

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

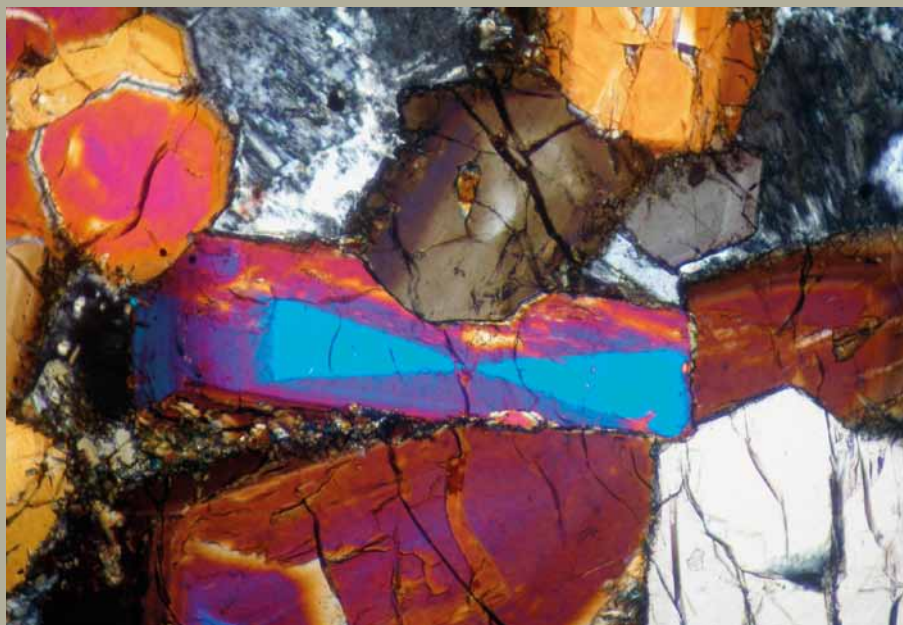
aplikovaná geologie

XXIII. ročník/2016/1-2

BRNO 2016



Vývěr Jedovnického potoka u osady Josefov v Moravském krasu.
Autor K. Schrimpelová, 2014.



Sektorově zonální vyrostlice pyroxenu ve výbrusu ze středně zrnitého amfibolicko-pyroxenického těšínitu z lokality Bludovice. Foceno s analyzátořem, spodní hrana fotografie je 3 mm. Autor K. Kropáč, 2016.



Vzorek křemenné žiloviny s galenitem ze Zlatého dolu u Hluboček, spodní hrana fotografie je 13 cm. Autor M. Kotlánová, 2013.

Snímek na 1. straně: Průřez artikulovanými miskami inoceramidního mlže *Platyceramus* sp. ve vápnité konkreci uvnitř šedých skvrnitých jílovců stáří campan–maastricht, podslezská jednotka, potok Kopytná u Bystřice nad Olší. Autor M. Bubík, 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:

Roman Aubrecht, KGP UK Bratislava
David Buriánek, ČGS
Helena Gilíková, ČGS
Radomír Grygar, HGF VŠB-TU
Mathias Harzhauser, NHM Wien
Martin Ivanov, ÚGV MU
Václav Kachlík, ÚGP UK
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

Vydává Masarykova univerzita,
Žerotínovo nám. 9, 601 77 Brno
IČO: 002 16 224
Vychází dvakrát ročně,
toto číslo vychází 20. 12. 2016
v nákladu 50 výtisků

Sazba a technická redakce:

Pavel Klímeček, Helena Gilíková

Obal, tiráž, web:

Martin Knížek

Jazyková úprava:

Pavel Pracný

Zpracování pro tisk:

Adobe InDesign CS5.5

Adobe Photoshop CS5

Tisk: TIGRIS spol. s r. o.,

Nábřeží 599, Zlín-Prštén

Časopis je evidován MK ČR pod č. E 19837

ISBN 978-80-210-8419-3

ISSN 1212-6209 (print)

ISSN 2336-4378 (on-line)

© 2016 Masarykova univerzita

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

Elektronické vydání je dostupné v archivu na adrese: <http://journals.muni.cz/gvms/>

23. ročník, č. 1–2 obsahuje články z různých geologických oborů, včetně interdisciplinárních témat, modelování, studia environmentálních aspektů a rizik.

Sestavili:

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

Na vydání čísla se podíleli, včetně finanční podpory:

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba

NIKON spol. s r. o.

RNDr. Karel Martyčák – www.mikroskopy-prodej.cz

Redakční posouzení, recenzenti:

RNDr. Daniela Boorová, CSc.; prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc.; RNDr. Miroslav Bubík, CSc.; Mgr. Stanislav Čech; RNDr. Petr Dobeš; doc. Ing. Jiří Faimon, Dr.; prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc.; Mgr. Martin Hanáček; RNDr. Pavel Havlíček†, CSc.; prof. RNDr. Jiří Kalvoda, CSc.; RNDr. Josef Klomínský, CSc.; Mgr. Tomáš Kumpan, Ph.D.; RNDr. Karel Malý, Ph.D.; RNDr. Lubomír Maštera, CSc.; Ing. Dalibor Matýsek, Dr.; RNDr. Radek Mikuláš, DSc.; RNDr. Vladimír Nehybka; RNDr. Jiří Otava, CSc.; RNDr. Peter Pálenský; Mgr. Tomáš Pecka; prof. RNDr. Jiří Pinkas, Ph.D.; Mgr. Přemysl Pořádek; RNDr. Jiří Rez, Ph.D.; Ing. Pavla Roupčová, Ph.D.; RNDr. Zuzana Skácelová; Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.; doc. RNDr. Jindřich Štelcl, 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

Baldík, Vít	52
Bubík, Miroslav	24, 45
Buriánek, David	52
Dolníček, Zdeněk	59, 74
Dundek, Peter	29
Engel, Zbyněk	13
Francírek, Michal	7
Hadacz, Roman	29
Hanáček, Martin	7, 13
Haviř, Josef	66, 97
Horák, Jiří	71
Kopecká, Lenka	90
Kotlánová, Michaela	74
Kováček, Martin	82
Králová, Veronika	29
Kropáč, Kamil	39, 59
Kurdík, Stanislav	102
Lehotský, Tomáš	59, 82
Melichar, Rostislav	102
Nehyba, Slavomír	7
Novák, Jiří	102
Otava, Jiří	52
Poul, Ivan	24
Procházková, Barbora	13
Schrimpelová, Kateřina	108
Schuchová, Kristýna	59
Šušolová, Jana	29
Urbanová, Lenka	90
Vlasáková, Jana	39
Volařík, Daniel	29
Všianský, Dalibor	102
Zbraněk, Marián	112
Zeman, Josef	112
Zimák, Jiří	90, 116, 121, 125

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM *Cenozoic*

Nové poznatky o facii „Pebbly mudstones“ pestrých vrstev kroměřížského souvrství (karpat, střední část karpatské předhlubně)

New findings about the facies of the „Pebbly mudstones“ of variegated deposits of Kroměříž Formation (Karpatian, Central part of the Carpathian Foredeep)

Michal Francírek, Martin Hanáček,
Slavomír Nehyba 7

Vývoj ledovcových sedimentů na kontaktu s žulovým masivem ve Štachlovicích u Vidnavy

Development of glacial sediments on contact with Žulová batholith in Štachlovice by Vidnava town

Martin Hanáček, Zbyněk Engel,
Barbora Procházková 13

Komplikovaná tektonická stavba podloží areálu ICRC ve fakultní nemocnici u sv. Anny v Brně

Complex structure of a foundation soil of the International Clinical Research Center of St. Anne's University Hospital Brno

Ivan Poul, Miroslav Bubík 24

Srovnávací studie povrchu křemenných zrn na lokalitách jižní a jihovýchodní Moravy

The comparative study of the surface of the quartz grains at the south and southeast Moravia sites

Jana Šušolová, Veronika Králová, Roman Hadacz,
Peter Dundek, Daniel Volařík 29

Hydrotermální mineralizace v horninách soláňského souvrství v západní části Chřibů

Hydrothermal mineralization in rocks of the Soláň Formation in the western part of Chřiby Hills

Jana Vlasáková, Kamil Kropáč 39

MEZOZOIKUM *Mesozoic*

Svrchnokřídová fauna (Foraminifera, Bivalvia) pod-slezské jednotky z potoka Kopytná v Bystřici nad Olší

Late Cretaceous fauna (Foraminifera, Bivalvia) of the Subsilesian Unit from Kopytná stream in Bystřice nad Olší

Miroslav Bubík 45

Karbonátové konkrece „koblížky“ z lokality Nové Dvory u Suchdola v Moravském krasu (Česká republika)

Carbonate concretions “donuts” from the Nové Dvory by Suchdol site in the Moravian Karst (Czech Republic)

David Buriánek, Jiří Otava, Vít Baldík 52

Petrografická variabilita těšinitového tělesa v Bludovicích u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty)

Petrographic variability of a body of teschenite from the site Bludovice near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Kristýna Schuchová, Kamil Kropáč,
Zdeněk Dolníček, Tomáš Lehotský 59

PALEOZOIKUM
Paleozoic

Variský vrásový systém odkrytý v lomu Podhůra (sv. okraj Českého masivu, kra Maleníku)

Variscan fold system exposed in the Podhůra quarry (NE part of the Bohemian Massif, Block of Maleník)

Josef Havíř 66

Poznámky k článku „Beneš L., Jirásek J., Hýlová L., Sivěk M. (2013): Mocnost svrchních hrušovských vrstev (namur) v české části hornoslezské pánve. – Geol. výzk. Mor. Slez., 20, 1–2, 112–115. Brno“

Comments to the paper: „Thickness of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin“ – Geol. výzk. Mor. Slez., 20, 1–2, 112–115. Brno

Jiří Horák 71

Původ a chemické složení fluid povariské hydrotermální mineralizace na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (spodní karbon Nížkého Jeseníku)

Origin and chemical composition of fluids of post-Variscan hydrothermal mineralization at locality Zlatý důl near Hlubočky (Lower Carboniferous of the Nížký Jeseník Upland)

Michaela Kotlánová, Zdeněk Dolníček 74

Ichnofosilie myslejovického souvrství Drahanského kulmu (spodní karbon, moravskoslezská jednotka Českého masivu)

Trace fossils from the Myslejovice Formation of the Drahaný Culm Basin (Lower Carboniferous, Moravosilesian unit of the Bohemian Massif)

Martin Kováček, Tomáš Lehotský 82

Mineralogie železných rud z Rozvodného vrchu u Čabové ve střední části šternbersko-hornobenešovského pruhu (moravskoslezská jednotka Českého masivu)

Mineralogy of the iron ores from the Rozvodný vrch Hill near Čabová in the central part of the Šternberk-Horní Benešov belt (Moravian-Silesian Unit, Bohemian Massif)

Jiří Zimák, Lenka Urbanová, Lenka Kopecká 90

APLIKOVANÁ GEOLOGIE
Applied geology

Nový severokorejský jaderný test a role stanice VRAC v rámci mezinárodního monitorovacího systému CTBTO

New North Korean nuclear test and role of the station VRAC in the framework of the International Monitoring System of the CTBTO

Josef Havíř 97

Aplikace texturní RTG-difrakční analýzy v tektonice – kvantifikace přednostní orientace kalcitu v karbonátových horninách

Application of texture x-ray diffraction analysis in tectonic – an example of calcite preferred orientation quantification in carbonate rocks

Stanislav Kurdík, Rostislav Melichar, Jiří Novák, Dalibor Všianský 102

Srovnání změn kvality vody v povrchovém toku a průtoku jeskynním systémem

Comparison of the water quality of surface flow and karst conduit flow

Kateřina Schrimpelová 108

Experimentální studium a modelování pravidelných pásků v křemičitých hydratovaných gelech

Experimental study and modeling of periodic bands in hydrated siliceous gels

Marián Zbraněk, Josef Zeman 112

Studium radioaktivity krystalinických hornin a paleozoických sedimentů na mapovém listu 14-44 Šternberk

Investigation of radioactivity of crystalline rocks and palaeozoic sediments within the map sheet 14-44 Šternberk

Jiří Zimák 116

Přirozená radioaktivita metamorfů a magmatitů na mapovém listu 14-21 Travná

Natural radioactivity of metamorphic and magmatic rocks within the map sheet 14-21 Travná

Jiří Zimák 121

Analýza laboratorních hodnot radioaktivity hornin na mapovém listu 15-11 Zlaté Hory

Analysis of laboratory values of rock radioactivity within the map sheet 15-11 Zlaté Hory

Jiří Zimák 125

NOVÉ POZNATKY O FACII „PEBBLY MUDSTONES“ PESTRÝCH VRSTEV KROMĚŘÍŽSKÉHO SOUVRSTVÍ (KARPAT, STŘEDNÍ ČÁST KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ)

New findings about the facies of the „Pebbly mudstones“ of variegated deposits of Kroměříž Formation (Karpatian, Central part of the Carpathian Foredeep)

Michal Francírek, Martin Hanáček, Slavomír Nehyba

Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno;
e-mail: francirekmichal@seznam.cz; HanacekM@seznam.cz; slavek@sci.muni.cz

(24-42 Kojetín, 25-31 Kroměříž)

Key words: Carpathian Foredeep, Karpatian, Kroměříž Formation, borehole core, pebbly mudstones, detrital garnet, provenance

Abstract

One of the facies of variegated deposits of the Kroměříž Formation (Miocene, Late Karpatian) is represented by pebbly mudstones. The Kroměříž Formation is formed by clays, mudstones, sands, sandstones, gravels and conglomerates. This formation has been deposited along the active margin of the Carpathian Foredeep ahead of the front of the Western Carpathian flysch nappes and is divided into the variegated deposits and the Holešov conglomerates. The variegated deposits are known only from the deep boreholes. In this paper the samples of pebbly mudstones from boreholes Rataje-1, -2 and Kroměříž-1, -2 are described. The studied samples have been subjected to the grain size analysis, petrographic and provenance analyses of gravel clasts and analyses of the chemistry and provenance of detrital garnets. The pebbly mudstone from the borehole Rataje-1 contains ~24 % gravel, ~18 % sand and ~58 % clay + silt and can be classified (according to Nichols 2009) as a gravelly mudrock. The pebbly mudstone from the borehole Kroměříž-1 is formed by ~2.5 % gravel, ~19 % sand and ~78.5 % clay + silt and is classified as a sandy mudrock. The clasts are mostly formed by quartzs (30–35 %), sandstones (20–27 %), metamorphic rocks (10–20 %) and magmatic rocks (10–19 %). The clasts of chert (3–12 %) and limestones (1–9 %) are less common. Other rocks as shales, mudstones and menillites are only accessory (representing about 1 % of clasts each). The presence of the clay and silt matrix and also the mudstone intraclasts and rock extraclasts show mixing of the intrabasinal unconsolidated fine-grained deposits and coarse-grained clastic material from the extrabasinal environment. The clasts have subangular and subrounded shape. The predominant type of detrital garnets is Alm-Prp with pyrope component to 20 %, which represents ~65 % of detrital garnets. The pebbly mudstones have been interpreted as deposits of cohesive debris flows (being a part of the subaqueous fan or delta?). The flysch nappes of the Western Carpathians served as a source for both clasts and detrital garnets, and deposits of the Kroměříž Formation are supposed to represent a prograding wedge into the basin.

Úvod

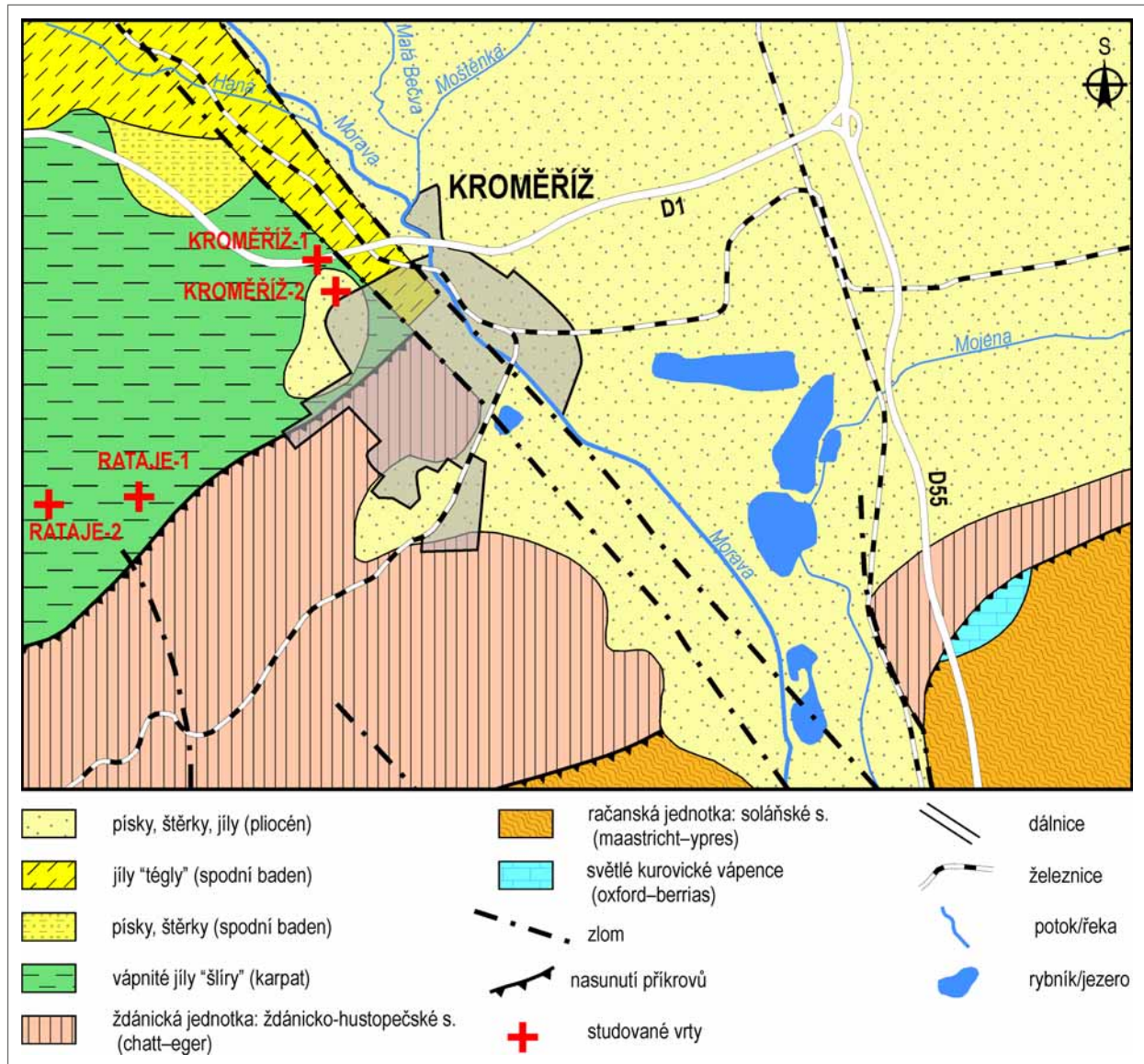
Kroměřížské souvrství představuje nejmladší člen sedimentárního záznamu karpátu ve střední části karpatské předhlubně. Bylo uloženo před čely flyšových příkrovů, v bezprostředním nadloží novopřerovských vrstev. Souvrství je reprezentováno dvěma členy, tj. holešovskými slepenci a pestrými vrstvami. Holešovské slepence byly dříve také označovány oblastními názvy např. nítkovické šterky a písky, holešovské šterky atd. (Benada – Kokolusová 1987; Adámek et al. 2003). Slepence jsou známy z vrtů i odkryvů. Naproti tomu pestré vrstvy jsou doloženy pouze z hlubokých vrtů, které byly provedeny v rámci naftového průzkumu ve 20. století. Typickou facií pestrých vrstev jsou tzv. „pebbly mudstones“. Jsou to sedimenty tvořené příměsí písčité a šterkovité frakce v jílovité matrix vzniklé z gravitačních hustotních proudů (Reineck – Singh 1973).

Pestré vrstvy byly studovány řadou autorů v souvislosti s naftovým průzkumem a primární data jsou uložena v archívech průzkumných organizací. Podrobněji se sedimenty pestrých vrstev zabývali Benada – Kokolusová (1987), kteří především studovali jejich petrografii, prostorové rozmístění a vztah k flyšovým příkrovům Západních Karpat.

V tomto příspěvku jsou shrnuty výsledky studia „pebbly mudstones“ pestrých vrstev, zastižených ve vrtech Kroměříž-1, -2 a Rataje-1, -2 (obr. 1). Nové poznatky vyplynuly hlavně z analýz detritických granátů, na jejichž základě byla upřesněna provenience těchto sedimentů.

Metodika

Studovaná vrtná jádra byla makroskopicky popsána a z jejich psefitické složky byly provedeny valounové analýzy. Z vrtu Kroměříž-1 (hl. 249 m) bylo analyzováno 437 valounů, ve vrtu Kroměříž-2 (hl. 280 m) 999 valounů a valounová analýza z vrtu Rataje-2 (hl. 314 m) obsahovala 1083 klastů. Studované sedimenty byly podrobeny zrnitostní analýze (2 vzorky Kroměříž-1 a Rataje-1), přičemž byla použita síta RETSCH o velikosti oka 2,000–0,063 mm. Analýza byla realizována v sedimentologické laboratoři Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty MU. Vytřídění sedimentů a stupeň zaoblení valounů byly klasifikovány podle Tuckera (2011), zrnitostní složení podle Nicholse (2009). Ze studovaných jader byly odebrány celkem 2 vzorky na analýzy chemismu granátů a to konkrétně z vrtů Kroměříž-1 a Rataje-2. Pro provenienční srovnání byly také nově provedeny analýzy granátů ze ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky z vrtu Tlu-



Obr. 1: Lokalizace studované oblasti v geologické mapě (upraveno podle Geologické mapy České republiky 1 : 500 000, Cháb et al. 2007).
 Fig. 1: Location of the study area in the geological map (modified after the Geological Map of the Czech Republic 1 : 500 000, Cháb et al. 2007).

mačov-1 (hl. 502 m). Detritické granáty byly analyzovány na přístroji CAMECA SX100 na pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty MU. Bylo provedeno 20 analýz granátů ze sedimentů pestrých vrstev a 30 analýz granátů ze sedimentů ždánicko-hustopečského souvrství. Výsledky analýz byly vyneseny do ternárních diagramů, jejichž vrcholy tvoří čtyři hlavní koncové členy (almandin, grosulár, pyrop a spessartin). Granáty byly dále rozčleněny do deseti typů podle zastoupení molekul hlavních koncových členů.

