild, U. – Tooth, A. F. (2005): Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 2451–2468.

Statistica (2014): StatSoft. Dostupné na http://www.statsoft.com/ [17. 1. 2014]

CHARAKTERISTIKA ANOMÁLNÍHO SKAPU V PUNKEVNÍCH JESKYNÍCH (MORAVSKÝ KRAS)

Characteristics of anomalous drip in Punkva caves (Moravian Karst)

Pavel Pracný[1], Jiří Faimon[1], Ludvík Kabelka[2]

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

[2] GEOtest, a. s., Šmahova 1244/112, 627 00 Brno

(24-23 Protivanov)

Key words: Punkva Caves, dripwaters, prior calcite precipitation, calcite saturation

Abstract

Cave speleothems grow from supersaturated dripwaters and store information about various karst processes along the water flow path. Anomalous non-saturated waters may occur if (1) rainfall water passes very rapidly through karst profile or if (2) two saturated waters of different compositions are mixed. The low mineralization close to saturation could be reached also as (3) result of calcite precipitating prior the water enters the cave. The hydrogeochemistry of four dripwaters in the Punkva Caves (Moravian Karst) was systematically studied for anomalous properties during one-year period. The drips are situated in a passage behind Přední Dóm Chamber (CP1 and CP2, 24 samples each), in Tunnel Corridor (TC1, 24 samples), and in Zadní Dóm Chamber (ZD1, 6 samples). The dripwaters CP1, CP2, and ZD1 show various flow regimes but very similar hydrogeochemical properties: electric conductivity (EC = 550–630 μS/cm), saturation ($SI_{calcite}$ = 0.8–1.2), and Mg/Ca ratio (1000(Mg/Ca) = 15–20). In contrast, the dripwater TC1 shows stable drip rate and EC = 275–350 μS/cm, SI = -0.1 to 0.3, and almost thrice as high Mg/Ca ratios as other drips. High and stable discharge of the drip TC1, combined with low EC, SI close to zero, and high Mg/Ca ratio indicate that a prior precipitation of calcite is responsible for the anomalous composition of the dripwater. The slightly negative SI values that were occasionally observed indicate that further minor processes probably participate on the water formation.*

Úvod

Hydrogeochemické parametry skapových vod představují cenný zdroj informací o krasových procesech na cestě vody horninovým profilem. Tyto procesy mohou být řízeny celou řadou vlivů – zejména klimatickými. Informace o vývoji klimatu v minulosti mohou být vodítkem k pochopení současných klimatických změn. Proto jsou v současnosti předmětem zájmu skapové vody a speleotémy, které z nich vznikají.

Jeskynní skapy vznikají na místech, kde do jeskynních prostor volně vytéká prosakující voda. Tato voda se do horninového prostředí dostává infiltrací z povrchu a puklinami/průlinami protéká půdou a svrchní částí krasového profilu (epikras). Dochází k jejímu zadržování v epikrasu a postupnému pronikání níže do vadózní zóny. Od okamžiku vsaku voda reaguje s okolním prostředím. Dochází k rozpouštění plynného oxidu uhličitého přítomného v pórech protékaných vodou. Výsledný roztok rozpouští karbonátové minerály přítomné v hornině (vápenci), viz rovnice 1. V podmínkách tzv. otevřeného systému je CO_2(aq) spotřebovávaný rozpouštěním kalcitu doplňován z atmosféry, dokud není ustavena rovnováha atmosféra-voda-kalcit.

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca^{2+} + 2HCO_3^- \quad (1)$$

Výraz pro rovnovážnou konstantu je

$$K_T = \frac{[HCO_3^-][Ca^{2+}]}{P_{CO2}} \quad (2)$$

Rovnováha mezi kalcitem a produkty rozpouštění je dána součinem rozpustnosti

$$K_C = [CO_3^{2-}][Ca^{2+}] \quad (3)$$

Jeho hodnota se mění s teplotou – pro 15 °C je pK_c = 8,38 a pro 5 °C je pK_c = 8,36 (Jacobson – Langmuir 1974). Zpětná rovnice popisuje opačný proces – srážení kalcitu. Stupeň nasycení roztoku minerálem se vyjadřuje indexem nasycení, SI:

$$SI = log\frac{Q}{K} \quad (4)$$

kde Q je reakční kvocient a K je rovnovážná konstanta. V rovnováze je K = Q a SI se pak rovná nule. Je-li index nasycení kladné číslo, je roztok přesycený a budou se z něj vylučovat „přebytečné" složky a krystalizovat pevná fáze. Pokud je záporný, je roztok nenasycený a bude naopak minerál rozpouštět.

Dynamika interakce kalcit – voda je poměrně rychlá – odhadované časy zadržení vody v krasovém profilu jsou dostatečné k dosažení rovnováhy. V nižší části vadózní zóny je předpokládán systém uzavřený vzhledem k plynnému CO_2: voda zde proudí póry a puklinami bez kontaktu s plynným CO_2. Z těch nakonec ústí do jeskynních prostor, kde panují odlišné podmínky – zejména nižší P_{CO2}, řízený ventilací jeskyně. Ve snaze vyrovnat parciální tlaky skapová voda odplyňuje přebytečný oxid uhličitý, tím zvyšuje pH a aktivitu CO_3^{2-} iontu a stává se přesycenou kalcitem. Ten se začne srážet a vytváří jeskynní speleotémy (sintry, stalaktity, záclony apod.). Z jeskynních prostor je voda odváděna dále do freatické zóny a mimo krasovou oblast.

Ne vždy ale pozorujeme v jeskyních přesycenou skapovou vodu – předchozí hydrogeochemický výzkum zaměřený na korozi speleotém (Faimon et al. 2004), odhalil v Tunelové chodbě v Punkevních jeskyních anomální skap nenasycený ke kalcitu (SI = -0.8 až -0.3). Jednou z příčin může být to, že (1) část srážkové vody vadózní zónou proudí velmi rychle podél přednostních cest (např. šachtový tok ze závrtů). Taková voda není při průchodu profilem v kontaktu s horninou dostatečně dlouho pro ustavení rovnováhy a při vyústění do jeskyně je nenasycená kalcitem (SI < 0). Vzhledem k velkému průtoku by pro takovou vodu byla typická sezónnost a velká variabilita ve vydatnosti (Smart – Friederich 1982).

Další příčinou může být (2) mixování vod s rozdílným složením (obsahy rozpuštěných karbonátů a vápníku). Každá z výchozích vod může být přitom v rovnováze s kalcitem – jejich rozdílná mineralizace je dána odlišnými podmínkami formování, zejména odlišným $P_{CO2(g)}$. Takové mísení lze očekávat v místech křížení puklin nebo v šachtách a komínech, kde voda stéká ve formě filmu na stěnách. Výsledný mix vod původně v rovnováze s kalcitem bude vždy nenasycený a bude směřovat k nové rovnováze s $CO_{2(g)}$ a karbonátem. V případě rychlého průniku nadložím vstupuje tato voda do jeskynního prostředí jako nenasycená. Vzhledem ke složitosti vodních cest v krasovém profilu je možné, že k mixování původně oddělených vod dochází také např. při nadměrných srážkách a přetocích sousedících kolektorů v epikrasu. Hydrologie skapů s mixovanými vodami tak může být velmi proměnlivá (Tooth – Fairchild 2003).

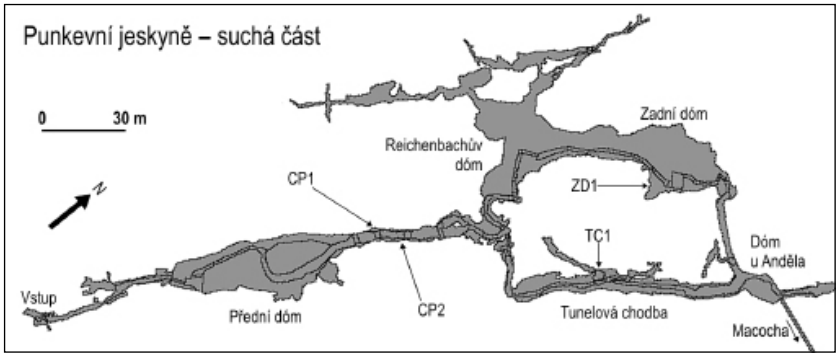
Posledním mechanismem je (3) předchozí srážení kalcitu před vstupem do jeskyně (*prior calcite precipitation* – PCP). Voda v tomto případě protéká volnými prostory, jejichž atmosféra má nižší parciální tlak CO_2 než odpovídá rozpuštěným karbonátovým složkám, $P_{CO2(w)}$. Voda reaguje odplyněním, stává se přesycenou a vylučuje kalcit. V malých prostorách by se P_{CO2} v atmosféře rychle vyrovnal s $P_{CO2(w)}$. PCP lze proto očekávat ve větších, dobře ventilovaných prostorách. Svou roli hraje také kinetika odplyňování vody – čím větší je plocha tělesa vody a menší celkový objem, tím rychleji se vyrovná $P_{CO2(g)}$ a $P_{CO2(w)}$. Z hlediska vydatnosti není důvod předpokládat, že se voda předběžně srážející kalcit bude lišit od běžných průsakových skapových vod, dá se ale očekávat intenzivnější PCP v obdobích s nízkými průtoky (Fairchild et al. 2000).

Při rozpouštění karbonátových hornin voda zvyšuje svou mineralizaci. Z kationů se na mineralizaci podílí zejména Ca^{2+} z kalcitu, méně Mg^{2+} z dolomitu a hořečnatého kalcitu. Poměr mezi obsahem vápníku k hořčíku je určován několika procesy (Fairchild et al. 2000; Fairchild – Treble 2009). Prvním z nich je (1) předběžné srážení kalcitu – tento proces vede k poklesu koncentrace vápníku a tím k nárůstu poměru Mg/Ca. Vzhledem k nestechiometrickému rozpouštění vápence je důležitým faktorem (2) čas zadržení vody v krasovém profilu. Je také možné, že dochází k (3) selektivnímu uvolňování Mg z kalcitu (Morse – Arvidson 2002). V neposlední řadě může variace v koncentracích stopových prvků způsobit (4) mixování a ředění vod.

Studovaná lokalita a metodika

Skapové vody byly vzorkovány v Punkevních jeskyních, což jsou veřejnosti zpřístupněné jeskyně v severní části Moravského krasu asi 12 km v. od Blanska. Jeskynní systém byl zformován řekou Punkvou. Je vyvinut v lažáneckých a vilémovických vápencích macošského souvrství (Balák 1984).