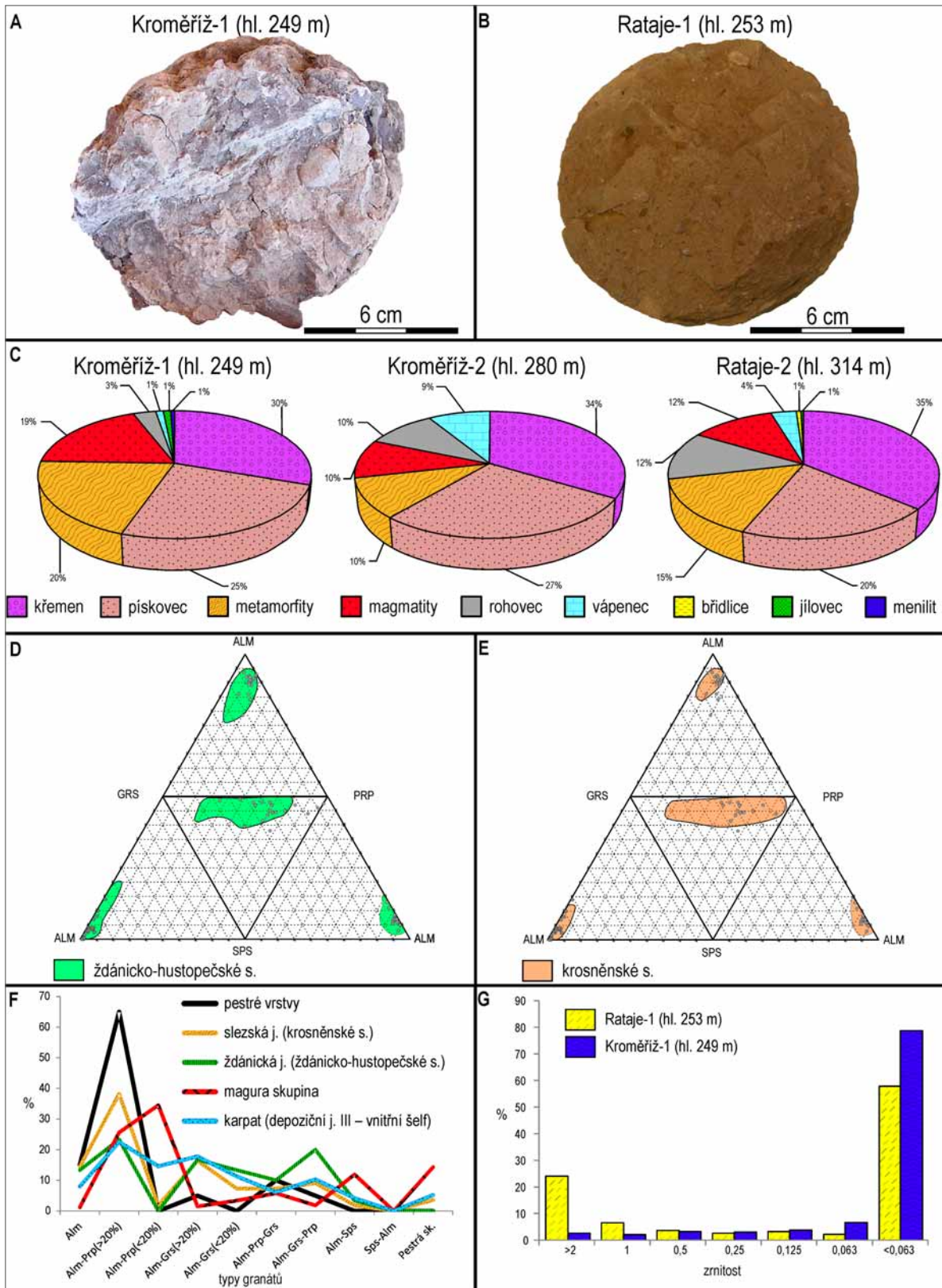
Výsledky Granulometrie

Makroskopicky lze facii „pebbly mudstones“ ve vtech popsat jako masivní parakonglomeráty (obr. 2A, 2B). Průměrná velikost klastů se pohybuje v rozmezí 1–2 cm, maximálně dosahuje 6 cm. Základní hmota je tvořena světlé hnědým prachovitým jílovcem. Zrnitostní složení umožňuje vyčlenit dvě subfacie. První pochází z vrtu Ra-

taje-1. Obsahuje ~24 % štěrku, ~18 % písku a ~58 % jílu + siltu (obr. 2G). Podle klasifikace Nicholse (2009) se jedná o štěrkovitý kalovec (gravelly mudrock). Druhá subfacie je z vrtu Kroměříž-1. Obsahuje ~2,5 % štěrku, ~19 % písku a ~78,5 % jílu + siltu (obr. 2G). Podle citované klasifikace jde o písčité kalovec (sandy mudrock). Facie se tedy odlišují především v podílech štěrkové komponenty.

Valounové analýzy

Podle složení valounů představují obě facie polymikt-ní sedimenty (obr. 2C). Valouny jsou nejčastěji tvořeny křemenem (30–35 %), pískovci (20–27 %), metamorfity (10–20 %) a magmatity (10–19 %). Nízkými, avšak variabilními podíly jsou zastoupeny rohovce (3–12 %) a vápence (1–9 %). Podíly klastů břidlic, jílovců a menilitu se u každé z hornin pohybují kolem 1 %. Jílovce představují intraklasty, ostatní materiál má vněpánevni původ. Valouny jsou poloostrohanné (~44 %) až polozaoblené (~36 %).



Obr. 2: A – studovaný vzorek z vrtu Kroměříž-1; B – studovaný vzorek z vrtu Rataje-1; C – valounové analýzy; D – chemismus detritických granátů pestrých vrstev kroměřížského souvrství a ždánicko-hustopečského souvrství; E – chemismus detritických granátů pestrých vrstev kroměřížského souvrství a krosněnského souvrství; F – typy detritických granátů pestrých vrstev kroměřížského souvrství a potenciálních zdrojových oblastí; G – zrnitostní analýzy.

Fig. 2: A – Studied sample from the borehole Kroměříž-1; B – Studied sample from the borehole Rataje-1; C – Results of the pebble analysis; D – Chemistry of the detrital garnets of variegated deposits of the Kroměříž Formation and the Ždánice-Hustopeče Formation; E – Chemistry of the detrital garnets of variegated deposits of the Kroměříž Formation and the Krosno Formation; F – Types of the detrital garnets of variegated deposits of the Kroměříž Formation and the potential source areas; G – Results of the grain size analysis.

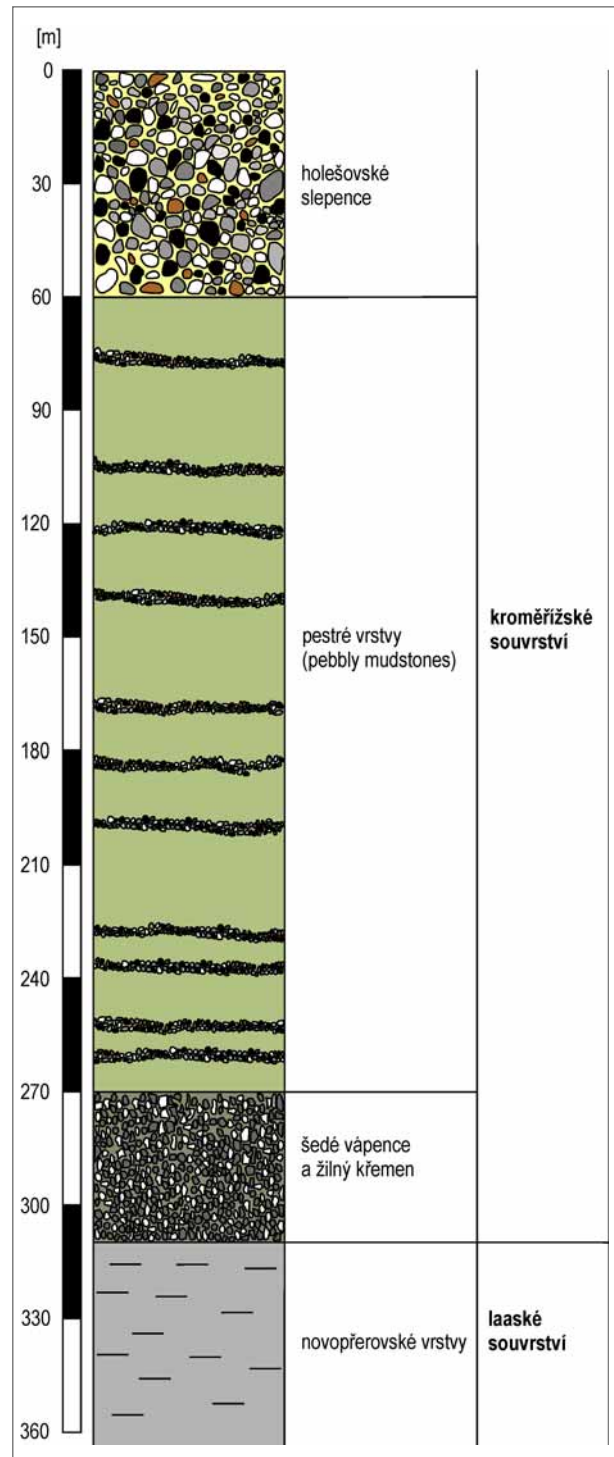
Materiál valounů lze makroskopicky popsat následovně. Křemen je převážně světle šedý, méně pak tmavě šedý, bílý a zřídka je i nažloutlý. Pískovce jsou jemně až středně zrnité, mají světle šedou až namodralou barvu. Metamorfity jsou představovány hlavně rulami a kvarcicity, méně početné jsou klasty fylitů a zelených břidlic. Mezi magmatity dominují světlé granitoidní horniny. Rohovce jsou černé až tmavě šedé. Bílou až bíložlutou barvu mají rohovcové vápence. Klasty jílovců jsou šedozelené až hnědošedě zbarvené.

Analýzy detritických granátů

Ve studovaných sedimentech jednoznačně převládají granáty Alm-Prp s obsahem pyropu do 20 % (obr. 2F). Představují ~65 % počtu zrn. Druhou nejčastější složkou jsou granáty Alm, jejichž podíl však dosahuje jen ~15 %. Zcela akcesoricky se objevují granáty Alm-Grs s obsahem pyropu do 20 % a Alm-Grs-Prp (~5 %).

Diskuze

Studované sedimenty jsou součástí mocného, lokálně omezeného kroměřížského souvrství (obr. 3), které kromě facie „pebbly mudstones“ tvoří jíly, jílovce, písky, pískovce, šterky a slepence (Zádrapa 1977; Benada – Kokolusová 1987). Jednotlivé facie se vertikálně různě střídají. Prostorově je kroměřížské souvrství situováno před čelem ždánické jednotky. Paleogeograficky tedy zaujímá pozici okrajových klastik, která lemovala hornatý reliéf zvednutých flyšových příkrovů (Benada – Kokolusová 1987). Dosunutí a zdvih flyšových příkrovů jsou časově kladeny do konce karpátu (Brzobohatý – Cicha 1993). Hrubozrná klastika v podobné paleogeografické situaci v jiných oblastech jsou interpretována jako uloženiny kuželových delť, podmořských kuželů a skluzových těles (Altermann 1986; Wagneich 2003; Di Celma 2011). Společný výskyt jílovito-siltovitě mezihmoty, jílových intraklastů a horninových extraklastů, které jsou zároveň středně zaoblené, naznačuje míchání vnitropánevních nezpevněných jemnozrných sedimentů a hrubě klastického materiálu pocházejícího z exrapánevního prostředí. Facie tzv. „pebbly mudstones“ vznikala formou kohezních úlomkotoků (Talling et al. 2012). Ve vrstevních sledech bývá spjata s psefity uloženými jako nekohezní úlomkotoky a vysokohustotní turbidity a společně s nimi tvoří např. výplň podmořských kanálů, jimiž byl do pánve přinášén terigenní materiál (Wagneich 2003). „Pebbly mudstones“ nebo jim velmi podobné sedimenty jsou popsány rovněž z úpatních částí (toesetů) hrubozrných delť (Postma 1984; Sohn et al. 1997), kde se často nahromadily po gravitačním kolapsu delťových čel. Mocnosti pestrých vrstev dosahující až 425 m (Zádrapa 1977) a jejich paleogeografický vztah k čelům příkrovů, lokální omezení a hrubozrnnost celého kroměřížského souvrství napovídají, že studovaná facie „pebbly mudstones“ pravděpodobně vznikla v některém z uvedených prostředí. Vyčleněné subfacie šterkového kalovce a písčitého kalovce se od sebe geneticky nejspíš příliš neodlišují, protože v „pebbly mudstones“ někdy bývají šterkové klasty koncentrovány do nezřetelných čoček a pásků (Wagneich 2003), takže jejich distribuce není rovnoměrná.



Obr. 3: Zjednodušený litologický profil kroměřížským souvrstvím ve vrtu Kroměříž-1 (upraveno podle Benady et al. 1983; Benady – Kokolusové 1987).

Fig. 3: The simplified lithological profile of the Kroměříž Formation in the borehole Kroměříž-1 (modified by Benada et al. 1983; Benada – Kokolusová 1987).

Valounové složení pestrých vrstev kroměřížského souvrství ukazuje, že zdrojem materiálu těchto sedimentů byly flyšové příkrovy Západních Karpat. Původ vápenců lze spatřovat v bradlech vyskytujících se např. u Cetechovic nebo Kurovic. Pískovce pochází ze ždánické jednotky (Benada – Kokolusová 1987). Původ krystalických hornin není zcela znám, ale lze předpokládat, že odpovídá tzv.

„exotickým“ valounům nacházejících se v příkrovových jednotkách. Chemickým složením tato „exotika“ odpovídají podle Štelcla (1993) podložnímu krystaliniku, avšak Hanžl – Krejčí (1996) shledávají podobnost v granitech moldanubika a Západních Karpat. Na základě zjištěného stáří (346 ± 16 Ma) se podobají granitům tatrika Západních Karpat (Hanžl et al. 1997).

Porovnáním starších publikovaných dat z račanské a slezské jednotky a sedimentů karpátu (Otava et al. 1997; Stráník et al. 2007; Francírek – Nehyba 2016) a nových analýz ždánicko-hustopečského souvrství bylo zjištěno, že se granátová asociace kroměřížského souvrství podobá asociacím z krosněnského souvrství slezské jednotky a ždánicko-hustopečského souvrství ždánické jednotky. Zároveň se odlišuje od granátů račanské jednotky, ve kterých dominují Alm-Prp granáty s obsahem pyropu nad 20 % (obr. 2F). Rozmístění detritických granátů pestrých vrstev kroměřížského souvrství a slezské a ždánické jednotky tvoří v ternárním diagramu liniový trend Prp-Grs (obr. 2D, E). Je možné také uvažovat, že částečně mohl materiál pocházet ze starších sedimentů karpátu tvořících výplň karpatské předhlubně (depoziciční jednotka III – vnitřní šelf), jejichž zdrojový materiál pocházel právě ze slezské jednotky (Francírek – Nehyba 2016). Tuto domněnku podporují interpretace Di Celmy (2011), který interpretuje pebbly mudstones jako výsledek kolapsu okrajů šelfu.

Akumulace subakvatického kuželového tělesa hrubozrnných klastik v prostoru Kroměříže a Ratají mohla být způsobena reaktivací zlomového pásma Hané. Toto pásmo hrálo důležitou roli v počáteční fázi sedimentace karpátu (Francírek – Nehyba 2016). Pokud došlo závěrem

karpátu k obnovení poklesů, mohlo vzniknout podmořské paleoúdolí, které pak bylo vyplňováno také materiálem přineseným z přilehlých zdvižených příkrovů. Kroměřížské souvrství by tak paleogeograficky představovalo lokální, tektonicky podmíněný fenomén.

Závěry

Sedimenty tzv. „pebbly mudstones“ (kroměřížské souvrství, karpát), zastižené vrty Rataje-1 a Kroměříž-1, lze podle rozdílných podílů štěrkové složky klasifikovat jako štěrkový kalovec (gravelly mudrock) a písčité kalovec (sandy mudrock). Depozice facie je spojována s kohezivními úlomkovitými proudy, které jsou nejspíše součástí hrubozrnného subakvatického tělesa. Petrografie valounů identifikuje jako zdroj materiálu příkrovy Západních Karpat. Podle asociací detritických granátů byly hlavními zdroji materiálu facie tzv. „pebbly mudstones“ sedimenty krosněnského a ždánicko-hustopečského souvrství. Paleogeograficky jsou tedy „pebbly mudstones“ fixovány ke zdviženým flyšovým příkrovům vnějších Západních Karpat. Syntéza publikovaných údajů a vlastních výsledků potvrzuje dosavadní interpretaci kroměřížského souvrství coby okrajové facie karpatské předhlubně, paleogeograficky vázané k čelu příkrovů ždánické a slezské jednotky.

Poděkování

Práce vznikla jako součást specifického výzkumu na vysoké škole. Autoři děkují recenzentům L. Mašterovi a P. Pálenskému a redakci GVMS za připomínky, které vedly k upřesnění údajů a zkvalitnění textu.

Literatura

- Adámek, J. – Brzobohatý, R. – Pálenský, P. – Šikula, J. (2003): The Karpatian in the Carpathian Foredeep (Moravia). – In: Brzobohatý, R. – Cicha, I. – Kováč, M. – Rögl, F. (eds.): The Karpatian, a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, 75–92, Masarykova Univerzita.
- Altermann, W. (1986): The Upper Palaeozoic pebbly mudstone facies of peninsular Thailand and western Malaysia – Continental margin deposits of Palaeoeurasia. – *Geologische Rundschau*, 75, 371–381.
- Benada, S. – Kokolusová, A. (1986): Nové poznatky o geologické pozici hrubých klastik karpátu ve střední části karpatské předhlubně na Moravě. – *Zemní plyn a nafta* 32, 1, 1–15.
- Benada, S. – Drutarovský, Z. – Guryča, I. – Holzknecht, M. – Hrubý, B. – Jelínková, Ž. – Kotásek, V. – Koukolíček, R. – Králová, Z. – Svoboda, J. – Šelle, M. – Thonová, H. – Voborníková, J. (1983): Závěrečná zpráva o hlubokém strukturním vrtu Kroměříž 1. – MS, archiv MND a. s. Hodonín.
- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubeň. In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*. – MZM a PřF MU, Brno, 123–128.
- Di Celma, C. (2011): Sedimentology, architecture, and depositional evolution of a coarse-grained submarine canyon fill from the Gelasian (early Pleistocene) of the Peri-Adriatic basin, Offida, central Italy. – *Sediment. Geol.* 238, 233–253.
- Francírek, M. – Nehyba, S. (2016): Evolution of the passive margin of the Peripheral Foreland Basin: an Example from the Lower Miocene deposits of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 67, 1, 41–68.
- Hanžl, P. – Krejčí, O. (1996): Geochemické rysy granitických valounů magurského flyše Chřibů a jejich provenience. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 3, 56–58.
- Hanžl, P. – Schitter, F. – Finger, F. – Krejčí, O. (1997): Datování granitu z valounu slepenců magurského flyše Chřibů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 4, 26–27.
- Cháb, J. – Stráník, Z. – Eliáš, M. (2007): *Geologická mapa České republiky 1 : 500 000*. – Česká geologická služba. Praha.
- Nichols, G. (2009): *Sedimentology and Stratigraphy*. – 419 s. Wiley-Blackwell. Second Edition. Chichester.
- Otava, J. – Krejčí, O. – Sulovský, P. (1997): První výsledky studia chemismu granátů pískovců račanské jednotky magurského flyše. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 4, 39–42.
- Postma, G. (1984): Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrijoa fan-delta, Pliocene, Southeast Spain. – In: Koster, E. H. – Stell, R. J., (eds.): *Sedimentology of gravels and conglomerates*, 237–258, Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Reineck, H. E – Singh, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, Berlin, 1–439.
- Sohn, Y. K. – Kim, S. B. – Hwang, I. G. – Bahk, J. J. – Choe, M. Y. – Chough, S. K. (1997): Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan Fan Delta, Pohang Basin, SE Korea. – *Journal of Sedimentary Research*, 67, 130–141.
- Stráník, Z. – Hrouda, F. – Otava, J. – Gilíková, H. – Švábenická, L. (2007): The Upper Oligocene–Lower Miocene Krosno lithofacies in the Carpathian Flysch Belt (Czech Republic): sedimentology, provenance and magnetic fabrics. – *Geologica Carpathica* 58, 4, 321–332.
- Štelcl, J. (1993): Výsledky petrochemického studia krystalinických exotik račanské jednotky magurského flyše. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1991*, 138–140.
- Talling, P. J. – Masson, D. G. – Sumner, E. J. – Malgesini, G. (2012): Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. – *Sedimentology*, 59, 1937–2003.
- Tucker, M. E. (2011): *Sedimentary rocks in the field – a practical guide*. – 234 s. Wiley-Blackwell. Chichester.
- Wagreich, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian–Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*. 93, 31–54.
- Zádrapa, M. (1977): Petrografické zhodnocení vrtu Rataje-2. – *Zemní plyn a nafta*, 22, 165–177.

VÝVOJ LEDOVCOVÝCH SEDIMENTŮ NA KONTAKTU S ŽULOVSKÝM MASIVEM VE ŠTACHLOVICÍCH U VIDNAVY

Development of glacial sediments on contact with Žulová batholith in Štachlovice by Vidnava town

Martin Hanáček¹, Zbyněk Engel², Barbora Procházková²

¹Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno;
e-mail: HanacekM@seznam.cz

²Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 43 Praha;
e-mail: zbynek.engel@natur.cuni.cz; baara.prochazkova@gmail.com

(14–22 Jeseník)

Key words: Pleistocene, continental glaciation, glacetoneite, subglacial cavity infill, supraglacial melt-out till, terminoglacial stream sediments, drumlin, Žulová Upland

Abstract

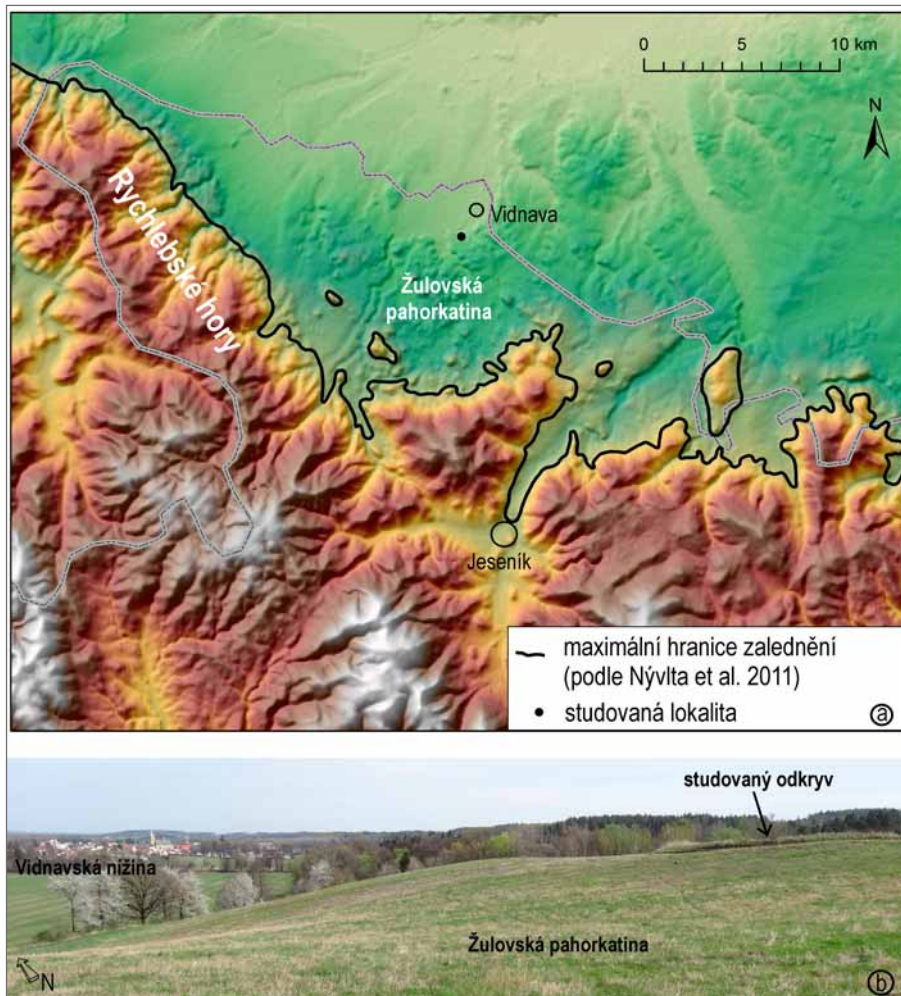
The Žulová Upland is composed of granitoids of the Žulová batholith with relicts of Pleistocene (Elsterian) continental glaciation sediments. The investigated outcrop represents development of glacial sediments on rugged topography of the Žulová Upland. Investigated locality is situated on a hill located on the northern margin of the Žulová Upland. It is located near Štachlovice, local part of the Vidnava town. The exposed part of the hilltop reveals a preglacial basement covered by glacial sediments. The facies analysis and gravel petrology analysis of clasts with fraction 16–64 mm in b-axis were undertaken on the walls of the outcrop. The Georadar (GPR, Ground penetrating radar) was used to investigate the sedimentary landform and its relation to the basement. The granitoid basement is in places formed by elevations covered by glacial sediments. The height of elevation reaches 350 cm in outcrop, or ca ~400 cm according to the GPR survey. The glacetoneite, formed on the gentle side of elevation, is composed of angular blocks of granitoids of the Žulová batholith, diamicton, sand, gravel and deformed glacial fluvial sand. The glacetoneite was deposited during the advancement of the continental glacier. The original subglacial cavity is enclosed by a steep side of the elevation. This cavity is filled by foreset body composed of stratified sand and gravel and nonstratified gravelly sand, gravel and diamicton. The cavity was filled by high-density turbidity currents and debris flow in subaqueous-subaerial environment. The infill of the cavity reaches ~400 cm in thickness according to the GPR survey. The cavity was filled during deglaciation in subglacial environment. The glacetoneite underlies the diamicton (supraglacial till) that was deposited as a debris flow during the retreat of the continental glacier. Unsorted gravel overlaps with erosional base the infill of the cavity, this gravel has a huge extent according to the GPR survey. This sediment represents the environment of terminoglacial stream. Gravel material of all types of glacial sediments is mainly composed of rocks from the Rychleby Mts. (amphibolites, Gieraltow orthogneiss, other diverse gneisses, quartzites, mica schist, quartz, and Nordic and Polish rocks. Subglacial sediments contain clasts of amphibolites (~40 %), on the other hand supraglacial and terminoglacial sediments are more polymict. Dominant subrounded shape (~60–70 %) of clasts and composition of this material indicates its origin in preglacial fluvial sediments. These fluvial sediments were deposited by river flowing from the Rychleby Mts. towards their northern foreland. The locality represents preglacial elevation of bedrock, which was glacetoneitically deformed during the glaciation. Lots of different types of sediments (sub-, supra-, and terminoglacial) were deposited around the elevation during deglaciation period. The elevation was completely buried by these sediments. Deposition of these sediments was related with morphology of the elevation of bedrock. Formation of these sediments took place in environment analogous to environment of part bedrock/part till drumlin (Stokes et al. 2011).