Prezentovaná data představují dva skapy v chodbě za Předním dómem (skapy CP1 a CP2), skap v Tunelové chodbě (skap TC1) a skap v Zadním dómu (ZD1), viz obr. 1. Zdrojem skapů za Předním dómem jsou drobná brčka po levé straně chodby směrem od vchodu. Voda skapu TC1 v Tunelové chodbě kape ze záclonky asi 30 cm široké, vyvinuté na hraně ústí komína. Skap ZD1 kape ze stropu Zadního dómu na speleotému „Váza" z výšky cca 20 m. Vzorky byly odebírány dvakrát měsíčně v období od února 2012 do února 2013. Prezentovaná data pro skapy CP1 a CP2 a TC1 a hydrologie skapu ZD1 pochází z 24 měření. Z důvodu nízké vydatnosti, která neumožňovala vzorkování, bylo ze skapu ZD1 k dispozici pouze 6 vzorků.

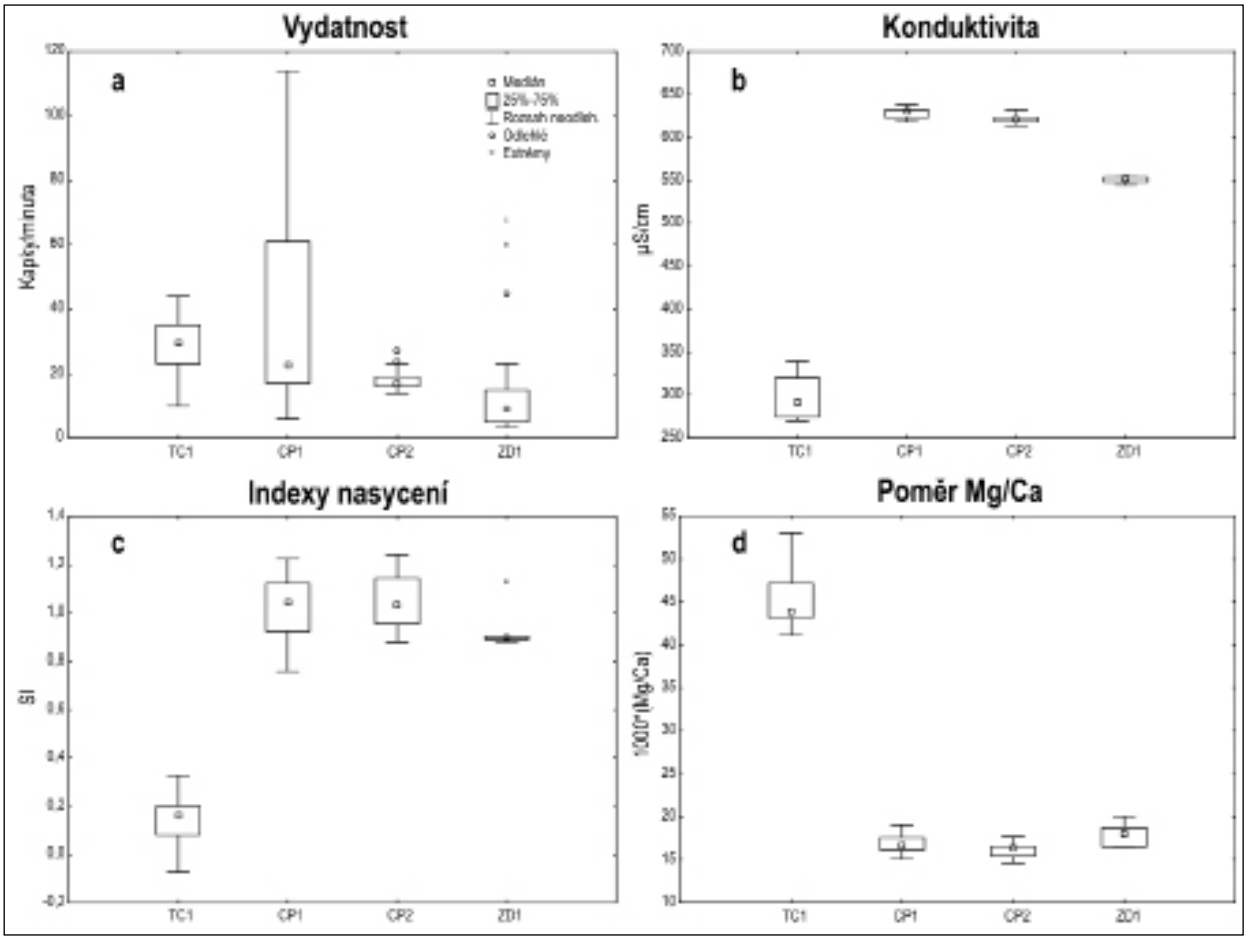


Obr. 1: Mapa části Punkevních jeskyní s vyznačenou polohou studovaných skapů (Balák, nepublikovaná práce).
Fig. 1: Map of Punkva Caves with marked location of studied drips (Balák, not published).

Přímo na místě byly u vzorků měřeny pH, vodivost a stanovena alkalita (acidimetrickou titrací) a koncentrace vápníku (komplexometrickou mikrotitrací). Vydatnost (rychlost) skapu byla určována počítáním kapek během standardního časového intervalu 1 min. Kompletní chemické analýzy byly následně provedeny v laboratoři za použití ICP-MS. Saturační indexy byly vypočítány modelovacím softwarem PHREEQC (Appelo – Parkhurst 1999).

Výsledky a analýza dat

Hydrogeochemické parametry skapových vod z Punkevních jeskyní jsou na obrázku 2a. Skapy CP2 a TC1 vykazují relativně stálou vydatnost (variační koeficient < 50 %), zatímco vydatnost skapů CP1 a ZD1 je proměnlivější (variační koeficient > 50 %). V průběhu roku vykazovala vydatnost všech skapů slabě klesající trend. Maximální



Obr. 2: Hydrogeochemické vlastnosti skapových vod v Punkevních jeskyních v období od února 2012 do února 2013 (TC1, CP1 a CP2 znázorňuje 24 měření; ZD1 znázorňuje 6 měření).
Fig. 2: Hydrogeochemical parameters of dripwaters from Punkva Caves in the period from February 2012 to February 2013 (TC1, CP1 and CP2 represents 24 measurements; ZD1 represents 6 measurements).

vydatnosti byly pozorovány na přelomu února a března, minimální pak v prosinci.

Elektrická vodivost skapů CP1, CP2 a ZD1 se pohybuje mezi 550 až 630 µS/cm, zatímco u skapu TC1 je v rozmezí 275–350 µS/cm (obr. 2b). Index nasycení kalcitem (SI_{kalcit}) se pro skapy CP1, CP2 a ZD1 pohybuje v rozmezí 0,8–1,2, pro skap TC1 variuje blízko rovnováhy (SI = -0,1 až 0,3).

Poměr hořčík/vápník pro skapy CP1, CP2 a ZD1 se pohybuje v rozpětí 15–20. Pouze v případě skapu TC1 dosahuje téměř třikrát vyšších hodnot. Přitom obsah hořčíku je ve všech skapech velmi stálý (Mg ~ 1,5 mg/l).

Diskuze

Variabilita vydatnosti skapů CP2 a TC1 nižší než 50 % indikuje celoročně poměrně stálé skapy s malými výkyvy. Tyto skapy odpovídají stabilním zdrojům vody v nadložní části krasu (visuté kolektory v epikrasu). Naopak vyšší variabilita vydatnosti skapů CP1 a ZD1 naznačuje sezónní povahu skapů s rychlým průtokem a menšími kolektory. Systematický pokles vydatnosti naznačuje, že primární zdroje vody v nadloží jeskynních prostor se v průběhu roku zvolna vyprazdňují a doplňují se pravděpodobně v obdobích tání sněhu. Občasné nárůsty vydatnosti po srážkách v průběhu roku mohou být způsobeny pístovým tokem, kdy infiltrující voda vytláčí starší vodu zachycenou v puklinách.

Z hlediska geochemických vlastností můžeme skapové vody v Punkevních jeskyních rozdělit do dvou skupin. První skupinu tvoří „běžné skapy“ CP1, CP2 a ZD1 – jejich mineralizace je velmi stálá, jak dokládá konduktivita (viz obr. 2b). U skapů CP1 a CP2 je patrná velká podobnost geochemických vlastností vod, ačkoli se hydrologicky velmi liší.

Druhou skupinu představuje skap TC1. Ten vykazuje anomální vlastnosti – nižší a variabilní konduktivita indikuje nižší celkovou mineralizaci ve srovnání se zbylými skapy, skap je blízko rovnováhy s kalcitem a poměr Mg/Ca je zvýšený.

Relativně stabilní a vysoký průtok skapu TC1 ukazuje na objemný kolektor a delší časy zadržení. To vylučuje přímý kontakt s povrchem, rychlý průtok vody krasovým prostředím a naředění málo mineralizovanou srážkovou vodou – mixování po srážkových událostech by způsobovalo velkou variabilitu vydatnosti. Proti mísení vod svědčí poměr Mg/Ca – zatímco obsah hořčíku je obdobný jako v ostatních skapových vodách, obsah vápníku je výrazně nižší a určuje hodnotu poměru.

Anomální hodnoty indexu nasycení (tj. koncentrace karbonátů a vápníku) jsou nejpravděpodobněji způsobeny

předchozím srážením kalcitu ve vyšších patrech jeskyní. Tento předpoklad potvrzují i dřívější speleologické práce: komín nad skapem je přes dvacet metrů dlouhá, ukloněná prostora s jeskynní výzdobou (Glozar 1984), což dokladuje srážení kalcitu.

Vzhledem k několika zaznamenaným případům, kdy byl index nasycení ke kalcitu menší než 0 (viz obr. 2c), se na výsledném složení anomální vody pravděpodobně podílí vedle předchozího srážení kalcitu ještě další procesy. Index nasycení by mohl být záporný například v situaci, (1) kdy se voda předběžně srážející kalcit opět dostane do prostoru s vyšším P_{CO2}, rozpouští jej a stává se nenasycenou ke kalcitu. Dalším procesem (2) je mísení dvou různých vod původně v rovnováze s kalcitem.

Závěr

Na základě hydrogeochemické studie skapových vod v Punkevních jeskyních (Moravský kras) byl identifikován skap s anomálními vlastnostmi: nízkou mineralizací, stavem blízko rovnováhy s kalcitem, vysokým poměrem Mg/Ca a relativně velkou a stálou vydatností. Analýzy dat naznačují, že se z vody tohoto skapu předběžně srážel kalcit ve volných prostorách v nadloží jeskyně. Existenci takovéto prostory nad skapem TC1 potvrzují speleologické výzkumy. Samotné předchozí srážení nicméně nevysvětluje všechny hydrochemické vlastnosti (např. SI < 0), takže na konečném stavu vody zřejmě participují další procesy, například mixování různých typů vod. Přestože je anomální skap nenasycený ke kalcitu pouze ojediněle, nedovoluje spolehlivě zamítnout hypotézu chemické koroze speleotém skapovými vodami.