Úvod

Vztah sedimentů pleistocenního pevninského zalednění a preglaciálního podloží má v oblasti Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny trojí známý charakter. Prvním typem jsou výplně velkých, morfologicky podmíněných depresí v pevném skalním podloží, ve kterých se akumulovaly až 50 m mocné sub-, termino- a proglaciální glacialfluviální a deltové sedimenty (lokality Supíkovice, Kolnovice a Písečná; Žáček et al. 2004; Hanáček et al. 2015). Druhý typ představuje ploché, kaolinicky zvětralé podloží, na němž se v termino- až proglaciálním prostředí uložily ~10 m mocné glacialfluviální a glacialakustrinní sedimenty (lokality Stará kaolínová jáma u Vidnavy; Gába 1992). Třetím typem jsou mírné elevace (drumlíny) nezpevněného, částečně plastického podloží, pokrytého subglaciálními a supraglaciálními tilly a glacialfluviálními písky s proměn-

livou mocností (lokality Hrouda u Velké Kraše a Písečnick u Javorníku; Pecina et al. 2005; Hanáček et al. 2013).

V Žulovské pahorkatině se ledovcové sedimenty zachovaly jen místy (Prosová 1981; Žáček et al. 2004). Jedná se o subglaciální tilly, glacialfluviální a glacialakustrinní sedimenty, které jsou většinou známy jen z povrchového mapování, kopaných sond nebo vrtů. Těžbou byly zastíženy v kaolínových jámách a drobných pískovných jv. od Vidnavy a dále v několika malých odkryvech u Horních Heřmanic, Bukové, Velké Kraše, Žulové a Skorošic. Z těchto odkryvů bylo blíže studováno jen hliniště se subglaciálními tilly ve Skorošicích (Gába 1972; Prosová 1981) a Stará kaolínová jáma na Vidnavsku (Gába 1992). Ostatní odkryvy zanikly bez podrobnějšího prozkoumání. Podle nejnovějších výzkumů náleží ledovcové sedimenty Žulovské pahorkatiny elsterskému zalednění (Nývlt et al. 2011).



Obr. 1: Poloha a morfologie terénu v oblasti lokality.
Fig. 1: Localization and geomorphology of studied site.

V tomto příspěvku je popsán opuštěný odkryv u Štachlovic na Vidnavsku, který je rovněž novou lokalitou ukazující kontakt ledovcových sedimentů s preglaciálním podložím (žulovským masivem).

Lokalita

Studovaný odkryv se nachází 250 m sz. od osady Štachlovic a 1 500 m jz. od náměstí ve Vidnavě (obr. 1a). Má okrouhlý tvar o velikosti 60 × 60 m a hloubce max. 4 m (obr. 4b). Lokalita se nachází na exponované, morfologicky výrazné severní hraně Žulovské pahorkatiny. Leží na temeni bezejmenného oblého pahorku o nadmořské výšce 275 m, který severním směrem prudce upadá do Vidnavské nížiny, jejíž přilehlá část má nadmořskou výšku 240 m (obr. 1b). Východní a jihovýchodní svahy jsou rovněž příkré. V nadmořské výšce 260 m na ně navazuje plošší reliéf. Směrem na jihozápad pahorek plynule přechází do plochého až mírně zvlněného terénu Žulovské pahorkatiny, který se jižním směrem pozvolna zvedá do nadmořské výšky ~300 m. Oblast lokality je budována biotitickým granitem až granodioritem žulovského masivu, překrytým středněpleistocenními glaciáluviálními písky až písčítými šterky (Žáček et al. 2004).

Metodika

V severní a západní stěně odkryvu byly začištěny profily A–C a v krátkém úseku východní stěny profil D (obr. 2). Horniny preglaciálního podloží byly popsány jen na základě makroskopického pozorování. V sedimentární akumulaci byly rozlišeny členy 1–5, které byly vymezeny na základě texturních a strukturních znaků a rozhraní těles. Ve dvou členech byly vymezeny jednotky, odrážející faciální variabilitu uvnitř členu. Diamiktony byly granulometricky vyhodnoceny síťováním za mokra na normalizovaných sítích sedimentologické laboratoře Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty MU a klasifikovány podle Hambreyho – Glassera (2012). K genetické klasifikaci tillů byla použita původní anglická terminologie, zavedená do české literatury Růžičkovou et al. (2003). Vzorky pro valounové analýzy byly odebrány lopatkou a normalizovanými síty. Vybraná frakce 16–64 mm v b-ose umožňuje dobrou makroskopickou petrografickou určitelnost klastů a je pro zkoumané sedimenty reprezentativní. Počty klastů v analýzách se pohybují mezi 496 a 689 (celkem pět analýz s 2 867 klasty). Zaoblení klastů bylo vyhodnoceno podle Powerse (1953). Analýza paleoproudění byla provedena měřením spádnic zvrstvení a spádnic ploch definovaných a-, b-osami u velkých klastů.

Pro georadarové měření byla použita nestíněná anténa s vysílací frekvencí 50 MHz a elektronická jednotka Mala RAMAC CU-II (MALA GeoScience, 2005). Využití nízkofrekvenční antény umožňuje vyšší hloubkový dosah vysílaného signálu. Délka časového okna měření byla nastavena na 437 ns, krok měření na 0,05 s. Přesná pozice georadarových profilů byla zaznamenávána pomocí GPS Garmin GPSMAP 60CXs s chybou v přesnosti měření < 4 m. Naměřená GPR data byla zpracována a interpretována s využitím softwaru Reflex ver. 7.5. Použitá hodnota 80 m/μs odpovídá rychlosti šíření elektromagnetického signálu, zjištěné Cassidyem et al. (2003) pro šterky a šterkové písky glaciáluviálního prostředí. Data byla filtrována pomocí statické korekce, nízkofrekvenčního filtru Dewow a filtru Manual Gain Y.

Výsledky

Profil A (obr. 2, 3a)

Profil byl začištěn v severní stěně odkryvu. Zachycuje skalní podloží žulovského masivu, zcela pohřbené ledovcovými sedimenty. Skalní výčnělek je tvořen šedým drobn- až střednozrnným biotitickým granitoidem, velmi silně zvětralým. Odkrytá část dosahuje výšky min. 350 cm a délky 800 cm (obr. 3 b, c). Povrch výčnělku nese široké deprese a menší žlábký, přípovrchová zóna je protkána převážně subhorizontálními puklinami (bílé šipky na obrázku 3c). Sedimenty obklopující výčnělek byly rozděleny do čtyř členů.

Člen 1 (obr. 3d, e)

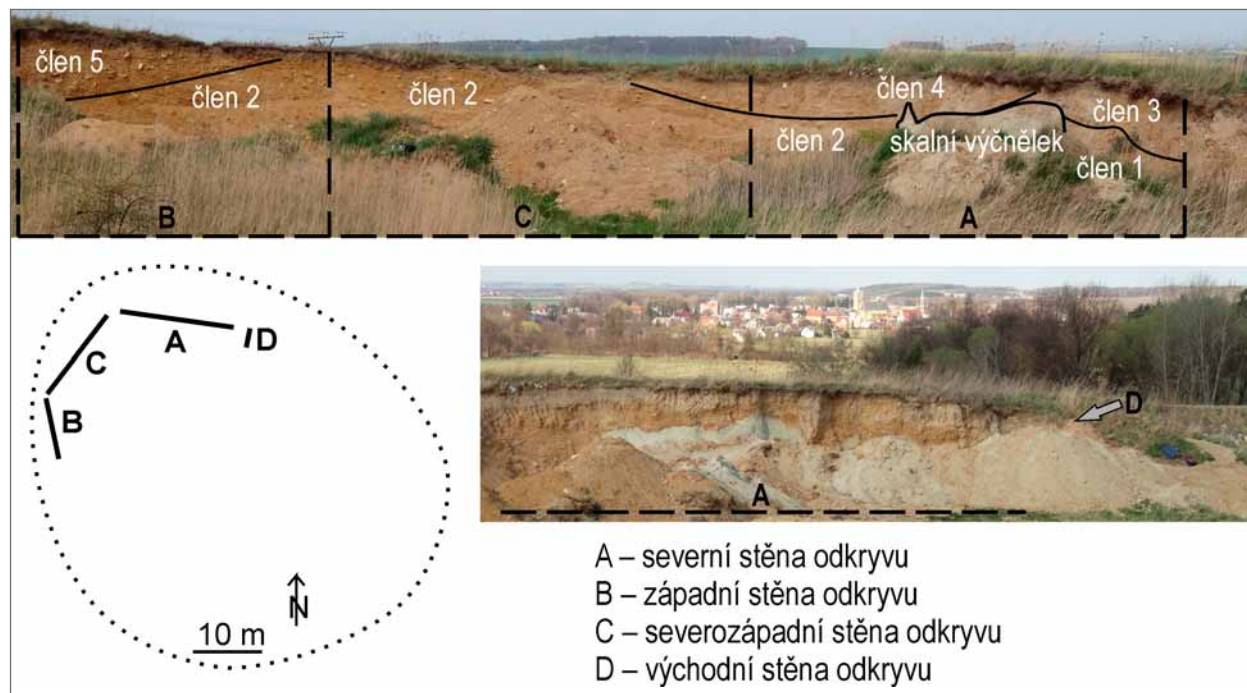
Tento člen dosahuje mocnosti min. 200 cm, avšak báze nebyla dosažena. Je tvořen angulárními bloky žulovského granitoidu, diamiktony, šterky a písky. Velikost bloků se pohybuje mezi několika cm až 1 m. Hornina bloků je silně zvětralá. Mezihmotu tvoří laminovaný i masivní šterkovitý písek, šterka a písčité diamikton bohatý na klasty, místy i drť žulovského granitoidu. Zvrstvené sedimenty vyplňují především větší prostory mezi bloky. Směrem do nadloží ubývá bloků a přibývá mezihmoty. Vyskytují se zdeformované i nedeformované kry šterkovitého písku o velikosti 100–200 cm se zachovalým pozitivně gradačním a šikmým zvrstvením a dále malé útržky stejného písku o velikosti do 20 cm (bílé šipky v obrázku 3d). Šterkové klasty tvoří hlavně amfibolity+metagabra (~43 %) a křemen (~17 %). Další místní horniny (gierałowska rula, kvarcity, světlé granitoidy, různé ruly, svory a jiné metamorfity) a dále nordické+polské a neurčené horniny nepřesahují svými jednotlivými podíly 10 % materiálu (obr. 4d).

Člen 2 (obr. 3b)

Jedná se o sedimentární akumulaci mocnou min. 300 cm a přiléhající k západní svislé stěně granitoidního výčnělku. Laterálně ji lze rozdělit na dvě jednotky. Od výčnělku vzdálenější jednotka 2a je tvořena hlavně písčitém šterkem s velmi hojnými klasty o velikosti v prvních cm a s příměsí klastů do 20 cm v a-ose. Podřízeně se objevují polohy šterku s hojnými klasty nad 10 cm v a-ose (max. 32 cm) mající podpůrnou strukturu klastů i mezihmoty. V této části je zřetelné šikmé zvrstvení velké škály (ukloněné zvrstvení). Ploché klasty upadají ve směru i proti směru upadání vrstev. Většina těchto klastů je orientována k SV a JV (obr. 4c) a ukloněna pod úhly v rozmezí 5–52°. K výčnělku bližší jednotka 2b se vyznačuje zřetelným nárůstem podílu klastů dlouhých 10–30 cm v a-ose. Vytrídění sedimentů jednotky 2b se zhoršuje směrem k výčnělku. Při kontaktu s jednotkou 2a se jedná o šterky, ale u svislé stěny výčnělku jde i o přechodný diamikton bohatý na klasty. Sedimenty se stávají masivními s častou subvertikální orientací velkých klastů (56 % klastů upadá pod úhly 10–45°, 44 % pod úhly 45–90°). Velké ploché klasty jsou orientovány hlavně na J, méně na JV a JZ (obr. 4c). Ve spodní části jednotky 2b převládají klasty amfibolity+metagaber (~38 %) a křemene (~14 %). Ostatní určitelné petrotypy jsou zastoupeny každý do 10%. Ve svrchní části jednotky 2b se vyrovnávají podíly klastů amfibolity+metagaber (~30 %) s klasty křemene (~22 %) a rovněž roste podíl gierałowska ruly (~14 %). Jednotlivé podíly ostatních hornin nepřekračují 10 % (obr. 4d).

Člen 3 (obr. 3d, e)

Tento člen nasedá se zvlněnou ostrou bází na člen 1. Má proměnlivou mocnost v rozmezí 20–90 cm. Je tvořen písčitém diamiktonem bohatým na klasty až písčitém šter-



Obr. 2: Profily ve štachlovickém odkryvu.
 Fig. 2: Studied sections in the Štachlovíce outcrop.

kem. Velmi hojně jsou klasty do 5 cm, méně kolem 10 cm v a-ose. Většina klastů je svými a-osami a plochami definovanými a-, b-osami uspořádána paralelně s průběhem báze. Četnost šterkových klastů je laterálně proměnlivá. V mezihmotě jasně dominuje písek. Hlavními složkami šterku jsou křemen (~23 %), gierałowska rula (~22 %) a amfibolity+metagabra (~20 %). Nordika+polské horniny představují ~11 % materiálu. Z ostatních petrotypů žádný nedosahuje 10 % (obr. 4d).

Člen 4 (obr. 2, obr. 3b, c)

Nejvyšší člen profilu A nasedá s mělkou výmolvou bází na člen 2, dále na přilehlou část granitoidního výčnělku a člen 3. Představuje dvě tělesa. První, mělce zahloubené do členu 2 a přiléhající k západnímu okraji granitoidního výčnělku, je v příčném řezu ~950 cm široké a vyplněné sedimenty mocnými min. 80 cm (původní mocnost mohla být zredukována erozí). Druhé těleso, mocné min. 60 cm, vyplňuje depresi v povrchu skalního výčnělku, kde rovněž spočívá nad reliktem členu 3 (černá šipka v obrázku 3c). Oproti členu 2 je člen 4 zřetelně jemnozrnnější. Výplň tvoří laminované až tence zvrstvené šterkovité hrubozrnné písky s hojným šterčkem a klasty do 1 cm velikosti. Střídají se písčitéjší a šterkovitéjší polohy. Při západním okraji tělesa nad členem 2 se ukládají polohy s hojnými klasty do 10 cm v a-ose, ukloněnými proti upadání vrstev. Zvrstvení je orientováno převážně na ZSZ, pod úhly 3–7° (obr. 4c).

Profil B (obr. 2)

V západní stěně situovaný profil odhaluje dvě sedimentární tělesa, oddělená diskordantním povrchem (obr. 3g, ch). Spodní člen představuje pokračování členu 2 z profilu A. Nad diskordantním povrchem pak leží další člen 5.

Člen 2 (obr. 3g, ch)

Tento člen představuje těleso s šikmým zvrstvením velké škály (ukloněným zvrstvením). Faciálně jej lze rozdělit do tří jednotek. Ve stěně nejnižší spočívá jednotka 2c. Dosahuje mocnosti min. 160 cm, přičemž její báze nebyla zastížena. Jednotka začíná nezřetelně šikmo zvrstvenými písčítými šterky o mocnosti min. 40 cm. V nich jsou 1–3 cm mocné vrstvy bohaté na klasty max. 8 cm velké, které se střídají s vrstvami složenými z hrubozrnného písku, šterčku a klastů do 1 cm velikosti. Následuje 120 cm mocný set laminovaných až tence zvrstvených střednozrnných a hrubozrnných písků, s podřízenými polohami šterčku (obr. 3h). V celém setu jsou rozptýleny klasty do 10 cm velikosti. Zvrstvení jednotky 2c je pod úhly 17–30° ukloněno k SV (obr. 4c). Nadložní jednotka 2d je oproti jednotce 2c hrubozrnnější (převládá hrubozrnný písek a šterček). Vyznačuje se neprůběžným a nezřetelným zvrstvením. Přibývá klastů až ~10 cm velkých, které jsou volně rozptýleny, ale i seřazeny do samostatných poloh. Jednotka dosahuje mocnosti 120 cm. Nejsvrchnější část zaujímá jednotka 2e mocná min. 200 cm. Je opět hrubozrnnější než podložní jednotka. Převládá šterček, hrubozrnný až velmi hrubozrnný písek a klasty v prvních cm velikosti. Velmi hojně se vyskytují klasty dlouhé 10–20 cm, výjimečně 30 cm v a-ose.

Zvrstvení není přítomno, nebo jen místy nezřetelně, ale velké ploché klasty jsou orientovány souhlasně s úklonem báze jednotky 2e.

Člen 5 (obr. 3g, ch)

Svrchní člen profilu B nasedá s ostrou, výmolvou erozní bází na člen 2. Převážně se jedná o špatně vytríděný hrubozrnný písčítý šterk s klasty hojně do 10 cm v a-ose. Po straně výmolu se jedná až o písčítý diamikton bohatý na klasty (šipka v obrázku 3ch). Zde jsou rovněž vtroušeny klasty do 25 cm v a-ose. Velké ploché klasty jsou nejčastěji orientovány souhlasně s průběhem báze, ale vyskytuje se i chaotická orientace, včetně subvertikální. Ve svrchní části výplně se objevuje nezřetelné šikmé i subhorizontální zvrstvení. Na složení šterkových klastů se podílí hlavně křemen (~26 %). Ostatní složky jsou méně početné: gierałowska rula (~14 %), nordické+polské horniny (~11 %) a amfibolit+metagabra (~11 %). Jednotlivé podíly dalších hornin nedosahují 10 % (obr. 4d).

Profily C a D

V těchto profilech nebyly začištěny rozsáhlejší stěny (obr. 2). Profil C je tvořen sedimenty, které představují člen 2, konkrétně laterální pokračování jednotky 2e z profilu B. Velké ploché klasty v profilu C upadají pod úhly 4–40° převážně k V, méně často k JV a SV (obr. 4c). Profil D odhaluje sedimenty zcela odpovídající členu 1 v profilu A (obr. 3f).

Zaoblení šterkových klastů vykazuje ve všech členech stejné trendy. Převládají suboválné klasty (~60–70 %). Ostatní kategorie zaoblení mají podstatně nižší podíly: subangulární ~15–17 %, oválné ~10–16 %, angulární ~3–4 % a dokonale oválné ~0,5–2 %. Velmi angulární stupeň nebyl pozorován. Ohlazy a exarční rýhy se na povrchu klastů vyskytují vzácně, rovněž tak projevy eolizace.

Georadarový průzkum

Podél odkryvu byly provedeny dva georadarové řezy: podél severní stěny (nad profilem A) řez P7 a podél západní stěny (nad profilem B) řez P8, viz obrázky 4a, b. V radargramu P7 jsou nejnižší vidět mírně konvexní reflexy (bílé šipky v obrázku 4a) a nad nimi série šikmých reflexů velké škály, ukloněných k V. V úseku procházejícím nad svislým kontaktem členu 2 a skalním výčnělkem (31.–39. m) šikmé reflexy náhle mizí. Objevuje se jeden silný, mírně zvlněný reflex, upadající proti orientaci šikmých reflexů (bílá šipka vpravo v radargramu P7 na obrázku 4a). V radargramu P8 se v úseku nad profily B a C objevují dva silné reflexy. Spodní je mírně zvlněný, subhorizontální (bílé šipky v obrázku 4a). Svrchní reflex je ukloněný k J a probíhá až skoro k jižnímu konci radargramu P8 (šedá šipka v obrázku 4a). V severní části radargramu P8 se objevují šikmé reflexy velké škály upadající na S.