Zbývající studované „standardní" skapy vykazují s výjimkou hydrologie velmi stejnorodé hydrogeochemické vlastnosti: zvýšenou mineralizaci, nižší poměr Mg/Ca a značné přesycení kalcitem.

Poděkování

Výzkum byl institucionálně podpořen společností GEOtest, a. s., a Masarykovou universitou. Autoři dále děkují Jiřímu Hebelkovi ze Správy jeskyní Moravského krasu a RNDr. Antonínu Tůmovi ze Správy CHKO Moravský kras za podporu při monitoringu. Díky patří také recenzentovi Mgr. Tomáši Kuchovskému, Ph.D. za podnětné připomínky.

Literatura

Appelo, C. A. J. – Parkhurst, D. L. (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2) – a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations – Water-Resources Investigations Report, 99–4259.

Balák, I. (1984): Mineralogicko-petrografický a drobně tektonický výzkum Punkevních jeskyní. – MS, diplomová práce PřF UJEP Brno.

Faimon, J. – Zimák, J. – Zajíček, P. – Schwarzová, M. – Štelcl, J. (2004): The study of recent destructive processes in the Moravian Karts caves (Czech republic). – Geographica, (Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium), 38, 1, 9–13.

Fairchild, I. J. – Borsato, A. – Tooth, A. F – Frisia, S. – Hawkesworth, C. J. – Huang, Y. – McDermott, F. & Spiro, B. (2000): Controls on trace elements (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. – Chemical Geology, 166, 255–269.

Fairchild, I. J. – Treble, P. C. (2009): Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. – Quaternary Science Reviews, 28, 449–468.

Glozar, P. (1984): Průzkum komínových prostor v suché části Punkevních jeskyní. – Československý kras, 35, 87–93.

Jacobson, R. L. – Langmuir, D. (1974): Dissolution constants of calcite and $CaHCO_3$+ from 0 to 50 °C. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 301–318.

Morse, J. W. – Arvidson, R. S. (2002): The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. – Earth-Science Reviews, 58, 51–84.

Smart, P. L. – Friederich, H. (1982): The classification of autogenic percolation waters in karst aquifers: A study in G.B. Cave, Mendip hills, England. – Proceedings University of Bristol Spelaeological Society, 16, 2, 143–159.

Tooth, A. F. – Fairchild, I. J. (2003): Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. – Journal of Hydrology, 273, 51–68.

ALKÁLIE V BŘIDLICÍCH ROZSTÁŇSKÉHO SOUVRSTVÍ TĚŽENÝCH VE VELKOLOMU MOKRÁ (MORAVSKÝ KRAS)

Alkali elements in shales of the Rozstání Formation extracted from the Mokrá Quarry (Moravian Karst)

Jindřich Štelcl[1,2], Jiří Zimák[3], Roman Donocik[4]

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

[2] *Katedra biologie PedF MU, Poříčí 7, 603 00 Brno*

[3] *Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc*

[4] *Českomoravský cement, a. s., 664 04 Mokrá–Horákov*

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian Karst, Rozstání Formation, alkali elements, shales, Mokrá Quarry

Abstract

Limestones of the Macocha and Líšeň Formations and silty to clayey shales of the Rozstání Formation as cement raw material are extracted from the Mokrá Quarry in the southern part of the Moravian Karst. Limestones of the both mentioned formations have only very low concentrations of potassium and sodium. The paper is focused on the study of chemical and mineralogical composition of the mentioned shales sampled in the eastern part of the Mokrá Quarry. The rocks have been investigated by using EDX analysis. In the studied shales, a pelitic fraction usually prevails over an aleuritic one. Up to 90 % of the pelitic fraction comprises phyllosilicates (mainly muscovite and illite), hereinafter identified quartz and feldspars (K-feldspar, less often plagioclase). Aleuritic component is significantly represented by quartz. The studied rocks are rich in alkali elements (2.5 wt. % K_2O and 2.6 wt. % Na_2O in average). Potassium occurs in phyllosilicates of the composition corresponding to illite (or) muscovite and to biotite, partly replaced by chlorite of the clinochlore-chamosite series. Sodium is present in feldspars. It is clear that silty to clayey shales of the Rozstání Formation may significantly affect the total alkali content in the produced cement. Data are tabled and discussed.

Úvod

Mezi cementářské suroviny dobývané ve velkolomu Mokrá patří vedle karbonátových hornin (vápenců a kalciturbiditů) macošského a líšeňského souvrství také břidlice souvrství rozstáňského. V rámci sledování distribuce alkálií v surovinách aktuálně těžených ve velkolomu Mokrá byly zmíněné břidlice podrobně studovány. V nich přítomné alkálie mohou významným způsobem ovlivnit celkový obsah alkálií v cementu, který je jedním ze sledovaných parametrů. Hlavní výsledky jsou uvedeny v tomto článku; podrobnější údaje lze najít v nepublikované zprávě (Štelcl – Zimák 2012).

Siliciklastické sedimenty rozstáňského souvrství ve východní části velkolomu Mokrá mají charakter siltových až jílových břidlic šedé až tmavošedé barvy, která se navětráním mění až na zelenavě hnědou. Jejich petrografickou charakteristikou se podrobně zabývali již Štelcl – Schmidt (1963), přičemž minerální složení uvedených hornin bylo hodnoceno jak mikroskopicky, tak zejména na základě rentgenové difrakční analýzy. Podle citovaných autorů v jimi studovaných břidlicích převažuje pelitická složka nad aleuritickou. Až 90 % objemu pelitické složky připadá na fylosilikáty (sericit, biotit, chlorit), dále byl identifikován křemen a plagioklas. Na složení aleuritické složky se podle Štelcla – Schmidta (1963) podílí hlavně křemen, fylosilikáty (sericit, muskovit, biotit, chlorit) a živce.

Vzorky a metody

Břidlice rozstáňského souvrství vystupují a jsou těženy ve východní části velkolomu Mokrá (etáže 395V a 410V), kde jsou na ně nasunuty karbonátové horniny líšeňského souvrství (viz např. Rez 2010). Násunová zóna má charakter tektonické melanže, v níž se střídají šupiny vápenců se šupinami břidlic; horniny v jejím prostoru jsou místy silně tektonicky postižené (mylonitizované) a také grafitizované. V souboru studovaných vzorků břidlic rozstáňského souvrství z obou etáží silně drcené nebo grafitizované horniny zastoupeny nejsou.

Ke stanovení kvantitativního chemického složení vybraných reprezentativních vzorků byly využity energiově disperzní analýzy. Tyto analýzy byly provedeny na elektronovém skenovacím mikroskopu JEOL JSM-6490LV vybaveném EDX analyzátorem (Oxford Instruments) v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Ústavu geologických věd PřF MU Brno. Doba načítání spektra činila 75 sekund.

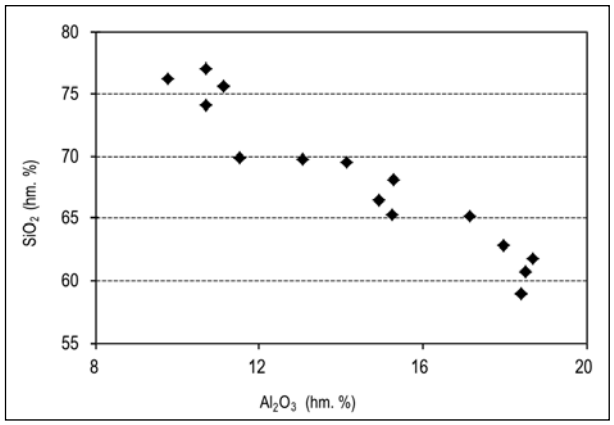
Před provedením vlastních analýz byla z každého vzorku vyříznuta destička o rozměrech cca 1 × 1 cm, a to ve směru přibližně kolmém na foliační plochy. Povrch destičky byl hrubě nabroušen a následně vakuově napařen uhlíkem. Na různých místech každého preparátu bylo analyzováno pět plošek o velikosti přibližně 1 × 0,7 mm, aby mohla být podchycena případná nehomogenita vzorku. Výsledné hodnoty uváděné v dalším textu a v tabulce 1 představují vždy průměr z těchto pěti stanovení. Rozměry minerálních zrn ve studovaných horninách jsou tak malé, že na výše uvedeném přístroji nebylo možno, až na ojedinělé výjimky, provést jejich reprezentativní bodové analýzy.

Výsledky a jejich diskuze

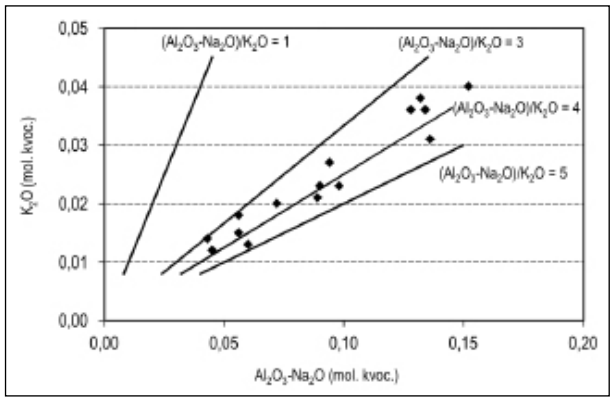
Výsledky reprezentativních EDX analýz osmi vzorků (z celkového souboru 15 analyzovaných vzorků) jsou

Tab. 1: Chemické složení břidlic rozstáňského souvrství z východní části velkolomu Mokrá. Plošné EDX analýzy; n. d. = pod mezí detekce.
Tab. 1: Chemistry of the shales of the Rozstání Formation from the eastern part of Mokrá Quarry. EDX analyses of the areas of about 1 mm²; n. d. = below detection limit.

	výsledky analýz osmi reprezentativních vzorků (hm. %)								parametry celého souboru vzorků			
	M1276	M1282	M1295	M1302	M1314	M1317	M1322	M1332	min	max	median	průměr
K_2O	2,64	4,17	3,81	3,75	1,23	1,33	1,78	1,28	1,23	4,17	2,21	2,50
Na_2O	1,97	1,86	1,49	2,03	2,91	3,90	3,34	2,92	1,49	3,90	2,47	2,55
SiO_2	65,22	60,73	62,81	61,70	74,07	76,95	69,81	76,21	60,73	76,95	67,52	68,44
TiO_2	0,95	0,98	0,88	0,76	0,62	0,50	0,63	0,70	0,50	0,98	0,73	0,75
Al_2O_3	15,25	18,53	17,99	18,70	10,72	10,71	11,52	9,79	9,79	18,70	13,39	14,15
CaO	1,08	1,16	0,25	0,42	1,65	0,92	3,88	2,01	0,25	3,88	1,12	1,42
FeO	9,83	8,93	9,43	9,13	5,87	3,80	4,56	4,29	3,80	9,83	7,40	6,98
MgO	1,97	2,74	3,14	3,06	1,63	1,16	1,43	1,23	1,16	3,14	1,80	2,05
MnO	0,11	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00	0,11	0,00	0,01
SO_3	n. d.	n. d.	n. d.	0,12	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00	0,12	0,00	0,02
P_2O_5	0,13	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,00	0,13	0,00	0,02
CO_2	0,85	0,91	0,19	0,33	1,30	0,72	3,05	1,58	0,19	3,05	0,88	1,12



Obr. 1: Korelace Al_2O_3/SiO_2 v břidlicích rozstáňského souvrství.
Fig. 1: Correlation Al_2O_3/SiO_2 in the shales of the Rozstání Formation.