Diskuze

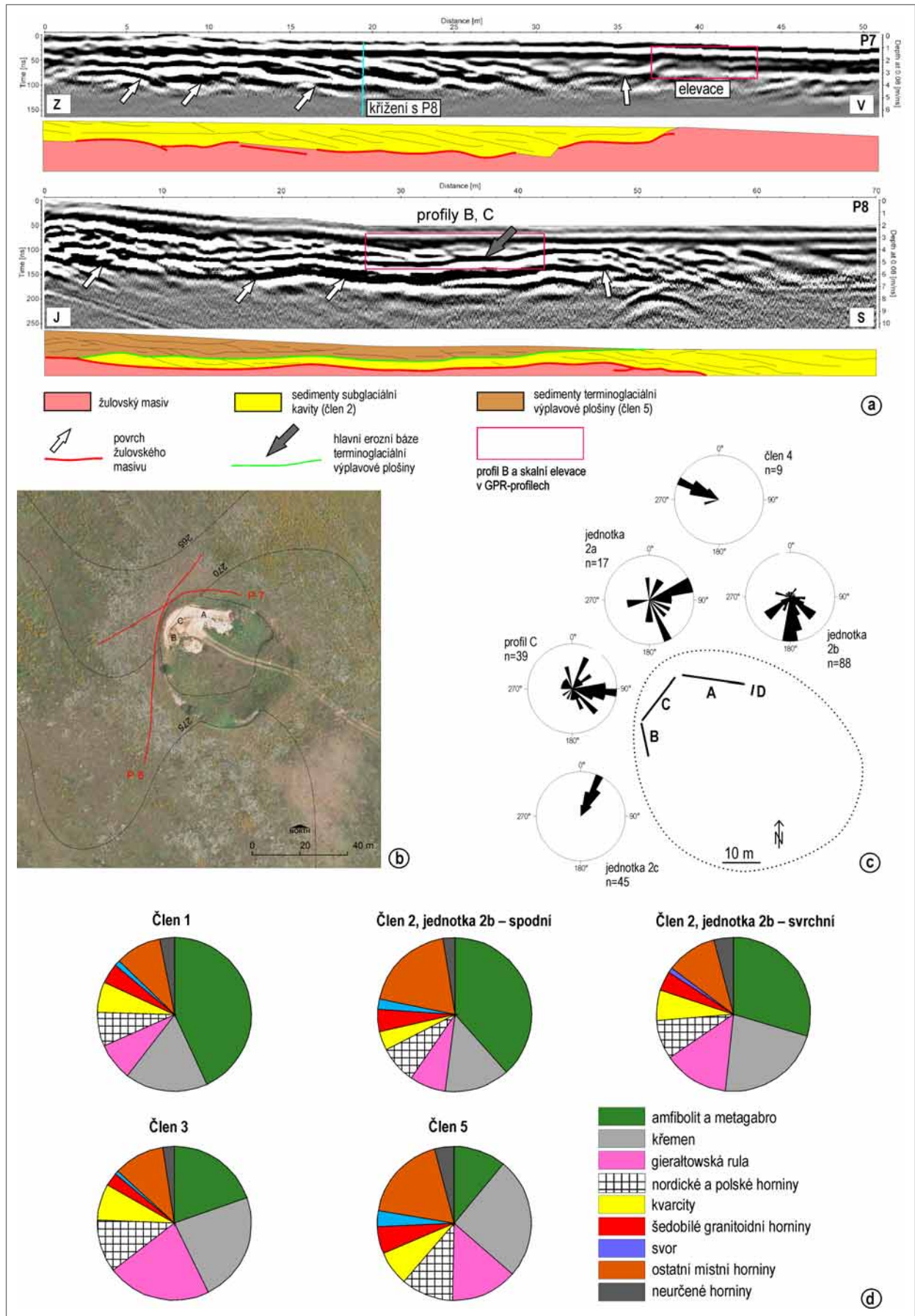
Interpretace členů sedimentární akumulace

Granitoidní výčnělek představuje elevaci preglaciálního reliéfu žulovského masivu. Geneze okolních sedi-



Obr. 3: Sedimenty profilů A, B a D. Délka měřítka: 3b – 100 cm; 3c, 3d – 60 cm, 3e, f, h – 20 cm; 3g – 40 cm. Výška profilu na obrázku 3ch – 200 cm.

Fig. 3: Sediments of A-section, B-section and D-section. Scale length: 3b – 100 cm; 3c, 3d – 60 cm, 3e, f, h – 20 cm; 3g – 40 cm. Section height in figure 3ch – 200 cm.



Obr. 4: a, b – Georadarové profily; c – orientace zvrstvení a klastů; d – valounové analýzy.

Fig. 4: a, b – Ground penetrating radar sections; c – directions of stratification and directions blade clasts; d – clast petrology analysis diagrams.

mentů je vyjma členu 5 přímo spjata právě s přítomností této elevace a na ni navazující terénní deprese.

Člen 1 lze interpretovat jako glacitektonit (Evans et al. 2006). Postupující ledovec deformoval svahy podložní elevace a odděloval z granitoidního masivu jednotlivé bloky. Rozpad masivu byl usnadněn silným povrchovým rozpukáním a blokovitou odlučností granitoidu, které byly intenzivně podporovány periglaciálním klimatem ještě před přímým zásahem ledovce. Jednotlivé menší fragmenty granitoidu vznikaly rozpadem původně větších bloků, protože na profilech A a D lze vysledovat původní prostorové spojitosti zcela nebo jen částečně oddělených kusů (obr. 3e, f). Zachovalost prostorových vazeb směrem od báze nahoru vyznívá (obr. 3e). Jen částečně rozpadlé kusy lze označit jako glacitektonickou brekci (Croot – Sims 1996). Prostorové vztahy mezi oddělenými kusy granitoidu dokládají proces drčení během formování glacitektonitu. Kromě skalního podkladu deformoval ledovec i šterkopískové sedimenty, které nejspíš vznikly v sub, termino- nebo proglaciální pozici během postupu nebo stagnace ledovce a dalším postupem ledovce byly v částečně zmrzlém stavu erodovány a deformovány. Fragmenty skalního podloží i útržky starších sedimentů byly smíchány s ostatním detritem transportovaným v subglaciální zóně. Genetickou vazbu glacitektonitu k podložní elevaci naznačuje jeho omezený výskyt pouze na pozvolné straně elevace, která byla náběžná vůči předpokládanému severojižnímu směru postupu ledovce (Hanáček 2014).

Člen 2 tvoří jedno těleso, které lze kvůli velkoškálovému šikmému zvrstvení označit za foreset (obr. 2). Stavbu odpovídající foresetu lze pozorovat i na radargramech, v nichž velkoškálovému šikmému zvrstvení odpovídá sada šikmých reflexů velké škály (obr. 4a). Vztah tělesa ke granitoidní elevaci dokazuje, že těleso vyplňuje depresi, aspoň částečně zahlobenou do skalního podkladu. Lokální omezení foresetu je zřejmé z radargramů (obr. 4a). Foreset



Obr. 5: Subglaciální kavita při čele ledovce Nordenskiöldbreen na Svalbardu. Na členitém skalním podloží se ve formě úlomkotoků akumuluje supraglaciální melt-out tilly. Možný moderní ekvivalent k jednotce 2b členu 2.

Fig. 5: Subglacial cavity close to the front of the Nordenskiöldbreen glacier, Svalbard. Supraglacial melt-out till (debris flow) accumulates on the bedrock with rugged topography. Possible modern analogue to unit 2b of member 2.

je jasně omezen reflexy označenými na řezech P7 a P8 bílými šipkami. Tyto reflexy jsou interpretovány jako povrch preglaciálního granitoidního podloží. Důvodem k tomuto výkladu je častý konvexní tvar těchto reflexů a dále určitá podobnost mezi orientací reflexu na 31.–39. m vůči sadě velkoškálových šikmých reflexů v radargramu P7 a svislým okrajem elevace oproti foresetu v profilu A. Na základě typu zvrstvení, vztahu k podloží a laterální omezenosti je možné těleso interpretovat jako hrubozrnný subakvatický kužel nebo deltu, vyplňující původně subglaciální kavitu (Brodzikowski – van Loon 1991; McCabe 1991; Clerc et al. 2012). Nepřítomnost topsetu ukazuje spíše na subakvatický kužel, ačkoliv svrchní část výplně, i s případným topsetem mohla být odstraněna erozí během následných ledovcových i postglaciálních procesů. Podle radargramů dosahuje výplň kavity mocnosti ~400 cm a laterálního rozsahu min. 30 × 30 m. Stratigrafické pořadí jednotek v rámci foresetu je následující: 2c-2d-2e-2a-2b. Jednotka 2c byla uložena vysokohustotními turbiditními proudy (Lowe 1982). Jednotka 2d zaznamenává střídání vysokohustotních turbiditních proudů (zvrstvené sedimenty) a podřízených úlomkotoků (tenké masivní polohy s velkými klasty). Jednotky 2e, 2a, 2b byly uloženy jen subakvatickými úlomkotoky (Kostic et al. 2005). Individuální klasty mohly na svah kuželu (deltu) padat i z odtávající báze ledovce, která tvořila strop kavity (Bennett et al. 2006). Velkoškálové ukloněné zvrstvení s sklony kolem 20° vzniká i v subaerických terminoglaciálních kuželech, ale u těchto upadá paralelně se sklonem dnešního povrchu kuželu (např. Krzyszkowski 2002). V případě štachlovické lokality však neexistuje žádná shoda mezi průběhem povrchu dnešního terénu a úklonem zvrstvení. Subaerické terminoglaciální kužely mají lokálně omezený zdroj materiálu (relativně krátkou část okraje ledovce), od kterého paprscitě progradují směrem dopředu (Krzyszkowski – Zieliński 2002). Orientace zvrstvení a dlouhých plochých klastů výplně kavity však ukazují na progradaci k SV v počáteční fázi, která se postupně měnila na východní, jihovýchodní až se nakonec stočila k J (obr. 4c). Směry přínosu materiálu se tedy měnily v půlkruhu a zdroje materiálu depocentrum obklopovaly. Generelně severovýchodní přírůstání foresetu dokazují i georadarové profily, kdy se na řezu P7 uklánějí šikmé reflexy k V a na řezu P8 k S (obr. 4a). Podle faciálního vývoje a trendu ve směru progradace byla kavita zpočátku vyplňována od JZ subglaciálním tokem. Později, jak se zintenzivňovalo bazální odtávání ledovce, byla kavita vyplněna úlomkotoky od Z a S. V samotném závěru mohlo dokonce nastat zborcení ledovcového stropu kavity a rychlé zaplnění zbylého prostoru subaerickými úlomkotoky, podobajícími se supraglaciální facii chaotických balvanitých šterků Eylese – Clarka (1987). V závěrečné fázi se kavita mohla podobat některým moderním příkladům z polytermálních ledovců (obr. 5). Subaerické terminoglaciální kužely nasedají plochou bází na rovný terén (Krzyszkowski – Zieliński 2002). Štachlovický foreset naopak jasně vyplňuje depresi ve členitém podloží (obr. 3b, 4a). Všechny popsané indicie a srovnání upřednostňují interpretaci foresetu jako kuželu (deltu) vyplňujícího subglaciální kavitu.

Člen 3 lze podle polohy v nadloží subglaciálně uloženého glacitektonitu a lepšího vytrřídění interpretovat jako supraglaciální melt-out till (supraglaciální ablační till podle Brodzikowského – van Loona 1991). Přednostní orientace klastů naznačuje transport formou úlomkotoku. Materiál uvolněný z roztávajícího ledovce byl následně gravitačně resedimentován, což je pro supraglaciální prostředí charakteristické (Boulton 1972; Kjær – Krüger 2001; Ewertowski et al. 2011). Pohybující se materiál zapadal do štěrbin mezi bloky glacitektonitu a vyplňoval je jako krátké neptunické žíly (černé šipky na obrázku 3d, e).

Člen 4 představuje výplň koryta glaci-fluviálního toku. Výmolově se zahlubuje do výplně subglaciální kavity a zároveň bočně do supraglaciálního melt-out tillu. Na základě těchto stratigrafických vztahů se jedná o terminoglaciální tok. Genetickou nesouhlasnost s výplní kavity ukazuje i severozápadní orientace zvrstvení členu 4 (obr. 4c). Glaci-fluviální potoky a řeky běžně existují současně s ablačními morénami na mrtvém ledu nebo při okraji ledovce (Kłysz – Lindner 1982; Hambrey – Glasser 2012).

Hluboce zaříznutá báze členu 5 vznikla erozním působením intenzivního přívalu tavné vody. Následovalo rychlé uložení všech frakcí transportovaného materiálu z hyperkoncentrovaného proudu. Tyto znaky odpovídají subfacii P-3a proximálních částí terminoglaciálních kuželů podle Zielińského – van Loona (1999). Diamiktické polohy představují v proudu nedostatečně rozptýlený materiál erodovaných supraglaciálních tillů (Zieliński 1992). Radargram P8 zobrazuje značný laterální rozsah členu 5 (obr. 4a). Šedou šipkou označený reflex v radargramu P8 odpovídá bázi členu 5 v profilu B. Subhorizontální a mírně ukloněné reflexy nad tímto reflexem v jižním úseku radargramu P8 nejspíš představují dílčí koryta nebo lavice. Na základě litologie, charakteru báze, pozici vůči výplni subglaciální kavity a laterálního rozsahu představuje člen 5 terminoglaciální výplavovou plošinu. Hluboký erozní zářez v profilu B nejspíš představuje okraj celé plošiny. Jemu odpovídající, šedou šipkou označený reflex v profilu P8 pak představuje hlavní erozní bázi celé plošiny. Podobné plošiny s divočími kanály, v nichž je rozsáhle resedimentován materiál především supraglaciálních tillů dnes pravidelně existují v širokých pásmech ablačních morén při čelech polytermálních ledovců (Kłysz – Lindner 1982; Hambrey – Glasser 2012).

Vývoj sedimentačního prostředí

Nejstarším sedimentem na lokalitě je glacitektonit (člen 1). Vznikl v subglaciální zóně během postupu ledovce po náběžné (severovýchodní) straně skalní elevace. Uspořádání granitoidních bloků naznačuje pohyb ledovce od východu k západu v profilu A (obr. 3e), a od severu k jihu v profilu D (obr. 3f). Lokální směr pohybu ledovce lze tedy vyvozovat ve směru SV–JZ.

Po překlenutí elevace ledovcem vznikla za elevací dutina (kavita). Její prostor byl ohraničen strmou, vůči postupu ledovce odvrácenou stranou elevace, povrchem preglaciálního podloží za elevací a bází ledovce. Vznik kavit za překážkami překonávanými ledovci je v subglaci-



Obr. 6: Supraglaciální melt-out tilly derivované z bazální zóny ledovce bohaté na detrit. Tilly se ukládají na členitý skalní podklad před čelem ledovce. Moderní ekvivalent k členu 3. Ledovec Nordenkiöldbreen, Svalbard.

Fig. 6: Supraglacial melt-out till derived from basal debris-rich part of glacier. Tills are deposited on rugged bedrock topography close to the glacier front. Modern analogue to member 3. The Nordenkiöldbreen glacier, Svalbard.

álním prostředí běžným jevem (Brodzikowski – van Loon 1991; Clerc et al. 2012).

Prostor v kavitě vyplnilo podledovcové jezero, do kterého vstupoval subakvatický kužel nebo hrubozrnná delta. Změna depozičního stylu od vysokohustotních turbiditů k úlomkotokům během progradace foresetu patrně odráží stále intenzivnější odtávání bazální zóny ledovce bohaté na klastický materiál (basal debris-rich ice, např. Benn – Evans 2010). Převaha hrubších frakcí byla způsobena jejich dominancí v subglaciálně transportovaném materiálu (i diamiktické části glacitektonitu jsou štěrskem bohaté) a transportem jemných frakcí až na dno kavity, které nebylo v profilech odkryto. Postupující progradací foresetu se volný prostor stále zmenšoval. V samotném závěru vyplňování kavity byly úlomkotoky náhle zastaveny o svislou stěnu skalní elevace, což vedlo k náhlému uložení všech frakcí. Proto se podél stěny vyskytují diamiktony. Opakovaným zastavováním úlomkotoků nastala amalgamace jejich uloženin. Šikmé zvrstvení se stalo nezřetelným a bezprostředně před elevací jej nahradila masivní textura. Diamiktony s hojnými velkými klasty podél stěny elevace však mohly vzniknout i náhlou subaerickou sedimentací po zborcení stropu kavity, oslabenému neustálým táním ledu.

Po vyplnění kavity proběhla degradace zbylého ledovce, jejímž sedimentárním záznamem jsou terminoglaciální a supraglaciální členy 3, 4, 5. Stratigrafický vztah mezi členy 3 a 4 je jasně odkryt v profilu A. Ovšem vztah těchto členů k členu 5 nelze přímo doložit. Jelikož jsou členy 3 a 4 situovány morfologicky poněkud níže než člen 5 (obr. 2), lze předpokládat toto stratigrafické pořadí: člen 5, člen 3, člen 4. Do reliéfu zarovnaného sedimentární výplní podledovcové kavity se erozně zařizl vysokoenergetický terminoglaciální tok, který následně rychle ukládal své špatně vytrříděné sedimenty (člen 5). Okraj výplavové plošiny byl patrně ohraničen ledovcem, který zabránil rozšíření

divočících koryt přes celou výplň kavity. Na druhou stranu nebyla plošina nijak omezena skalní elevací, na rozdíl od ostatních členů sedimentární akumulace. Neprůběžné diamiktické polohy vznikly sklouznutím materiálu do řečiště z povrchu ledovce nebo z ablační morény s ledovým jádrem. Vyplněním koryt přestala být tato část plošiny aktivní, čímž ustala říční hloubková i laterální eroze výplně subglaciální kavity.

Zánik ledovce pokračoval. Na temeni a pozvolném severovýchodním svahu elevace odtával ledovec od povrchu a místy rovněž od báze, až nakonec podlehla ablaci i bazální zóna ledovce bohatá na detrit. Voda pronikající pod ledovec místy rozplavovala mezihmotu glacitektonitu a největší prostory mezi granitoidními bloky vyplňovala vytríděnými zvrstvenými sedimenty. Účinky tavné vody mohly vést k částečné lokální degradaci původní struktury glacitektonitu, ačkoliv uspořádání bloků v glacitektonitu nenaznačuje významnější resedimentaci. Uvolněním klátek z bazální zóny ledovce vznikl supraglaciální melt-out till. Ten byl následně nebo už během ablace gravitačně resedimentován po svažitém okraji zbytkového ledovce nebo povrchu elevace. Zařazení k supraglaciálnímu melt-out tillu umožňuje skutečnost, že bazální led odtává od povrchu i od báze ledovce současně, vytátý materiál se smíchá a může být pak společně dále gravitačně, případně fluviálně, resedimentován (obr. 6). Vzniklý úlomkotok (člen 3) pokryl glacitektonit a natekl do štěrbin mezi granitoidními bloky, čímž vznikly neptunické žíly. Povrchová zóna glacitektonitu byla působením přes ni tekoucího úlomkotoku mobilizována a menší granitoidní klasty zapadaly do štěrbin spolu s materiálem úlomkotoku (bílá šipka v obrázku 3e). Úlomkotok také mělce erodoval odtržence písku v glacitektonitu (obr. 3d).

Po těchto procesech byla skalní elevace ze západní strany obklopena výplní kavity a temeno, severovýchodní svah elevace a glacitektonit byly pokryty supraglaciálním tillem. Ledovcové čelo se však nacházelo v bezprostřední blízkosti, čemuž nasvědčuje pokračování vývoje ve znamení glacifluviální sedimentace. Povrch výplně kavity a k západu mírně upadající temeno elevace se staly dnem terminoglaciálního toku, který erodoval výplň kavity a větvil se mezi výstupky skalní elevace (člen 4). Vzhledem k velikosti koryta a jemnozrnnosti výplně se jednalo o slabý, mělký tok s nedostatečnou kapacitou k transportu hrubého materiálu.

Kromě glacitektonitu nenesou sedimenty štachlovické lokality žádné deformační struktury. Jejich absence naznačuje, že všechny členy mladší než glacitektonit vznikly při ústupu zalednění, kdy již nedocházelo k porušení sedimentů tlakem pohyblivého ledovcového ledu. V deglaciální fázi narůstá množství subglaciální tavné vody a dochází ke zvětšování kavit na bázi ledovce, přičemž kavity se často tvoří právě kolem oblíků nebo drumlinů (Clerc et al. 2012). Subglaciální pozici glacitektonitu a výplně kavity jasně dokládá jejich vztah k preglaciálnímu reliéfu. Charakter subglaciálního sedimentačního prostředí štachlovické lokality indikuje teplý nebo polytermální režim na bázi pevninského ledovce (Eyles et al. 1983). Nepřítomnost

kolapsových struktur v členech 4 a 5 i jejich zahloubení do subglaciálních a supraglaciálních členů přiřazuje oba členy spíše k terminoglaciální než supraglaciální pozici. Supraglaciální glacifluviální sedimenty bývají zahloubeny do ledovce. Po jeho roztátí se výplně koryt stanou konvexními tvary reliéfu, jejich okraje zkolabují a sedimentární záznam se zdeformuje (Livingstone et al. 2010). To je v porovnání s členy 4 a 5 zcela opačná situace.

Složení a původ štěrkového materiálu

Ve všech členech tvoří klasty stejné horninové typy, pocházející z hlavního hřebene Rychlebských hor (Skácelová 1994; Žáček 1995). Vidnavsko leží v oblasti, kde se před zásahem ledovce míchal klastický materiál aluviálních kuželů a řek z celého hlavního hřebene Rychleb (Hanáček 2014). Tyto sedimenty pak byly erodovány ledovcem. Kvůli materiálovému promíchání preglaciálních uloženin se v ledovcových sedimentech Vidnavska objevují horniny centrální až jihovýchodní části hlavního hřebene Rychleb (amfibolity, metagabra, svory) i sz. části hřebene (gierałtowska rula, grafitický kvarcit). Vzhledem k dominantní roli amfibolitů, doprovázených metagabry, lze za hlavní zdroj materiálu ledovcových sedimentů štachlovické lokality považovat preglaciální štěrky Vidnávky v severním sousedství lokality. Uvedená metabazika jsou velmi hojnou složkou i postglaciálních sedimentů Vidnávky (Žáček et al. 2004). Dalším významným zdrojem byly severněji ležící preglaciální fluviální sedimenty, které poskytly např. gierałtowskou rulu a grafitický kvarcit. Na původ klastů ve fluviálních sedimentech ukazuje i převládající suboválné zaoblení. Klasty šedobílých hornin granitoidního vzhledu mohou primárně pocházet z žulovského masivu (granit, granodiorit) i z hlavního hřebene Rychlebských hor (hrubozrnné partie gierałtowské a sněžnické ruly, leukokratní partie granodioritovo-tonalitové intruze ve staroměstském krystaliniku, javornický granodiorit, Pouba et al. 1962; Müller et al. 2003). Klasty petrograficky odpovídající přímému skalnímu podloží ledovcových sedimentů byly zjištěny jen ve formě angulárních bloků v glacitektonitu.

Subglaciální sedimenty (člen 1 a spodní část jednotky 2b) se od supra- a terminoglaciálních členů 3 a 5 odlišují v podílech klastů jednotlivých hornin (obr. 4d). V subglaciálních sedimentech jsou dominantními horninami amfibolity, doprovázené metagabry, zatímco ostatní složky jsou méně početné. Supra- a terminoglaciální sedimenty žádnou převažující komponentu neobsahují a všechny horniny jsou zastoupeny rovnoměrnějšími podíly. Zároveň roste podíl provenienčně distálních (nordických a polských) hornin, byť ne razantně. Svrchní část jednotky 2b má skladbu klastů na přechodu mezi oběma skupinami. V subglaciálních členech převládají klasty erodované ledovcem v přilehlém údolí Vidnávky. Materiál byl transportován jen krátce a záhy uložen na bázi ledovce. Supra- a terminoglaciální sedimenty obsahují materiál z celého ledovcového tělesa, tedy včetně distálnějších komponent. Přechodný charakter svrchní části výplně kavity naznačuje smíchání materiálu z bazální i vnitřní části ledovce a tím i kombinaci procesů subglaciální a povrchové ablaci.

Lokalita jako tvar reliéfu zaledněného území

Velké deprese na povrchu granitoidní elevace nejspíš představují původní skalní mísy a drobné konkávní tvary mohou odpovídat odtokovým žlábkům. Povrch elevace má tedy zachovalou morfologii vzniklou před samotným zásahem ledovce. Je však možné, že by drobné deprese mohly představovat i příčné průřezy hrubými exarácními rýhami, takže by povrch elevace současně nesl morfologické tvary vzniklé chemickým a mechanickým zvětráváním a také ledovcovou exarací.

Podle vztahu preglaciální morfologie a ledovcových sedimentů představuje štachlovická lokalita drumlin, jehož jádro tvoří elevace skalního podloží pokrytá a obklopená ledovcovými sedimenty. V moderní klasifikaci drumlinů je lokalita nejbližší typu drumlinu tvořenému podložními horninami a na nich ležícími tilly (part bedrock/part till drumlin, Stokes et al. 2011). Na náběžné straně těchto drumlinů dochází k deformaci a brekciaci podloží postupujícím ledovcem a k zakomponování bloků podložních hornin do ledovcem transportovaného detritu (Meehan et al. 1997). Šikmo zvrstvené i masivní sedimenty vznikají na vůči ledovci odvrácené straně drumlinů nebo v širokých depresích zahluobených do podloží, které sloužily jako koryta subglaciálních toků (McCabe 1991). Formování drumlinů během postupové i ústupové fáze zalednění dokumentují sukcese subglaciálních lodgement- a melt-out tillů a supraglaciálních melt-out tillů v některých finských drumlinech (Aario – Peuraniemi 1992). Drumlinizační proces i vznik podledovcových kavít podmínily paleogeografické podmínky, kdy ledovec postupoval generálně od severu proti příkrému svahu Žulovské pahorkatiny. Typický drumlinový tvar se nevyvinul dokonale, protože lokalita před zaledněním nepředstavovala izolovaný vrchol, ale okraj pahorkatiny. Jižní svah preglaciálního reliéfu byl navíc pokryt deglaciačními sedimenty, čímž byla morfologie terénu zarovnána.

Závěr

Odkryv u Štachlovic dokumentuje úzký genetický vztah ledovcových sedimentů k členité morfologii preglaciálního podloží žulovského masivu. Pevninský ledovec se v tomto místě pohyboval od SV k JZ přes elevaci granitoidu. Na náběžné straně elevace vznikly glacitektonity, dokládající postupovou fázi zalednění. Ve směru postupu ledovce za elevaci vznikla subglaciální kavita, ohraničená reliéfem podloží a bází ledovce. Kavita byla vyplňována hlavně během deglaciace foresetovým tělesem subakvatického kuželu nebo delty, v samotném závěru vyplňování možná i subaerickými úlomkotoky. Těsně před čelem ledovce pak přes výplň kavity proudil terminoglaciální tok. Roztáváním ledovce vznikl na povrchu elevace supraglaciální melt-out till. Mezi ablačními morény a výstupky skalní elevace proudil slabý terminoglaciální potok. Klastický materiál se v rámci tělesa ledovce nejpravděpodobněji uvolňoval z bazálního ledu bohatého na detrit. Šterkové klasty jsou složeny hlavně z ledovcově resedimentovaného materiálu preglaciálních řek v oblasti, zejména z Vidnávky. Subglaciální sedimenty jsou petrograficko-provenienčně monotónnější než supra- a terminoglaciální sedimenty. Celou lokalitu lze považovat za drumlin s jádrem tvořeným podložními horninami a na nich ležícími sedimenty (part bedrock/part till drumlin podle klasifikace Stokes et al. 2011). Je pravděpodobné, že obdobné drumliny se na severním, vůči postupujícímu ledovci exponovaném okraji Žulovské pahorkatiny tvořily mnohem častěji. Štachlovický odkryv představuje významnou lokalitu pro poznání průběhu pevninského zalednění na reliéfu žulovského masivu.

Poděkování

Autoři děkují recenzentovi Danielu Šimíčkovi z Katedry geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci a dále nezveřejněnému recenzentovi za připomínky a návrhy, které zkvalitnily předkládaný příspěvek.

Literatura

- Aario, R. – Peuraniemi, V. (1992): Glacial dispersal of till constituents in morainic landforms of different types. – *Geomorphology*, 6, 9–25.
- Benn, D. I. – Evans, D. J. A. (2010): *Glaciers and glaciation* – 802 s. Hodder Education. London. Second edition.
- Bennett, M. R. – Huddart, D. – Waller, R. I. (2006): Diamict fans in subglacial water-filled cavities – a new glacial environment. – *Quaternary Science Reviews*, 25, 3050–3069.
- Boulton, G. S. (1972): Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. – *Journal of the Geological Society of London*, 128, 361–393.
- Brodzikowski, K. – van Loon, A. J. (1991): *Glacigenic Sediments*. – 674 s. Elsevier. Amsterdam.
- Cassidy, N. J. – Russell, A. J. – Marren, P. M. – Fay, H. – Knudsen, O. – Rushmer, E. L. – van Dijk, T. A. G. P. (2003): GPR derived architecture of November 1996 jokulhlaup deposits, Skeidararsandur, Iceland. – In: Bristow, C. S. – Jol, H. M. (eds): *Ground Penetrating Radar in Sediments*. 153–166, Geological Society, Special Publications, 211, London.
- Clerc, S. – Buoncristiani, J.-F. – Guiraud, M. – Desaubliaux, G. – Portier, E. (2012): Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. – *Quaternary Science Reviews*, 33, 142–164.

- Croot, D. G. – Sims, P. C. (1996): Early stages of till genesis: an example from Fanore, County Clare, Ireland. – *Boreas*, 25, 37–46.
- Evans, D. J. A. – Phillips, E. R. – Hiemstra, J. F. – Auton, C. A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- Ewertowski, M. – Kasprzak, L. – Szuman, I. – Tomczyk, A. M. (2011): Controlled, ice-cored moraines: sediments and geomorphology. An example from Ragnarbreen, Svalbard. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, 53–74.
- Eyles, N. – Clark, B. M. (1987): Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. – *Sedimentology*, 34, 193–216.
- Eyles, N. – Eyles, C. H. – Miall, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30, 393–410.
- Gába, Z. (1972): Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – *Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci*, 155, 23–28.
- Gába, Z. (1992): Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. – *Časopis Slezského muzea (A)*, 41, 167–172.
- Hambrey, M. J. – Glasser, N. F. (2012): Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. – *Sedimentary Geology*, 251–252, 1–33.
- Hanáček, M. (2014): Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21 (1–2), 17–24.
- Hanáček, M. – Nývlt, D. – Nehyba, S. (2013): Písečník u Javorníku - drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 22–29.
- Hanáček, M. – Skácelová, Z. – Nehyba, S. – Nývlt, D. (2015): Nová interpretace ledovcových sedimentů lokality Písečná u Jeseníku. – In: Nohálová, H. – Káňa, V. – Březina, J. (eds): 21. Kvartér 2015, Brno 27. 11. 2015, Sborník abstrakt, 17–19. Masarykova univerzita.
- Kjær, K. H. – Krüger, J. (2001): The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. – *Sedimentology*, 48, 935–952.
- Kłysz, P. – Lindner, L. (1982): Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen. – *Acta Geologica Polonica*, 32, 253–266.
- Kostic, B. – Becht, A. – Aigner, T. (2005): 3-D sedimentary architecture of Quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydrostratigraphy. – *Sedimentary Geology*, 181, 143–171.
- Krzyszowski, D. (2002): Sedimentary successions in ice-marginal fans of the Late Saalian glaciation, southwestern Poland. – *Sedimentary Geology*, 149, 93–109.
- Krzyszowski, D. – Zieliński, T. (2002): The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. – *Sedimentary Geology*, 149, 73–92.
- Livingstone, S. J. – Evans, D. J. A. – Cofaigh, C. Ó. – Hopkins, J. (2010): The Brampton kame belt and Pennine escarpment meltwater channel system (Cumbria, UK): Morphology, sedimentology and formation. – *Proceedings of the Geologists' Association*, 121, 423–443.
- 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.
- McCabe, A. M. (1991): The distribution and stratigraphy of drumlins in Ireland. – In: Ehlers, J. – Gibbard, P. L. – Rose, J. (eds): *Glacial deposits in Great Britain and Ireland*, 421–435, A.A. Balkema.
- Meehan, R. T. – Warren, W. P. – Gallagher, C. J. D. (1997): The sedimentology of a Late Pleistocene drumlin near Kingscourt, Ireland. – *Sedimentary Geology*, 111, 91–105.
- Müller, V. – Čurda, J. – Jinochová, J. – Majer, V. – Manová, M. – Sánka, V. – Skácel, J. – Skácelová, D. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2003): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. Listy 04-43 Bílý Potok, 04-44 Javorník, 14-21 Travná, 14-22 Jeseník. – 80 s., Česká geologická služba.
- 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*, 37–46, Elsevier.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrlé, 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. – 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. – 178 s., 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): Kvarterní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů – 92 s. Česká geologická služba. Praha.
- Skácelová, D. (1994): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 04-43 Bílý Potok. – Český geologický ústav.
- Stokes, Ch. R. – Spagnolo, M. – Clark, Ch. D. (2011): The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. – *Earth-Science Reviews*, 107, 398–422.
- Zieliński, T. (1992): Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. – 95 s. Uniwersytet Śląski. Katowice.
- Zieliński, T. – van Loon, A. J. (1999): Subaerial terminoglaciacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. – *Geologie en Mijnbouw*, 77, 1–15.
- Žáček, V. (1995): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 14-22 Jeseník. – Český geologický ústav. Praha.
- Žáček, V. – Čurda, J. – Kočandrlé, J. – Nekovářík, 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. Praha.

KOMPLIKOVANÁ TEKTONICKÁ STAVBA PODLOŽÍ AREÁLU ICRC VE FAKULTNÍ NEMOCNICI U SV. ANNY V BRNĚ

Complex structure of a foundation soil of the International Clinical Research Center of St. Anne's University Hospital Brno

Ivan Poul¹, Miroslav Bubík²

¹ iGEO, RNDr. Ivan Poul, Ph.D., Svat. Čecha 4, 693 01 Hustopeče; e-mail: ivan.poul@igeo.cz

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

(24–34 Ivančice)

Key words: Brno Massif, Moravian-Silesian Paleozoic, Transgression, Carpathian Foredeep, Neoproterozoic, Devonian, Miocene, Normal Fault, Foraminifera

Abstract

A preliminary geological investigation expected several meters of Neogene clays under a designed building of the ICRC complex (a new building at University Hospital in Brno). The foundation designer designed an eleven meters deep excavation works supported by Larsen sheet walls balanced/pulled by several horizontal layers of soil anchors. During the next stage of the geological investigation different geological conditions were encountered. The foundation design was completely re-worked and the excavation slopes were supported by a drilled reinforced concrete anchored pile-wall. The designed ICRC building has been founded partly on a hard bedrock and partly on the expected stiff soil.

Several geological units were encountered especially during a geotechnical supervision of the foundation works and by laboratory tests. The bedrock consists of Neoproterozoic metabasalts of the ophiolite belt (Brno Massif) covered in places by Paleozoic clastics (Old Red facies). The bedrock is overlain by Neogene gravels and clays of the Carpathian Foredeep with angular unconformity. Reworked Cretaceous agglutinated foraminifera recovered from the clays are typical for the Lower Miocene (Ottangian) strata in the area. The Quaternary cover of the area comprises fluvial sandy gravels and muds of Svratka river. The encountered tectonic structure composed by several directions of normal and strike-slip faults shows severe tectonical movements recorded during the Alpine orogenesis.

Úvod

Předložený článek navazuje na informace a interpretace získané během provádění doplňkového stavebního geologického průzkumu a pozdějšího geotechnického sledu realizace hlubinného založení budovy kardiologického centra ICRC v areálu Fakultní nemocnice u sv. Anny v Brně, které prováděl I. Poul v letech 2010–2011.

Geologický průzkum provedl třemi sondami Balun (2003). Sondy byly ukončeny na kontaktu kvartérního štěrku s jílem. Popsal veškeré podloží kvartérních sedimentů jako neogenní jíl. O dva roky později stejný geolog upřesnil své poznatky informací, že „granodiorit“ se v celém areálu nachází hlouběji než 20 m pod terénem (Balun 2005). Na základě geologického a hydrogeologického průzkumu D. Baluna byl posléze realizován projekt založení stavby rozlehlého několikapatrového komplexu ICRC.

Zhotovitel stavby měl před žádostí o stavební povolení pochybnosti o kvalitě průzkumu a na základě několika konzultací s prvním autorem článku a některých projektantů, byl proveden seriózní doplňkový průzkum financovaný zhotovitelem stavby (sdružení ICRC). Průzkum byl složený z SPT, CPT sond, jádrových vrtů a geofyzikálního profilování (Poul 2010).

Předěšlé výsledky D. Baluna předpokládající desítky metrů mocný pokryv podložního „granodioritu“ neogenním jílem se ukázaly jako zcela irelevantní. V některých nově provedených sondách byl již v hloubce 6 m nalezen povrch navětralého metabazaltu (nikoli neogenního jílu nebo granodioritu), popřípadě jen několik cm mocný

pokryv neogenního jílu, který D. Balun již hlouběji nezkoumal.

Na základě nových informací byla potvrzena hypotéza složité geologické stavby skalního podloží a mladších sedimentů předpokládaná prvním autorem článku před realizací průzkumu (v ulicích Anenská a Pekařská v blízkosti FN u sv. Anny jsou známy výchozy metabazaltů). Projekt zemních a základových prací byl kompletně přepracován a původní štětovnicová stěna typu Larsen, v projektu založení budoucí dočasnou nepropustnou bariéru, byla nahrazena převrtávanou kotvenou pilotovou stěnou. Štětovnice by nebylo možné do skalní horniny s pevností v prostém tlaku $\sigma_c > 100$ MPa zavibrovat.

Stavební práce byly zahájeny na podzim roku 2010 realizací „suché“ stavební jámy. V rámci provádění sledu byla sledována skladba geologického podloží a poznatky byly souhlasně porovnávány s výsledky doplňkového IG průzkumu (Poul, 2010). Na základě zjištěné geologické stavby a na základě ověřených mechanických vlastností zemin a hornin (ČSN EN ISO 14688-1, 14689-1) byl v součinnosti s Ivanem Poulem doladován projekt pro realizaci založení stavby. Během geotechnického sledu bylo celkem dokumentováno více než 150 vrтанých pilot průměru 600 až 1 500 mm a ražených pilot o průměru 2 000 mm (Poul 2011).

Geologický vývoj

Z regionálně geologického pohledu se bývalé staveniště nachází na varisky deformovaném skalním podloží tvořeném proterozoickými metabazalty brněn-

ského masivu místy překrytými paleozoickými sedimenty (facie „Old Red“). Na variskou stavbu nasedají tektonicky porušené miocenní sedimenty karpatské předhlubně. Morfologicky se jedná o srovnaný povrch (194–196 m n. m.) překrytý kvartérními aluviálními sedimenty řeky Svratky (201–202 m n. m.). Morfologii povrchu později pozměnila lidská činnost: vybudování barokního vodního příkopu obranného systému města Brna, zasypání vodního náhonu, výstavba nemocnice, demolice starých nevyhovujících budov atd.

Tektonická stavba brněnského masivu se utvářela převážně během variské orogeneze. Je složitá, erodovaná, zakrytá neogenními a kvartérními sedimenty a v současnosti špatně dešifrovatelná. Je typická provrásněním granitoidů, metamorfovaných ofiolitů a klastických sedimentů patrně devonského stáří (facie „Old Red“). Základním konceptem je šupinovitá stavba tvořená duplexy mocnými 250 až 500 m (R. Melichar, ústní sdělení). Násunové plochy šupin se mírně uklánějí převážně k Z, odkud postupovalo vrásnění. Relikty násunových ploch lze v současnosti pozorovat jako subhorizontální až subvertikální mylonitové zóny. V dalších etapách tektonického vývoje bylo mechanické namáhání hornin brněnské jednotky spojeno s kolapsem orogénu a vznikem strmých poklesových zlomů různých orientací. Během mladší fáze alpínského vrásnění došlo k reaktivování existujících a vzniku nových zlomů, které se prokopírovaly do nadložních sedimentů. Toto se projevovalo na jižní Moravě během nasouvání příkrovů Vnějších Západních Karpat v miocénu. Doznívající pohyby probíhaly ještě po spodním badenu, jak dokládají tektonicky porušené spodnobadenské jíly v trase Královopolských tunelů se subhorizontální striací (Poul 2009). Na základě RTG kvalitativní analýzy jílu tvořícího matrix bazálních klastik miocénu ve vrtu V4 z hloubky 14,0 m vyplývá, že majoritní fází je křemen, slídkový minerál (asi illit nebo muskovit) a dolomit. Minoritní fází je chlorit, plagioklas, draselný živec, kaolinit a nelze vyloučit přítomnost sideritu ve stopovém množství.

Kvartérní fluviální sedimenty tvoří souvrství štěrku, písku a hnědých až černých bahnitých povodňových hlín a jílu měkké až tuhé konzistence, ojediněle se vyskytují i náplavy zetlelých kmenů a dřev černé barvy.

Materiál a metodika

Během realizace hlubinných základových konstrukcí prováděl I. Poul a jeho spolupracovníci ze sdružení iGEO geologickou a geotechnickou dokumentaci všech základových pilot. Popis podrcených vzorků z pilotovacích souprav vycházel z litologické podobnosti s okolními horninami známými z povrchových výchozů. Popis základové půdy probíhal za pomoci norem ČSN EN ISO 14688-1, 14689-1, případně bylo provedeno laboratorní ověření příslušnosti. Popis světle šedých neogenních jílu (ČSN EN ISO 14688 Cl) čelil problému jejich stratigrafického zařazení. Tradiční neformální označení „tégľ“ neřeší otázku, zda jíly patří ottnangu, karpátu či badenu. Sedimenty všech tří uvedených stupňů miocénu jsou v bližším okolí známy. Pro vyřešení stratigrafické příslušnosti byl z průzkumného vrtu

JV4 (jaro 2010) odebrán vzorek béžového až nahnědlého nevápnitého jílu na mikropaleontologické zhodnocení. Vzorek byl dezintegrován roztokem sody a plaven na sítu 0,063 mm. Dokladový vzorek, výplav (reziduum) i separovaná mikrofauna jsou uloženy v rámci hmotné dokumentace ČGS v Brně. Z kvartérní terasy byl odebrán reprezentativní vzorek hrubozrnného štěrku a byla provedena valounová analýza.

Výsledky

Nestlačitelné podloží je budováno metamorfovaným ofiolitickým komplexem bazaltů proterozoického stáří (sz. okraj staveniště) patřícím k „metabazitové zóně“ brněnského masivu (obr. 1). Jedná se o nazelenalé oranžově až hnědě zvětrávající tektonicky deformované a porušené horniny, často s vysokou až velmi vysokou četností puklin. Peneplenizovaný povrch je od středu staveniště k jihu budován devonskými arkózovitými pískovci, křemennými pískovci a červenými slepenci s křemitým tmelem. Vrstvy slepenců se uklánějí k JV. Slepence jsou převážně čerstvé, pískovce jsou zvětralé a rozpadavé. Metabazalty a pískovce jsou od sebe odděleny subvertikálním zlomem orientace ZSZ–VJV, který je situován přibližně mezi pilotami P 144 a P 135 (obr. 2). Kontakt byl několikrát ověřen během vrtných prací a průběh zlomu vypočítán. Pevné skalní podloží se v areálu Fakultní nemocnice uklání k JV a je překryto miocenními a kvartérními sedimenty.

V podloží analyzovaných jílu se nacházejí silně zvětralé štěrkopísky často složené z rozložených i ostrohranných klastů okolních metamorfovaných bazaltů. V jejich podloží se nacházejí devonská klastika. RTG analýza neogenního jílu poukázala na diametrálně odlišné výsledky obsahu minerálů než typický spodnobadenský „tégľ“. V testovaném jílu je majoritní křemen, dále slídky (illit, muskovit a chlorit) a dolomit. Jílové minerály (kaolinit) jsou fází minoritní. Brněnský jíl spodnobadenského stáří odebraný při ražbě tunelu Dobrovského obsahuje přibližně 24 % křemene, 16 % kalcitu, 16 % montmorillonitu, 8 % muskovitu, 7 % illitu a 4 % kaolinitu (Koubová a kol. 2003).

Mikropaleontologická analýza béžového neogenního jílu zjistila nehojnou faunu drobných aglutinovaných foraminifer, fragmentární jehlice silicispongií a fosfatické pelety. Mezi foraminiferami výrazně dominují trubcovité úlomky „*Rhizammina*“, tvořící téměř 50 % asociace. Z dalších druhů byly identifikovány *Lagenammina* sp., *Hippocrepinella* sp., *Ammodiscus planus* Loeblich, *Glomospira watersi* Tappan, *Scherochorella minuta* (Tappan), *Pseudonodosinella parvula* (Huss), *Eobigenerina* cf. *variabilis* (Vasicek) juv., *Haplophragmoides decussatus* Krash., *Haplophragmoides* sp. a *Rectogerochammina eugubina* Kaminski et al.

Kvartérní hrubozrnný štěrk (ČSN EN ISO 14688 Co + cGr) podle naší kumulativní analýzy četnosti obsahuje přibližně 46 % hmotnosti klastů ruly, potom 25 % pegmatitu a křemene, 15 % granitoidů, 7 % metabazaltu, 5 % bazálních klastik devonu („Old Red“), asi 3 % amfibolitu a stopové množství kvarcitu a hadce.

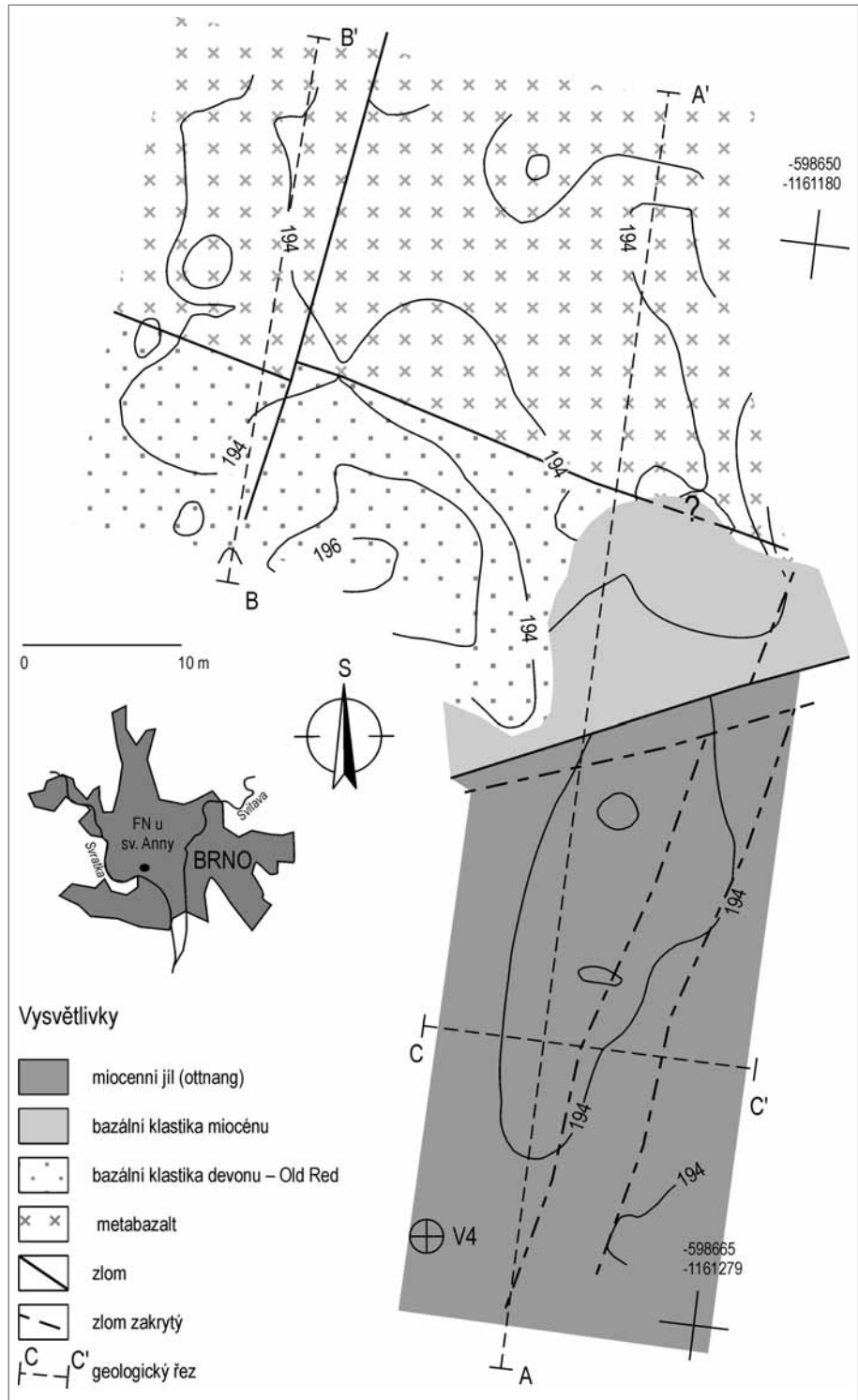
Diskuze

Z uvedených výsledků vyplývá, že prostor staveniště v areálu Fakultní nemocnice má velmi složitý geologický vývoj a tektonickou stavbu budovanou metabazalty, devonskými klastiky, miocenními klastiky a jíly, které byly překryty fluvialními sedimenty řeky Svatky. Miocenní klastika leží pod kvartérními sedimenty, tvoří k SZ vyklínující těleso mezi devonem a miocenním jílem a poté pokračují jako podloží miocenního jílu (obr. 2).