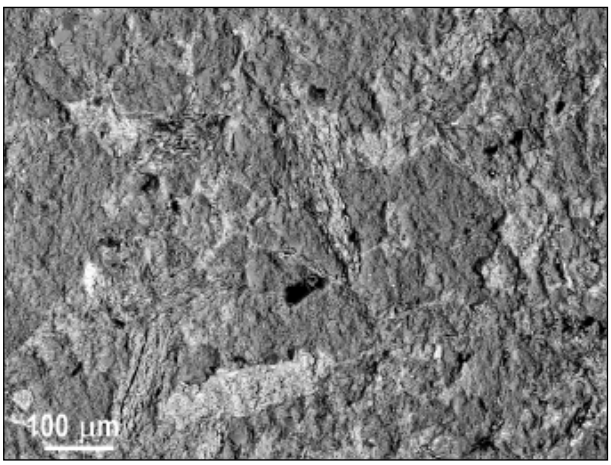


Obr. 2: Korelace $(Al_2O_3-Na_2O)/K_2O$ v břidlicích rozstáňského souvrství.
Fig. 2: Correlation $(Al_2O_3-Na_2O)/K_2O$ in the shales of the Rozstání Formation.

uvedeny v tabulce 1, jejíž součástí jsou i parametry charakterizující celý studovaný soubor. Při zpracování EDX analýz byl proveden dopočet CO_2, a to na základě obsahu CaO v analyzovaných ploškách, přičemž předpokládáme, že všechen stanovený oxid vápenatý je v dané plošce vázán na kalcit. Jde pouze o předpoklad, část CaO může být vázána na jiné minerální fáze, např. živce. Výsledky analýz jsou v tabulce 1 přepočteny na sumu 100 hm. %. Data v tabulce 1 korespondují s výše uvedenými údaji o minerálním složení studovaných hornin. Vysoký podíl SiO_2 je v souladu s významným zastoupením křemene. Obsahy K_2O a Na_2O jsou zhruba stejné a pohybují se v průměru kolem 2,5 hm. %. V případě draslíku předpokládáme jeho přednostní vazbu na fylosilikáty (illit, muskovit a také biotit); přítomnost sodíku souvisí pravděpodobně se zastoupením plagioklasu. Hliník je vázán jak na fylosilikáty, tak i na živce. Relativně vysoké koncentrace železa a hořčíku lze spojovat s biotitem a chloritem, hojnými v některých vzorcích.

Na obrázku 1 je znázorněn vztah mezi obsahy Al_2O_3 a SiO_2 v souboru studovaných břidlic. Negativní korelace je důsledkem faktu, že zvýšení podílu alumosilikátů je kompenzováno snížením obsahu křemene.

Pozitivní korelace byla nalezena mezi molárními kvocienty Al_2O_3-Na_2O/K_2O (obr. 2). Čtyřmi přímkami jsou zde vyznačeny poměry $(Al_2O_3-Na_2O)/K_2O$ o hodnotách 1, 3, 4 a 5. Výsledky analýz spadají do relativně úzkého pole vymezeného poměry 3 a 5. Poměr mezi Al/K o hodnotě 3 odpovídá stechiometrii muskovitu. Pole reprezentující illit je ohraničeno liniemi odpovídajícími poměrům 3 a 5. Korelace tedy naznačuje, že draslík je ve studovaných horninách vázán přednostně na fylosilikát se stechiometrií odpovídající illitu až (nebo) muskovitu. Můžeme zcela vyloučit možnost, že by významným nositelem draslíku mohly být živce (v draselných živcích je poměr Al/K = 1).



Obr. 3: BSE obraz siltové břidlice (vzorek M1276) z velkolomu Mokrá.
Fig. 3: BSE image of the silty shale (sample M1276) from the Mokrá Quarry.

Opačnou situaci lze konstatovat v případě sodíku, u nějž lze předpokládat dominantní vazbu na plagioklasy; přítomnost jiných minerálních fází obsahujících v podstatném množství sodík je nepravděpodobná.

V některých vzorcích jsou fylosikáty sporadicky zastoupeny biotitem, tvořícím šupinkovité agregáty (obr. 3), často do různého stupně přeměněné na chlorit. Jeho složení na základě EDX spektra odpovídá chloritu klinochlor-chamositové řady, patrně s převahou chamositové složky. Na obrázku 3 chloritizovanému biotitu odpovídají anizometrické průřezy relativně světlé barvy, místy s rozpoznatelnou bazální štěpností; černé objekty (např. velký ve střední části snímku) jsou tvořeny grafitickou substancí.