V ottnangu zasáhla lokalitu transgrese jezer- ních sedimentů. V dřívějších zprávách byly jíly řazeny k badenu na základě vnější podobnosti s vápnatými jíly („tégly“). Od těchto badenských „tégelů“ se ottnangské jíly liší tím, že jsou nevápnité, obsahují dolomit a také mineralogické složení jílových minerálů je naprosto odlišné. Popřípadě jsou jíly sekundár- ně vápnité v důsledku přítomnosti práškových agre- gátů kalcitu vzniklých zvě- tráváním v příporchových podmínkách obdobně jako „pseudomycelie“ ve spraších. V bezprostřední blízkosti Fakultní nemocnice zane- chaly své jílovité sedimenty rovněž transgrese v karpatu a badenu (Bubík et al. 2005).

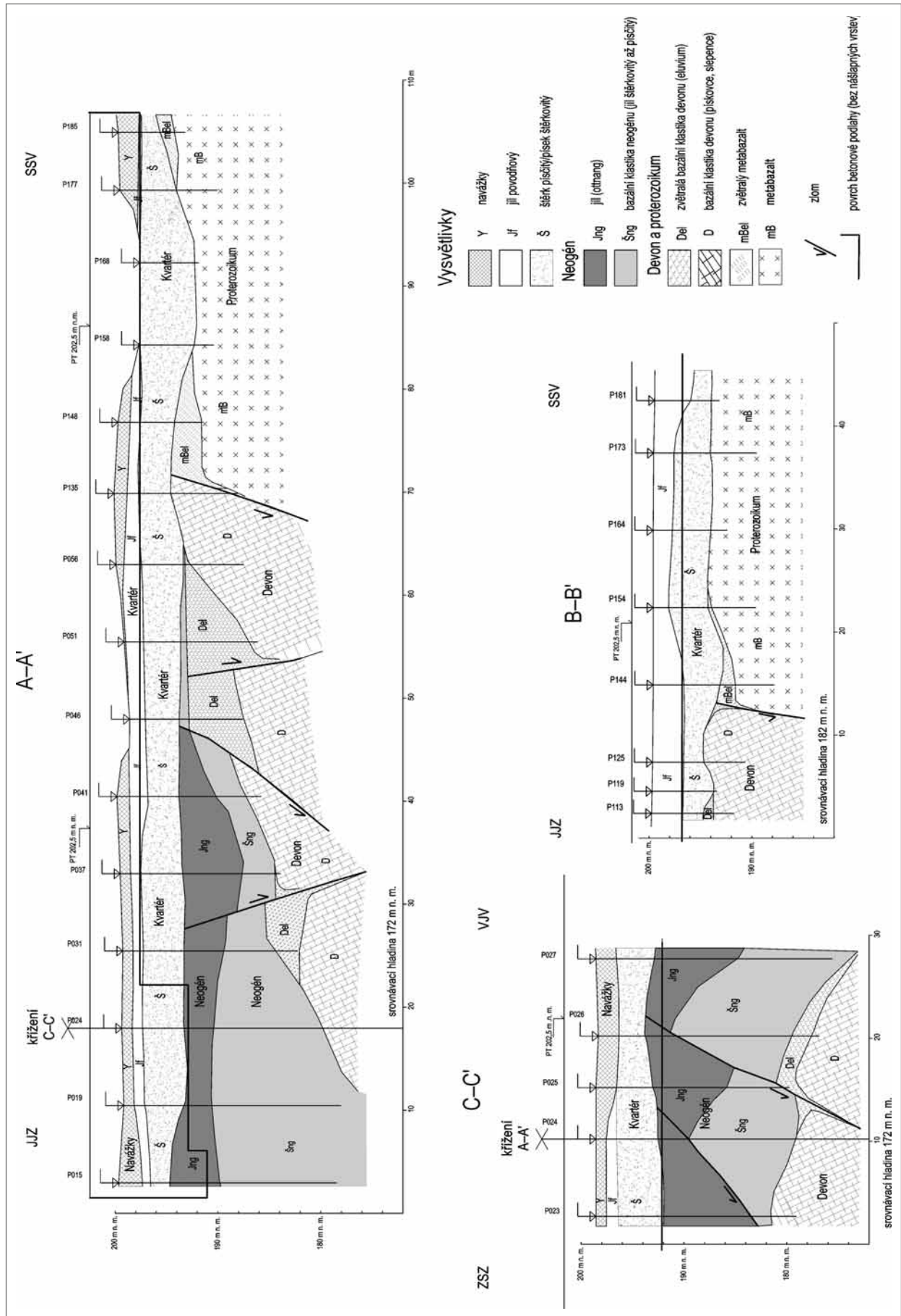
Mikrofauna jílu je ne- pochybně kompletně re- deponovaná. Foraminifery pocházejí primárně z kří- dové sedimentů, jejichž provenience je zatím do jisté míry záhadná. Stratigraficky lze zjištěné druhy zařadit jen přibližně v rámci svrchní kří- dy. Některé z nich přetrvávají do paleocénu (*Ammodiscus planus*, *Pseudonodosinella parvula*). Z paleobiogeogra- fického a paleoekologického hlediska se asociace zdá být nesourodá. Vedle druhů dosud uváděných z křídy Severoamerického kontinentu (*Scherochorella minuta*, *Glomospira watersi*) se vyskytuje i druh popsáný z abysá- lních jílu Indického a Tichého oceánu (*Haplophragmoides decussatus*) a další kosmopolitní druhy. Vzhledem k za-

barvení schránek, stejné fosilizaci (silicifikaci), podobné zrnitosti a složení aglutinovaných schránek pochází fauna nejspíše z jednoho společenstva a není výsledkem smíchání mikrofosilií z různých souvrství při redepozici. I když uvážíme, že při zvětrávacích procesech mohlo dojít k odvápnění původních zdrojových sedimentů a vápnitá složka společenstva chybí, je zřejmé, že aglutinovaná fauna



Obr. 1: Odkrytá geologická mapa vzniklá 3D interpretací výsledků geotechnického sledu základových prací, 194 m n. n. BPV (podle Poula 2011).

Fig. 1: Geological map of 3D interpretations of the foundation works geotechnical supervision, RL 194 m (after Poul 2011).



Obr. 2: Geologické řezy složitou tektonickou stavbou podloží komplexu ICRC (podle Poula 2011).

Fig. 2: Geological cross-sections of the complicated structural composition of the ICRC komplex foundation soil (after Poul 2011).

je hlubokomořská (batyální). Podobná aglutinovaná fauna byla zjištěna v šedých nevápnitých jílech ottnangu i v Lišni, Bohunicích, Kníničkách, Popůvkách aj.

Zjištěná mikrofauna ukazuje na složitou a v současné době již setřenou morfologii a geologickou stavbu v okolí Brna v miocénu. V této době patrně v okolí existovaly křídové sedimenty, které byly erodovány, rozplaveny a jejichž fauna byla redeponována do miocenních sedimentů. Tektonické pohyby ve spodním miocénu se projeví v okolí Brna vznikem systému rozsáhlých průtočných jezer (a příbřežních lagun?) a dále na JV mořskou záplavou. Tato etapa vývoje karpatské předhlubně na dnešním území fakultní nemocnice zanechala šterky (většina materiálu je rozložený metabazalt) a jíly ottnangského stáří.

Jíl ottnangského stáří je zaklesnut podél paralelní větve poklesového zlomu orientace VSV–ZJZ. Silné tektonické porušení poukazuje na výrazné gravitační síly (extenze, horizontální posuny), které v době po odeznění alpínského vrásnění formovaly tektonickou stavbu v podloží města Brna. Po odeznění tektonických pohybů v karpatské předhlubni docházelo k postupnému vyklízení sedimentů z hlubokých údolí paleotoků tekoucích k JV. Vyklízení jílu a jílovito-prachovitých sedimentů bylo spojeno s rychlým

zařezáváním řek i drobnějších vodních toků. Rychlost zařezávání evidentně výrazně překračovala rychlost plošné eroze, což způsobovalo vznik rozsáhlých sesuvů (např. Brno-Medlánky, viz Poul et al. 2011). Aktivní byly zejména zlomy směrů SSZ–JJV a ZSZ–VJV, kdy zakleslé „kry“ ochránily snadněji erodovatelné neogenní sedimenty, naopak na nezakleslých krách byly jíly erodovány a z některých údolí zcela vyklizeny (např. pod brněnským výstavištěm). Na jiných místech (pokleslé kry a vzniklé příkopy) byly nově vzniklé deprese soustavně vyplňovány pleistocenními sedimenty brněnských řek (Svratka, Svitava). Dle provedené valounové analýzy kvartérních šterků většina materiálu (71 %) pochází z Vysočiny (rula, pegmatit, křemen), zbytek je převážně místní proveniencie (granitoidy, matabazalt, devonské pískovce a slepence).

Poděkování

Článek vznikl na základě dat získaných při geotechnickém monitoringu výstavby založení komplexu ICRC v areálu FN u sv. Anny v Brně s laskavým souhlasem OHL ŽS, a. s. (zakázka 04-11-2011, iGEO, RNDr., Ivan Poul, Ph.D.). Děkujeme recenzentům prof. RNDr. Rostislavu Brzobohatému, CSc. a RNDr. Jiřímu Otavovi, CSc. za pomoc a připomínky.

Literatura

- Balun, D. (2003): Zpráva o geologických, hydrogeologických a základových poměrech akce Brno, Pekařská 53/55 v Brně – laboratorní pavilon a přístavba. – MS, Dušan Balun, Horská 10, 616 00 Brno.
- Balun, D. (2005): Brno, Pekařská ul. – FN u sv. Anny hydroprůzkum pro SV prostor areálu. – MS, Dušan Balun, Horská 10, 616 00 Brno.
- Bubík, M. – Petrová, P. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Mikuláš, R. (2005): Sedimenty karpátu a spodního badenu na ulici Kopečná v Brně. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2004, 20–24. Brno.
- Koubová, M. – Boháček, Z. – Ondruš, P. (2003): Charakteristika jílových minerálů z průzkumné štoly Jiřina pro stavbu silnice 1/42 VMO Dobrovského A. – MS, ČGS. Praha.
- Poul, I. (2009): Vliv mineralogického složení na mechanické vlastnosti zemin. – MS, disertační práce. Ústav geotechniky, FAST VUT v Brně.
- Poul, I. (2010): Závěrečná zpráva o provedeném doplňkovém inženýrskogeologickém průzkumu pro stavbu nových objektů ICRC v areálu FN u sv. Anny v Brně. – MS, OHL ŽS. Brno.
- Poul, I. (2011): Závěrečná zpráva o provedeném geotechnickém sledu realizace hlubinných základových konstrukcí komplexu ICRC v areálu Fakultní nemocnice u sv. Anny v Brně (etapa 1). – MS, OHL ŽS. Brno.
- Poul, I. – Krejčí, O. – Hubatka, F. (2010): Fosilní sesuvy v neogenních mořských jílech na severu brněnské aglomerace – podceněný aspekt pro založení obytných staveb. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku. 195–198, Brno.

SROVNÁVACÍ STUDIE POVRCHU KŘEMENNÝCH ZRN NA LOKALITÁCH JIŽNÍ A JIHOVÝCHODNÍ MORAVY

The comparative study of the surface of the quartz grains at the south and southeast Moravia sites

Jana Šušolová^{1,4}, Veronika Králová², Roman Hadacz³, Peter Dundek⁴, Daniel Volařík⁴

¹ Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: jsusolova@mzm.cz

² TESCAN, Libušina tř. 21, 623 00 Brno-Kohoutovice; e-mail: veronika.kralova@gmail.com

³ Garmur.cz, s. r. o., Nebovidy 497, 664 48 Brno-venkov; e-mail: roman.hadacz@gmail.com

⁴ Mendelova univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno; e-mail: peter.dundek@gmail.com; daniel.volarik@seznam.cz

(34-24 Holič, 34-22 Hodonín, 24-42 Kojetín, 25-33 Uherské Hradiště, 34-11 Znojmo)

Key words: Mikulčice, Eolian Sediments, Fluvial Sediments, Exoscopy, SEM, NMDS

Abstract

Between 2013–2014, archeological researches at the Mikulčice site were performed. During these researches, necessity of a quartz grains surface study in the Moravian Sahara arose. There is a significant archaeological monument situated near the village of Mikulčice – a Slavic settlement, whose youngest bedrock is formed by fluvial sediments of extinct riverarms of the river Morava, and sand dunes composed of wind-blown sands of the Moravian Sahara. On these sand dunes, the most important churches and palaces of the settlement are found. The sandy sediments can reach up to 30 m thickness in the area of the Moravian Sahara.

Samples of sandy sediments were taken from several locations of this site, and also from several other sites of south Moravia, which are sedimentary genetically different from the studied area. One sample of aeolian sand from the desert Rub-al Khali of Arabian Peninsula was provided for comparison.

After gathering this small collection of sand grain samples, they were individually modified to the required study form and analyzed according to the demands of the method of exoscopy. At first, one hundred quartzgrains were separated from each sample of the collection using a stereo microscope. After that a detailed study and imaging with the scanning electronmicroscope (SEM) followed. The collection of sands from Mikulčice of the same genetical origin was compared to other samples of genetically known origin (fluvial, eolian...). The final comparison of all samples was performed by the method of multivariate analysis with NMDS. The results show that development of sediments at the archeological site Mikulčice most probably took place in very similar sedimentary environment. In this environment, the eolian transport and the fluvial transport with lower kinetic energy played important role.

Úvod

Slovanské Hradisko Mikulčice, vzdálené asi 3 km jv. od obce Mikulčice, je situované v údolní nivě řeky Moravy. Jeho nejvýznamnější kostely a paláce jsou lokalizovány na čtyřech dunách navátých písků. Významným morfoloogickým prvkem zde jsou říční ramena, která původně obtékala jednotlivé duny a další vyvýšeniny a oddělovala je od sebe. Hlavními zájmy studie bylo přiblížit genezi transportu písčitéch zrn do této oblasti a porovnat mezi sebou jednotlivé vzorky z hlediska podobnosti. Pro tato zjištění byla zvolena metoda exoskopie a následně NMDS. Ke srovnání se vzorky z Mikulčic bylo vybráno několik lokalit převážně z Moravy a jedna z Arabského poloostrova. U vybraných lokalit, kde se předpokládal jasný geneticky sedimentární původ, se dalším pozorováním zjistilo, že tomu tak není (viz dále). Jedinou lokalitou s geneticky zřetelným sedimentárním původem je písčité duny z Arabského poloostrova.

Geologie

Širší okolí Mikulčic náleží z hlediska orografického členění Dolnomoravskému úvalu. Geologicky jde o neogenní vídeňskou pánev, vyplněnou 5 000 až 5 500 m mocnými nepravidelně se střídajícími polohami miocenních jíílů, prachů, písků a šterků s nepravidelnými vrstvami řasových vápenců. Ve svrchním miocénu se v této oblasti rozšířily plošně rozsáhlé bažiny, ve kterých se nahromadila uhelná

hmota tvořící lignitové sloje. Koncem neogénu, v pontu až pliocénu, se začaly ukládat jezerní, říční a další kontinentální sedimenty. V kvartérní historii se v okolí uložily fluvialní písky, písčité šterky a naváté písky (Chlupáč et al. 2002; Havlíček 2006; Havlíček – Peška 1992).

Ve viselském glaciálu byly z miocenních mořských sedimentů a kvartérních teras řeky Moravy vyvátý jejich jemnější části a vznikla rozsáhlá oblast vátých písků, tzv. Moravská Sahara, na ploše cca 95 ha. Mocnost převládajících, dobře vytřídných písčitéch uloženin akumulovaných západními a severozápadními větry se pohybuje v rozmezí mezi 2 až 20 m, výjimečně dosahuje až 30 m (Havlíček – Zeman 1986).

Metodika

Metodika exoskopie, použitá v tomto výzkumu, byla převzata z publikace Křížová et al. (2011). Byly odebrány vzorky o hmotnosti 0,5 kg, které byly dále pomocí sít zrnitostně vytřídněny i na velikost 0,50–0,25 mm. Pro exoskopickou pozorování je doporučena velikost zrn 200 až 500 μ (Křížová et al. 2011). Sledovaná zrnitostní frakce byla po vařena s koncentrovanou HCl pro odstranění nežádoucích karbonátů, jíílů a organických materiálů. Dále byly vzorky propláchnuty, zneutralizovány destilovanou vodou a vysušeny. Tyto laboratorní práce byly provedeny na Ústavu geologie a pedologie Mendelovy univerzity v Brně.

Po důkladném makroskopickém studiu zrn pod stereomikroskopem OPTIKA LAB-2 bylo vyseparováno z každého vzorku 100 křemenných zrn, aby byl k dispozici dostatečně velký, statisticky hodnotitelný soubor dat pro studii povrchových tvarů, jejich četnosti a zastoupení na jednotlivých zrnech. Pro detailní analýzu zrn byl vybrán autoemisní elektronový mikroskop MIRA3 od firmy TESCAN, a. s., vybavený detektorem sekundárních elektronů typu Everhart-Thornley a energiově disperzním spektrometrem. Zrna byla na držák fixována pomocí uhlíkové pásky. Aby se předešlo nabíjení vzorku, na povrch zrn byla nanášena vrstva uhlíku o tloušťce 15 nm. Byly pořízeny detailní snímky zrn.

Dalším sledovaným texturním znakem klastických sedimentů byl stupeň zaoblení klastických částic. K odhadu zaoblení se použila vizuální škála uvedená v Návodu pro pojmenování a popis zemin (ČSN 72 1001, ČSN 73 1001).

Barva sedimentů jednotlivých frakcí se zjišťovala za sucha pomocí Munsellových tabulek barevnosti půd (MunsellColor 2000).

Pro statistické zpracování vzorků byla zvolena jako nejvhodnější metoda mnohorozměrné analýzy NMDS využívající euklidovských vzdáleností, kdy poloha znaků vyjadřuje polohu vektorů příslušných znaků. Díky této metodě zjistíme míru shody vzdáleností na ordinačním diagramu a původní hodnoty nepodobnosti jednotlivých vzorků.

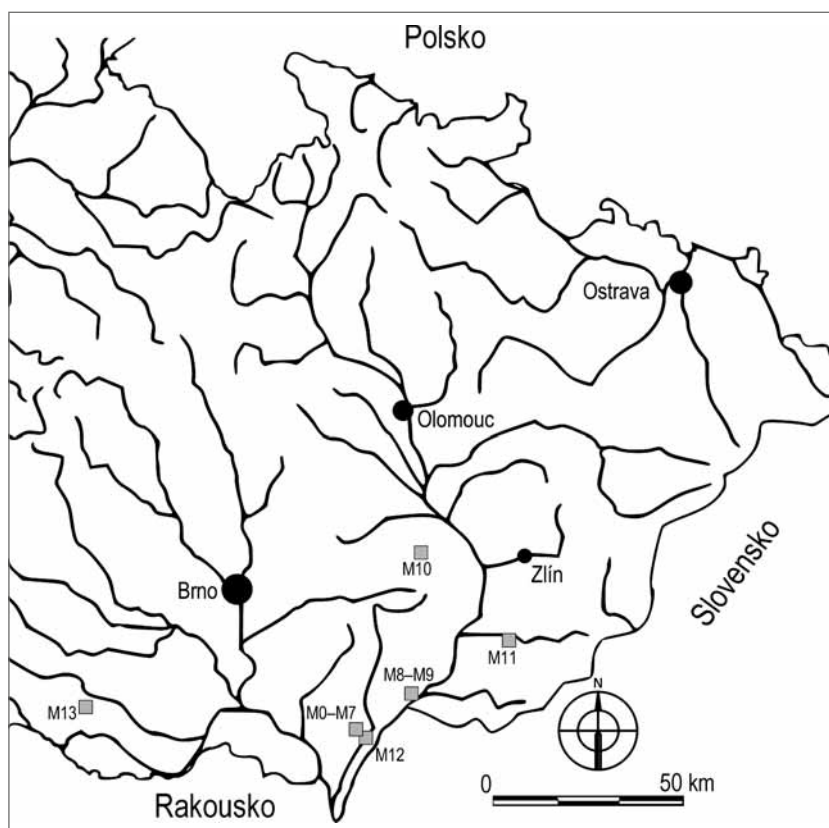
Lokalizace odběrů

Pro exoskopické analýzy bylo odebráno 14 vzorků psamitů z několika lokalit (obr. 1). Vzorky M0–M7 byly odebrány z oblasti Mikulčice-Trapíkov a Mikulčice-Hradisko a vzorky M8–M14 z různých sedimentárně genetických lokalit:

- Vzorek M0 byl odebrán z předpokládané duny v době výzkumu v Trapíkově před postavením centra Archeologického ústavu AV ČR. Hloubka odběru byla 50 cm.
- Vzorek M1 byl odebrán z předpokládané duny. Odběr byl proveden u silnice mezi stromy před novým centrem Archeologického ústavu AV ČR, oblast Trapíkova. Hloubka odběru byla 50 cm.
- Vzorek M2 byl odebrán z předpokládané duny, Mikulčice-Hradisko. Odběr byl proveden u chodníku pro návštěvníky areálu. Hloubka odběru byla 50 cm, kde se již objevil písek, nad ním se vyskytuje jílovitější tužší sediment (hodnoceno za mokra).
- Vzorek M3 byl odebrán z předpokládané duny, Mikulčice-

-Hradisko. Odběr byl proveden na valu vedle kostela, v hloubce 230–290 cm.

- Vzorek M4 byl odebrán z předpokládané přeplavené duny, Mikulčice-Hradisko. Odběr byl proveden ze svahu vedle kostela, v hloubce 280–320 cm.
- Vzorek M5 byl odebrán z předpokládané duny na louce pod valem, Mikulčice-Hradisko, v hloubce 100–200 cm.
- Vzorek M7 byl odebrán jako předpokládaný říční písek v sondě, Mikulčice-Hradisko, z hloubky cca 100 cm.
- Vzorek M8 byl odebrán na lokalitě Osypané břehy nedaleko Strážnice z hloubky 2 m pod povrchem z odkrytého profilu s eolickými, eolickofluviálními a lakustrinními sedimenty.
- Vzorek M9 byl odebrán na lokalitě Osypané břehy nedaleko Strážnice z hloubky 8 m pod povrchem z odkrytého profilu s eolickými, eolickofluviálními a lakustrinními sedimenty.
- Vzorek M10 byl odebrán z pískovny mezi obcemi Litenčice a Nítkovice. Jedná se o terciérní mořské sedimenty karpátu.
- Vzorek M11 byl odebrán ze sedimentů středního toku řeky Olšavy. Řeka v místě odběru protéká sprašovými sedimenty.
- Vzorek M12 byl odebrán z břehu řeky Moravy (střední tok) nedaleko Mikulčic.
- Vzorek M13 byl odebrán ze středního toku řeky Jevišovky v obci Plaveč.



Obr. 1: Mapa s vyznačeným odběrem vzorků (upraveno podle <http://www.zemepis-vorlicek.estranky.cz/file/39/cr-vodstvo.jpg>)

Fig. 1: The map showing the sampling (adapted from <http://www.zemepis-vorlicek.estranky.cz/file/39/cr-vodstvo.jpg>).

- Vzorek M14 byl odebrán z duny na poušti Rub' al-Khali, patřící do Spojených arabských emirátů, mezi městy Dubai a Al Ain.

Výsledky pozorování

Odebrali jsme vzorky písků z předpokládaných geneticky odlišných prostředí lokalit Trapíkov a Hradisko v Mikulčicích. Některé vzorky byly z místa duny (M0, M1, M2, M3, M5), tedy eolické sedimenty. Další byly z místa, kde je přeplavená duna (M4) a jeden vzorek (M7) přímo z místa, kde v minulosti řeka obtékala dunu, tedy teoreticky fluviální sediment.

Barva sedimentů byla určena za sucha podle Munsellových tabulek barevnosti půd (tab. 1). Odstíny se pohybují od žlutohnědých po hnědé. Z hlediska barevnosti zrn se vyskytovala zrna čirá, mléčně bílá, nažloutlá a narezivělá u všech vzorků. Zrnitost byla provedena pomocí sítování a pipetovací metodou z navážky 20 g podle Jandák et al. (2009). U vzorků převažuje písčité frakce s jemnou příměsí prachu a jílu (tab. 1).

U vzorků bylo sledováno 28 vlastností (tab. 2), z nichž byl dále proveden kvantitativní součet.

Ordinační diagram znázorňuje zkoumané vzorky (M0–M14) promítnuté do dvourozměrného prostoru na základě podobnosti/nepodobnosti četnosti výskytu jednotlivých typů mikrotextr (obr. 2). Vzorky podobné z hlediska četnosti výskytu jednotlivých mikrotextr leží v grafu blízko sebe, nepodobné naopak daleko od sebe (obr. 3). Ukázky mikrotextr jsou zachyceny na obrázcích 4, 5 a 6.

Tab. 1: Zrnitost a barva odebraných vzorků (dle Munsellových tabulek barevnosti půd 2000).

Tab. 1: The granularity and colour of the samples (according to Munsell Soil Color Charts 2000).

č. vzorku	< 0,004 [mm]	0,004–0,063 [mm]	0,063–2,000 [mm]	barva
M0	4,1	3,6	92,3	10 YR 6/4
M1	3,4	3,7	92,9	10 YR 5/3
M2	4,6	8,0	87,4	10 YR 5/4
M3	3,1	4,4	92,4	10 YR 5/4
M4	6,6	5,7	87,7	10 YR 5/4
M5	4,1	4,2	91,7	10 YR 5/4
M7	1,2	0,5	98,3	10 YR 6/3
M8	5,2	1,8	93,0	10 YR 6/4
M9	5,5	0,9	93,6	10 YR 6/4
M10	5,8	7,6	86,6	2,5 Y 6/4
M11	6,0	10,2	83,8	2,5 Y 5/3
M12	11,8	37,7	50,5	2,5 Y 5/3
M13	6,6	10,5	82,9	10 YR 5/3
M14	0,2	0,5	99,3	10 YR 8/1

Tab. 2: Četnost mikrotextr u jednotlivých vzorků.

Tab. 2: The frequencies of microtextures of samples.

	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14
ostrohranné	15	4	2	1	1	1	5	1	0	58	23	13	34	0
polostrohranné	33	26	19	15	26	17	19	10	11	26	38	27	50	4
polooválné	30	30	35	47	36	36	30	49	44	14	26	31	15	30
oválné	22	36	41	37	35	46	46	40	45	2	13	29	1	52
dokonale oválné	0	4	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	14
nízký reliéf	25	28	45	53	67	74	68	55	57	5	20	40	9	77
střední reliéf	54	43	38	41	29	24	31	44	43	41	67	55	73	23
vysoký reliéf	21	28	17	6	4	2	1	1	0	54	12	5	18	0
lasturnatý lom	10	14	12	18	25	23	30	3	5	25	19	12	23	16
rovné stupně	36	25	24	19	24	24	36	14	10	46	42	23	58	18
obloukové stupně	65	35	35	13	37	43	45	49	59	69	64	48	68	37
abraze hran	34	37	27	26	17	16	18	4	2	30	30	15	37	2
V - jamky	44	61	65	81	62	70	72	58	44	26	35	46	24	96
mísovitě jamky	31	62	62	33	42	35	34	47	30	5	14	25	16	45
srpkovité tvary	1	8	5	12	0	8	7	0	0	0	0	0	1	21
klikaté hřbítky	52	24	36	53	56	45	37	43	26	35	42	69	58	4
paralelní rýhy	3	2	2	7	4	1	4	0	0	0	0	0	3	6
rovné brázdy	42	62	44	49	55	60	57	48	46	8	32	23	24	41
obloukové brázdy	1	13	5	4	6	13	7	3	7	6	2	3	4	1
štěpné plátky	20	3	5	1	1	0	0	0	1	1	1	1	2	7
tečkování	27	41	50	66	64	78	78	78	89	29	41	44	12	97
orientované vyleptané jamky	12	2	2	1	3	2	1	0	1	1	2	0	0	0
nárůsty krystalů	0	4	17	19	7	1	0	0	0	0	0	0	0	0
přilnavé částice	81	68	63	58	34	59	34	80	73	72	79	95	97	37
křemičité globule	76	35	68	55	32	22	11	76	93	78	84	99	98	4
křemičité skrývky	30	80	78	62	94	90	69	54	37	39	61	81	64	12
křemičité povlaky	34	25	19	10	26	59	76	2	0	0	10	1	1	18
puklinové plochy	28	12	7	4	10	18	14	4	4	20	12	13	5	2

Srovnáme-li jednotlivé vzorky M0–M7 mezi sebou (obr. 3 a tab. 2), zjistíme, že u všech je minimální zastoupení ostrohranných a dokonale oválných zrn, která u některých vzorků i zcela chybí. Nejvíce ostrohranných zrn má vzorek M0 (obr. 7A, B). U všech vzorků je největší zastoupení oválných a polooválných zrn. U většiny vzorků převládá nízký a střední reliéf. Vzorky M0 a M1 mají nejméně zrn s nízkým reliéfem a nejvyšší počet zrn s vysokým reliéfem. Největší množství zrn s nízkým reliéfem má vzorek M5 a M7 (obr. 8B, C, D), které mají zároveň i nejméně zrn s vysokým reliéfem a největší množství oválných zrn. Nejvíce zastoupenými mikrotextrami jsou křemičité skrývky, V – jamky a tečkování. Mezi dalšími mikrotextrami převládají rovné brázdy, přilnavé částice, mísovité jamky, klikaté hřbítky, křemičité globule a povlaky a obloukové stupně. Celkově je u všech vzorků velké zastoupení nárůstových křemičitých mikrotextr. Nejmenší je výskyt štěpných plátků, orientovaných vyleptaných jamek, paralelních rýh a srpkovitých tvarů.

Z hlediska četnosti jednotlivých mikrotextr jsou si velmi podobné vzorky M5 a M7. Vzorky M4, M5 a M7 mají velmi shodné zastoupení nejčetnějších mikrotextr (nízký reliéf, V – jamky, klikaté hřbítky, rovné brázdy, tečkování, přilnavé částice, křemičité skrývky). Podle Euklidovských vzdáleností je vzorek M0 nejpodobnější vzorku M2, vzorek M1 vzorku M2, vzorek M3 vzorku M2, vzorek M4 vzorku M5, vzorek M5 vzorkům M7 a M4 a vzorek M7 je nejpodobnější vzorku M5. Naopak nejvíce se od sebe odlišuje vzorek M0 a vzorek M7.

Vzorky M8 a M9 byly odebrány ze stejného profilu, z různých hloubek, mají podobné zastoupení převládajících mikrotextr i těch s téměř nulovým výskytem.

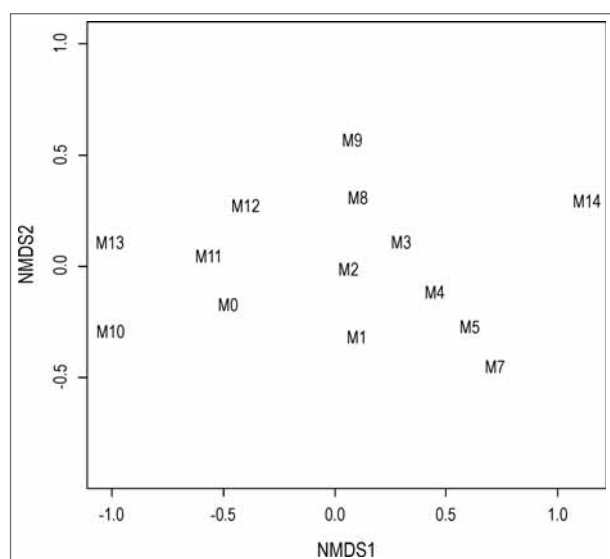
Tab 3: Euklidovské vzdálenosti (nepodobnosti) jednotlivých vzorků mezi sebou. Tab. 3: The Euclidean distance (dissimilarity) among individual samples.

	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14
M0	0	0,98	0,93	1,11	1,25	1,34	1,38	1,02	1,09	0,94	0,61	0,87	0,88	1,66
M1	0,98	0	0,51	0,81	0,80	0,90	1,02	0,95	1,19	1,39	1,03	1,11	1,39	1,35
M2	0,93	0,51	0	0,57	0,69	0,89	1,06	0,65	0,91	1,38	0,95	0,84	1,34	1,30
M3	1,11	0,81	0,57	0	0,67	0,86	1,01	0,68	0,93	1,54	1,11	0,97	1,53	1,13
M4	1,25	0,80	0,69	0,67	0	0,53	0,70	0,92	1,16	1,64	1,23	1,15	1,64	1,22
M5	1,34	0,90	0,89	0,86	0,53	0	0,44	1,02	1,22	1,80	1,40	1,32	1,83	1,15
M7	1,38	1,02	1,06	1,01	0,70	0,44	0	1,22	1,37	1,82	1,48	1,54	1,92	1,05
M8	1,02	0,95	0,65	0,68	0,92	1,02	1,22	0	0,42	1,47	0,99	0,79	1,43	1,22
M9	1,09	1,19	0,91	0,93	1,16	1,22	1,37	0,42	0	1,45	1,03	0,94	1,49	1,27
M10	0,94	1,39	1,38	1,54	1,64	1,80	1,82	1,47	1,45	0	0,78	1,16	0,82	1,99
M11	0,61	1,03	0,95	1,11	1,23	1,40	1,48	0,99	1,03	0,78	0	0,63	0,55	1,77
M12	0,87	1,11	0,84	0,97	1,15	1,32	1,54	0,79	0,94	1,16	0,63	0	0,88	1,80
M13	0,88	1,39	1,34	1,53	1,64	1,83	1,92	1,43	1,49	0,82	0,55	0,88	0	2,23
M14	1,66	1,35	1,30	1,13	1,22	1,15	1,05	1,22	1,27	1,99	1,77	1,80	2,23	0

Z hlediska Euklidovských vzdáleností jsou si velmi blízké. Vzorek M8 (obr. 8E) je trochu více podobný vzorkům z lokality Mikulčice, než vzorek M9. Oba tyto vzorky, M8 i M9, jsou však více podobné vzorkům M0–M7 než zbývající vzorky M10–M14. Vzorek M10 je charakterem svých mikrotextr nejvíce podobný vzorku M11, M13 a M0, nejméně je podobný vzorku M14. Vzorku M11 je velmi podobný vzorek M13, M0 a M12 a nejvíce od něj odlišný je M14 a M7.

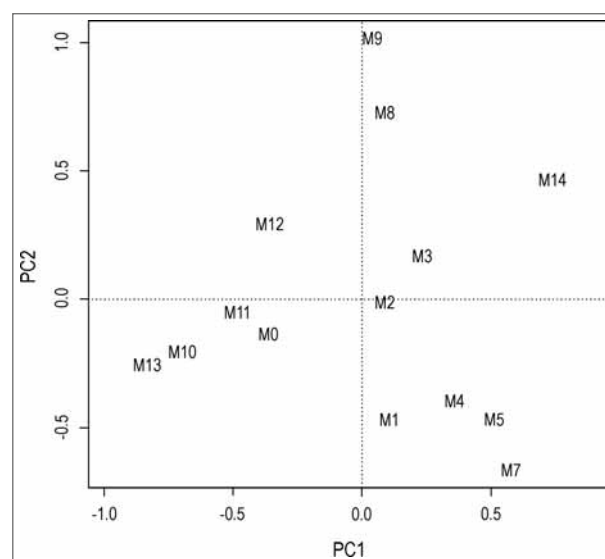
Vzorek M12 je nejbliže podobný vzorku M11 a nejvzdálenější je vzorku M14 (obr. 9). Vzorek M13 je nejbliže podobný vzorku M11 a nejvzdálenější vzorku M14. Vzorek M14 má největší zastoupení dokonale oválných zrn. Nejvíce je podobný vzorku M7, nejméně pak vzorku M13.

Pozorováním pod stereomikroskopem jsme zjistili, že téměř u všech těchto vzorků se na zrnech vyskytují povlaky rezivé barvy. Tyto byly podrobněji zkoumány pod elektronovým mikroskopem. Pomocí detektoru firmy Bruker byla vykreslena mapa prvků těchto povlaků.



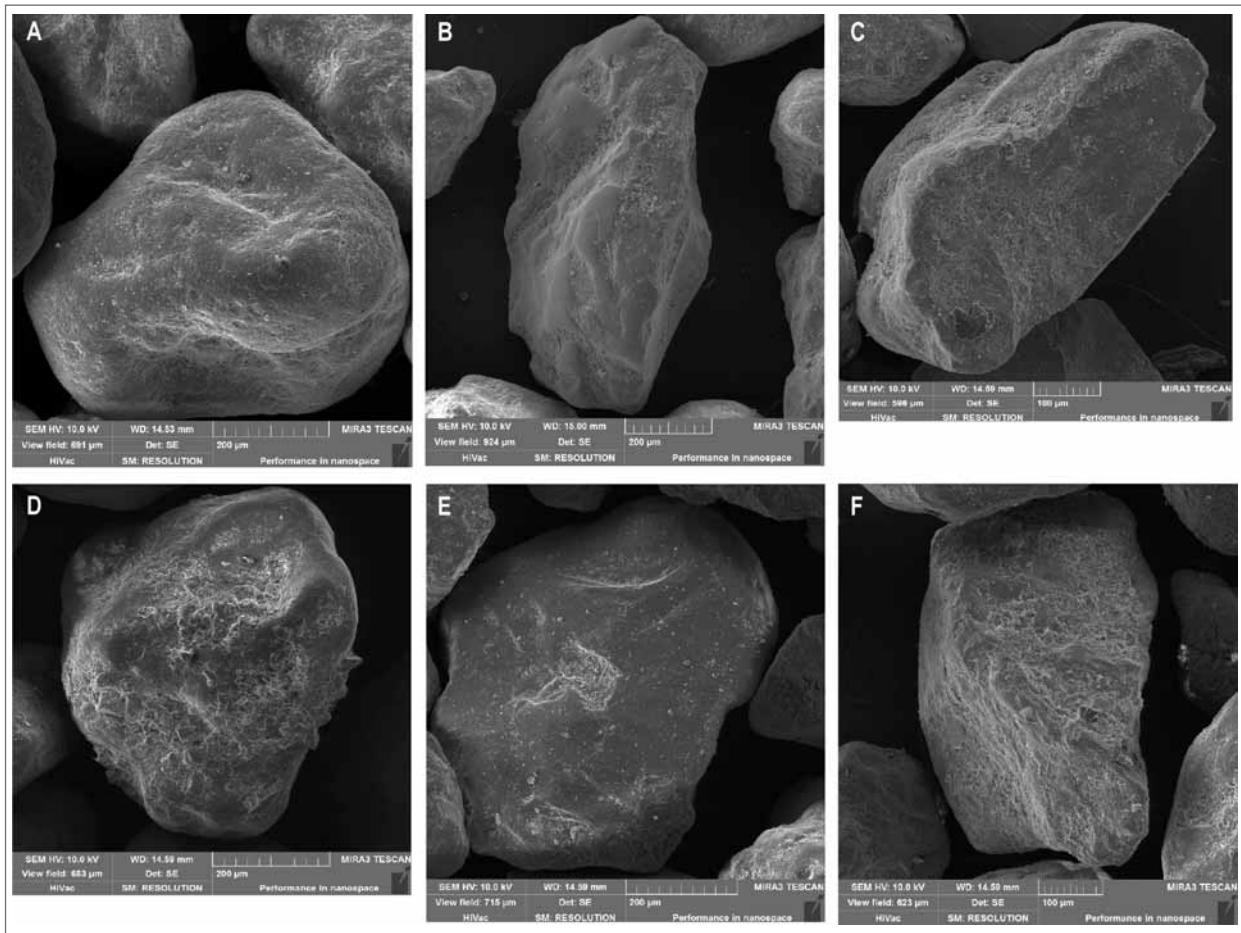
Obr. 2: Ordinační diagram vytvořený metodou NMDS na základě euklidovských vzdáleností vzorků mezi sebou (viz tab. 3).

Fig. 2: Ordination diagram of NMDS analysis based on the Euclidean distance among individual samples (see Tab. 3).



Obr. 3: Podobnosti vzorků na základě euklidovských vzdáleností mezi sebou.

Fig. 3: The similarity of samples based on the Euclidean distance among individual samples.



Obr. 4: A – Vzorek M1, tečkování a ohlazené V – jamky, obloukové stupně a přilnavé částice; B – vzorek M1, ohlazený povrch, rovná brázda, přilnavé částice a křemičité skrývky; C – detail křemenného zrna u vzorku M1, rovné stupně, přilnavé částice, křemičité globule a skrývky, lasturnatý lom a tečkování; D – vzorek M2, velmi výrazné křemičité skrývky až nárůsty krystalů, tečkování; E – vzorek M2, vyhlazený povrch s lasturnatým lomem, obloukovými stupni a přilnavými částicemi; F – Vzorek M2, výrazné křemičité skrývky a globule (autor Králová).

Fig. 4: A – Sample M1, pitting and smoothed V-shaped pits, arcuate steps and adhering particles; B – Sample M1, smoothed surface, straight grooves, adhering particles and silica capping; C – Sample M1, detail of the quartz grain, straight steps, adhering particles, silica globules and capping, conchoidal fracture and pitting; D – Sample M2, very significant silica capping up to quartz crystal overgrowths, pitting; E – Sample M2, smoothed surface with conchoidal fracture, arcuate steps and adhering particles; F – Sample M2, significant silica capping and globules (author Králová).

Složení se jedná o dále neurčovanou formu SiO_2 , tvořící na zrnech povlaky.

Diskuze

Pozorováním a porovnáváním zrn ve vzorcích se zjistilo, že prakticky ve všech vzorcích převažovala zrna matná a pololesklá nad lesklými. Lesklá zrna byla většinou ta rozlomená s puklinovými plochami a lasturnatým lomem. Matnost zrn způsobilo ořukání a vznik impaktních struktur (např. Lisá 2004). Zaoblením se zrna jevila spíše jako poloostrohranná, polooválná a oválná. Oválná zrna měla u některých vzorků tvar spíše pravidelné kuličky (M2, M4, M5) a u některých spíše tvar protažený (M1, M7).

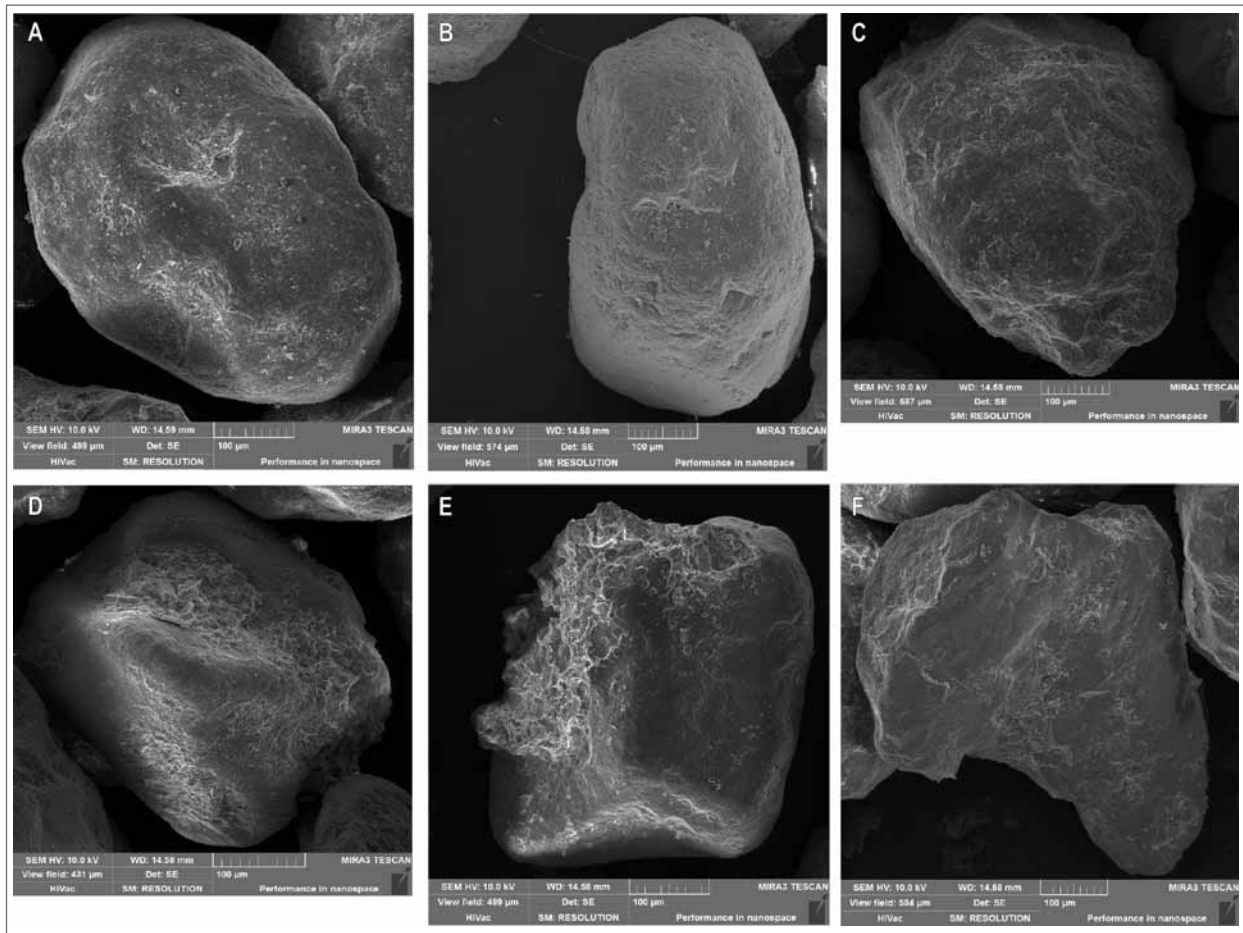
Další patrnou mikrotextrou u zrn byly křemičité povlaky, ty souvisí se sedimentací ve stojatém vodním prostředí (např. Baron et al. 2011), ale jsou pozorované i na eolických písčících zrnech (Le Ribault 2003).