Závěr

V rámci sledování distribuce alkálií v cementářských surovinách ve velkolomu Mokrá byly detailně studovány siliciklastické sedimenty rozstáňského souvrství. V současnosti jsou tyto horniny těženy ve východní části velkolomu. Jde převážně o siltové až jílové břidlice s drobnými tělesy karbonátových hornin nejistého stratigrafického zařazení. Zatímco v těchto karbonátových horninách jsou obsahy alkálií relativně nízké (viz Štelcl et al. 2013), obsahují tzv. „rozstáňské břidlice" 1,23 až 4,17 hm. % K_2O (průměr 2,53 hm. % K_2O), a 1,49 až 3,90 hm. % Na_2O (průměr 2,55 hm. % Na_2O). V případě draslíku jde o jeho přednostní vazbu na fylosilikáty o složení odpovídajícím illitu až (nebo) muskovitu, zčásti i biotitu, silně postiženému chloritizací. Sodík je v těchto horninách vázán na živce. Z provedeného studia je zřejmé, že břidlice rozstáňského souvrství mohou významným způsobem ovlivnit celkový obsah alkálií v produkovaném cementu.

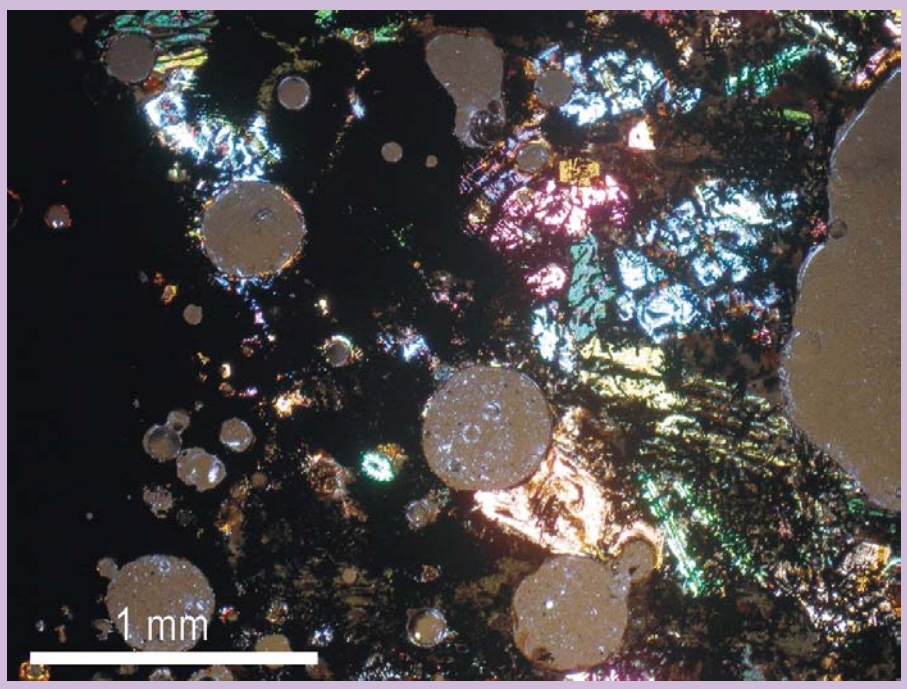
Literatura

Rez, J. (2010): Strukturně-geologický vývoj jižní části Moravského krasu. – MS, disertační práce, PřF MU Brno.

Štelcl, J. – Schmidt, J. (1963): Příspěvek k petrografii a sestavení spodnokarbonských břidlic Drahanské vysočiny. – Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia 2, IV, 3, 3–44.

Štelcl, J. – Zimák, J. (2012): Obsahy alkálií v cementářských surovinách těžených ve východní části velkolomu Mokrá. – MS, PřF MU Brno a PřF UP Olomouc.

Štelcl, J. – Zimák, J. – Donocik, R. (2013): Distribuce alkálií v karbonátových horninách líšeňského souvrství v prostoru mezideponie ve východní části velkolomu Mokrá (Moravský kras). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 20, 1–2, 213–216.



Železářská struska z Dražůvek u Kyjova s nehomogenním fázovým složením ve výbrusu. V levé části obrázku je struska bohatá na opaknífáze, v pravé části je doména bohatá na velké krystaly fayalitu s pestrými interferenčními barvami. Okrouhlé izotropní objekty jsou póry (fotografováno s analyzátorem). Foto Z. Dolníček 2014.



Pohled na západní část lomu Březinka. Ve spodních etážích je odkryto perucko-korycanské souvrství (tmavé žáruvzdorné jílovce a korycanské vrstvy) a v nejvyšších dvou etážích bělohorské souvrství, tvořené vápnitými prachovci a pískovci. Na bázi bělohorského souvrství byl dokumentován výskyt krasových útvarů. Foto T. Kumpan, 2013.



Detail lomové stěny ve východní části velkolomu Mokrá odkrývající tmavošedé siltové až jílové břidlice rozstáňského souvrství. Foto J. Štelcl, 2005.



Glacifluviální hrubý masivní štěrk ve střední části odkryvu v Kolnovicích, bohatý na klasty křemene, muskovitického a živcového kvarcitu a chudý na nordika. Foto M. Hanáček, 2009.



Glacifluviální korytovitě zvrstvené štěrkovité písky na Polském kopci u Vidnavy, bohaté na klasty nordických hornin a s pestrou skladbou klastů hornin z krystalinika Rychlebských hor. Foto M. Hanáček, 2011.

FACULTAS RERUM NATURALIUM
ÚGV
GVMS
UNIVERSITAS MASARYKIANA BRUNENSIS

1919
ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA

ČESKOMORAVSKÝ ŠTĚRK
HEIDELBERGCEMENT Group

muni PRESS

9 788021 075245