Srovnáním jednotlivých vzorků z Mikulčic mezi sebou se zjistilo, že u všech vzorků je minimální zastou-

pení ostrohranných zrn a dokonale oválných zrn, která u některých vzorků zcela chybí. U všech vzorků je největší zastoupení oválných a polooválných zrn. Tento jev je typický pro eolické sedimenty (např. Křížová et al. 2011; Krinsley – Trusty 1985). U většiny vzorků převládá nízký a střední reliéf, což rovněž svědčí pro eolický transport (např. Křížová et al. 2011; Baron et al. 2011).

Vzorky M0 a M1 mají nejnižší zastoupení zrn s nízkým reliéfem a nejvyšší počet zrn s vysokým reliéfem (obr. 7A, B, C). Těmito znaky by spíše odpovídaly fluvialním sedimentům (Křížová et al. 2011; Zaghloul et al. 2009). Zároveň mají tyto vzorky ale poměrně vysoké zastoupení brázd i stupňů, čímž by odpovídaly spíše eolickým sedimentům (např. Křížová et al. 2011; Baron et al. 2011).

Největší množství zrn s nízkým reliéfem mají vzorky M5 a M7, které mají zároveň i nejméně zrn s vysokým reliéfem (obr. 8B, C, D). Podobnost těchto vzorků byla pozorována již stereomikroskopem. Mají ze zkoumaných vzorků nejvíce mikrotextru inklinujících k eolickým



Obr. 5: A – vzorek M2, oválné zrno, tečkování, V – jamky, přilnavé částice, křemičité skrývky; B – vzorek M3, oválné zrno, výrazné V – jamky a tečkování, přilnavé částice a křemičité povlaky; C – vzorek M3, poloostrohanné zrno, rovné a obloukové stupně, mísovitě jamky, přilnavé částice, křemičité globule a skrývky; D – vzorek M4, oválné zrno s výraznými křemičitými skrývkami, povlaky a tečkováním; E – vzorek M4, oválné zrno s výraznými křemičitými skrývkami, povlaky, mísovitými jamkami a tečkováním; F – vzorek M4, rozlomené ostrohanné zrno, abraze hran, lasturnatý lom, přilnavé částice, křemičité skrývky (autor Králová).

Fig. 5: A – Sample M2, rounded outline, pitting, V-shaped pits, adhering particles, silica capping; B – Sample M3, rounded outline, significant V-shaped pits and pitting, adhering particles and silica pellicle; C – Sample M3, subangular outline, straight and arcuate steps, dish-shaped breakage concavities, adhering particles, silica globules and capping; D – Sample M4, rounded outline with a significant silica capping, pellicle and pitting; E – Sample M4, rounded outline with the significant silica capping, pellicle, dish-shaped breakage concavities and pitting; F – Sample M4, broken high relief grain, edge abrasion, conchoidal fracture, adhering particles, silica capping (author Králová).

sedimentům. Křemičité nárůsty u těchto vzorků nejsou až tak výrazné v porovnání s ostatními. U vzorku M7 lze ojediněle pozorovat rozpraskání povlaků, které může být znakem pro zvětrávání sedimentu.

Nejvíce zastoupenými mikrotextrurami jsou u vzorků M0 – M7 křemičité skrývky, V – jamky a tečkování (obr. 4, 5, 6). Křemičité skrývky jsou mikrotextrurou vznikající ve vodním prostředí o nízké kinetické energii (Křížová et al. 2011). Nacházíme se v oblasti dolního toku Moravy a lze tedy předpokládat nižší energii toku, případně až možnou stagnaci v pozdním pleistocénu (Kadlec et al. 2011). Celkově je u všech vzorků velké zastoupení nárůstových křemičitých mikrotextrur.

Použijeme-li ke srovnání vzorky z moravských lokalit, zjistíme následující. Vzorek M0 je nejbližší vzorkům M11, M12 a M13 (obr. 9), které odpovídají střednímu toku řek. Tento vzorek tedy spíše inklinuje k fluvialním sedimentům. Jedná se o vzorek, který je nejvíce odlišný od vzorků

z Míkulčic. Vzorek M1 (obr. 4A, B, C) je nejbližší vzorku M8 (obr. 8E), který odpovídá eolickým, eolickofluviálním a lakustrinním sedimentům. Vzorek M2 (obr. 4D, E, F) se rovněž nejvíce podobá vzorkům M8 a M12, tedy eolickým, eolickofluviálním a lakustrinním sedimentům. Vzorek M3 (obr. 5B, C) se nejvíce podobá vzorku M8 a M9. Stejně tak i vzorek M4 (obr. 5D, E, F) a M5 jsou nejvíce podobné vzorku M8 (obr. 8E). Vzorek M7 (obr. 6A, B) je rovněž podobný vzorku M8 a nejvíce ze všech vzorků z Míkulčic vzorku M14, tedy eolickému pouštnímu písku (obr. 6C, D).

V – jamky jsou mikrotextrurou typickou pro eolické sedimenty. Mohou se vyskytovat i u fluvialních sedimentů, v případě vysoké energie toku. V – jamky i jiné impaktní struktury u fluvialních sedimentů pak bývají výrazně větší a hlubší, což není případ námi studovaných vzorků. Tečkování je mikrotextrurou typickou pro eolické sedimenty (Lisá 2004).

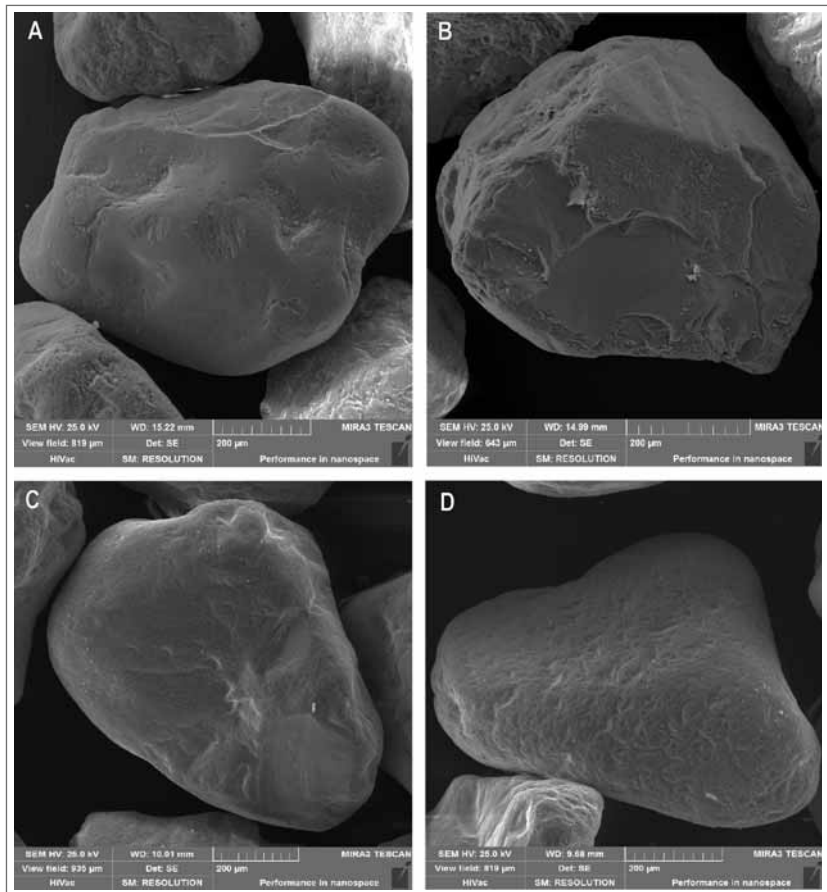
Mezi dalšími mikrotextrami převládají rovné brázdy, přilnavé částice, mísovitě jamky, klikaté hřbítky, křemičité globule a povlaky a obloukové stupně. Jedná se o mikrotextru vyskytující se u eolických sedimentů (Křížová et al. 2011).

Už i při malé délce transportu vznikají na zrnech impaktní struktury. Ke vzniku dun v údolní nivě Dyje i Moravy dochází vyvátím z podložních svrchnopleistocenních fluvialních štěrků (Nehyba – Havlíček 2001; Havlíček 2006). Jejich sedimentace, s různě dlouhými hiáty pokračovala až do spodního a středního holocénu. Ukládaly se vždy jen na povrchu fluvialních písčitých štěrků, ne na povodňových hlínách (Havlíček 2006). Při povodních docházelo i k částečnému či úplnému rozplavení navátých písků a ukládaly se povodňové hlíny (Adamová – Havlíček 2002). Podle Nehyby – Havlíčka (2001) byly duny částečně připoutané (adheze) a jejich migrace byla málo výrazná. Tento jev byl způsoben periodickým kolísáním hladiny podzemní vody. Tito autoři uvádí průměrnou velikost zrn 0,3–0,7 mm, kdy již dochází k pohybu částic většinou povrchovým krípem, přičemž nejsnadněji se při větrném proudění pohybují saltací písčnatá zrna o průměru 0,1–0,3 mm. Costa et al. (2013) srovnávají křemenná zrna opracovávaná v experimentálním tunelu s eolickými zrny křemene z pobřežní duny. Přicházejí na to, že i poměrně malá vzdálenost transportu v poměrně malém časovém úseku, zanechává na zrnech výrazné mikrotextru. Křemenná zrna z portugalského pobřeží ukazují typické mikrotextrní znaky, jako silné zaoblení, zakulacené hrany, silné rozpouštění (naleptání), nárazové deprese a přítomnost četných přilnavých částic.

V roce 2012 byla provedena srovnávací studie povrchu křemenných zrn na lokalitách pouští Gobi a Rub´al-Khali (Šušolová et al. 2013). Zrna z pouště Rub´al-Khali jsou matná, případně pololesklá a převládají polooválná až oválná zrna. Srovnáme-li vzorky z Mikulčické duny se vzorky typické duny z pouště Rub´al-Khali, nalezneme četné rozdíly. U vzorků z pouště Rub´al-Khali se prakticky vůbec nevyskytují křemičité nárůsty, zato převládají V – jamky, tečkování, rovné brázdy a mísovitě jamky.

Závěr

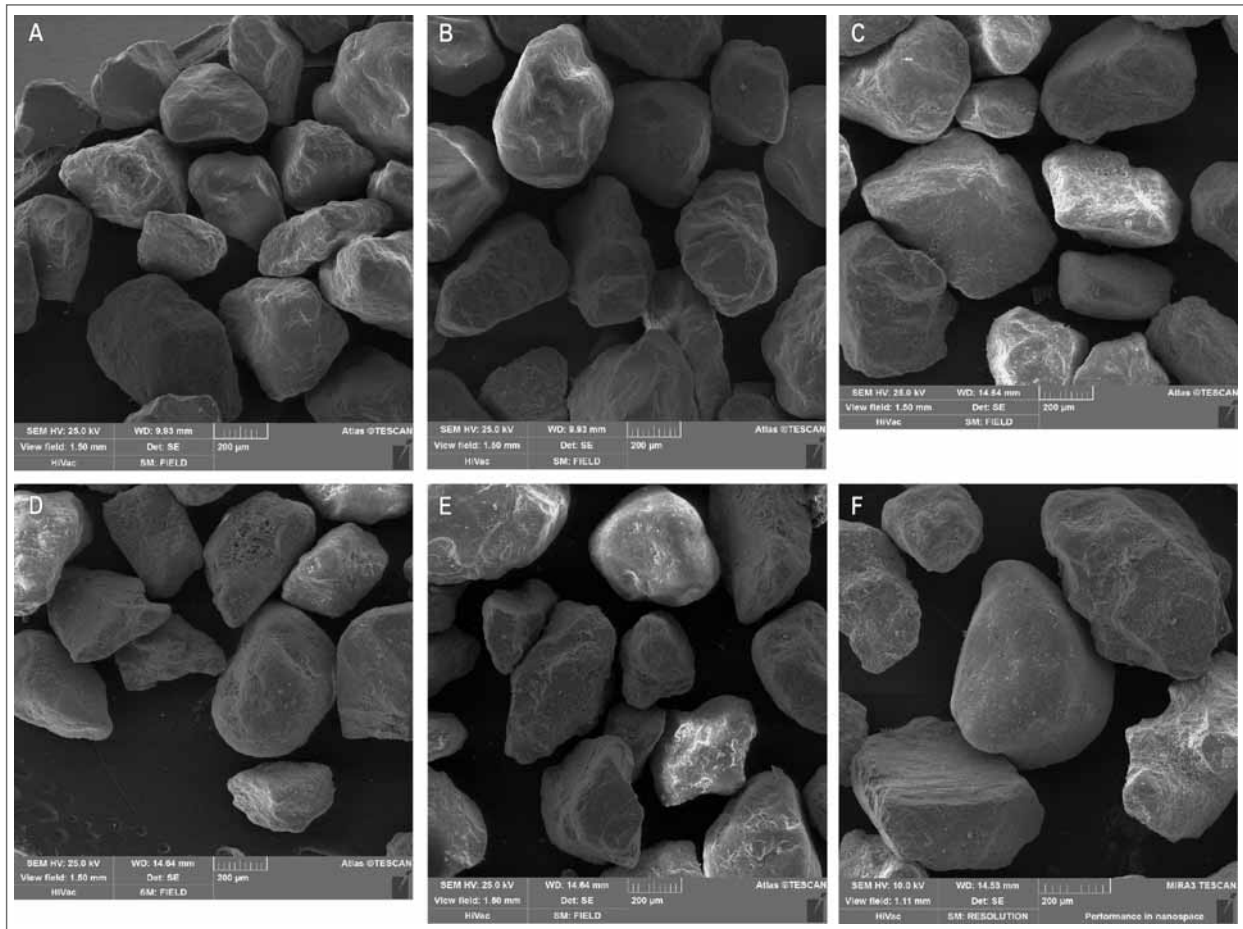
Odebrané vzorky písků z geneticky odlišných prostředí lokality Mikulčice byly podrobeny studiu nejprve



Obr. 6: A – Vzorek M7, oválné zrno, zčásti odlomené s lasturnatým lomem, V – jamky, srpkovité tvary, přilnavé částice, křemičité povlaky; B – vzorek M7, polooválné zrno, lasturnatý lom, rovné a obloukové stupně, přilnavé částice, křemičité globule, křemičité povlaky; C – vzorek M14, detail povrchu křemenného zrna z pouště Rub´al-Khali: polooválné zrno, lasturnatý lom, V – jamky a tečkování; D – vzorek M14, detail povrchu křemenného zrna z pouště Rub´al-Khali: dokonale oválné zrno, V – jamky, mísovitě jamky, tečkování a srpkovité tvary (autor Králová).

Fig. 6: A – Sample M7, rounded outline, partially broken with conchoidal fracture, V – shaped pits, crescent-shaped features, adhering particles, silica pellicle; B – Sample M7, subrounded outline, conchoidal fracture, straight and arcuate steps, adhering particles, silica globules, silica pellicle; C – Sample M14, detail of the quartz grain from the Rub´al-Khali desert: subrounded outline, conchoidal fracture, V – shaped pits, pitting; D – Sample M14, detail of the quartz grain from the Rub´al-Khali desert: perfectly rounded outline, V – shaped pits, dish-shaped breakage concavities, pitting, crescent-shaped features (author Králová).

pod stereomikroskopem a poté autoemisním elektro- novým mikroskopem MIRA3. Na zrnech lze pozorovat ohlazené V – jamky a impaktní struktury, u některých až hladký povrch. Lze pozorovat, že zrna prošla procesem, díky kterému se na nich objevily impaktní struktury, došlo k jejich rozlomení, vznikl lasturnatý lom či abraze hran atd., a poté byla zrna potažena křemičitými povlaky, skrývkami či u nich došlo k nárůstům krystalů, vyplňujících právě impaktní nerovnosti zrna. Na základě výsledků výzkumu je patrné, že vývoj sedimentů v rámci Slovanského Hradiště v Mikulčicích probíhal ve velmi podobném sedimentárním prostředí. V tomto prostředí hrál významnou roli eolický transport a důležitý byl rovněž i fluvialní transport o nižší kinetické energii. Psamitické sedimenty v této oblasti prošly vývojem v několika sedimentárních prostředích a nelze



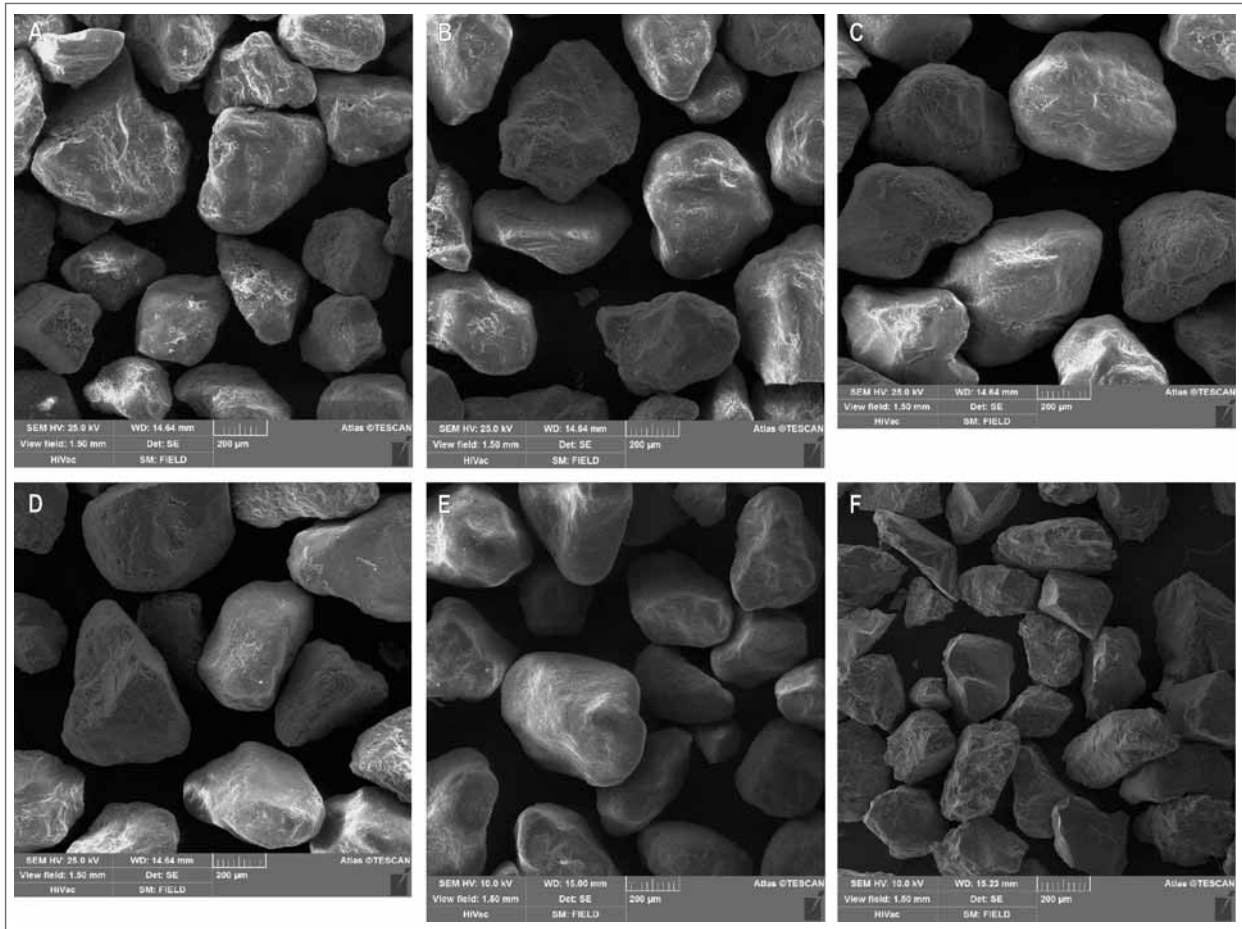
Obr. 7: Detail křemenných zrn u vzorků: A, B/ M0 – Trapíkov; C/ M1 – Trapíkov; D/ M2 – Hradisko; E/ M3 – Hradisko; F/ M4 – Hradisko (autor Králová).

Fig. 7: Detail of the quartz grains from the samples: A, B/ M0 – Trapíkov; C/ M1 – Trapíkov; D/ M2 – Hradisko; E/ M3 – Hradisko; F/ M4 – Hradisko (author Králová).

je z hlediska původu přiřazovat k sedimentům jednoznačně geneticky daným.

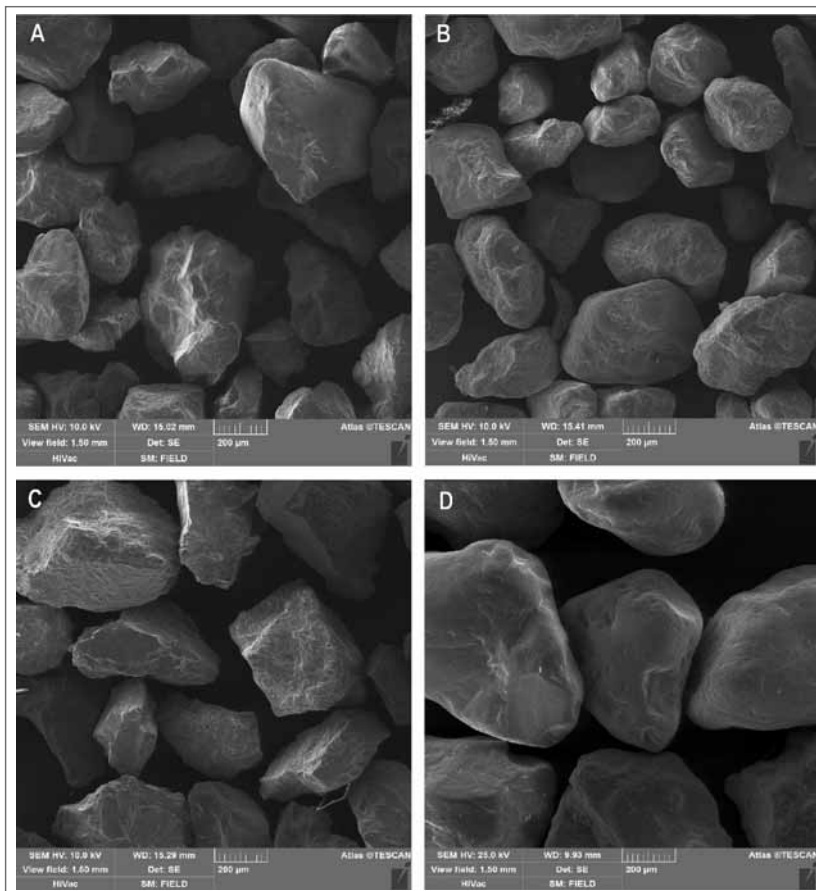
Poděkování

Chtěli bychom poděkovat firmě Tescan za umožnění výzkumu na autoemisním elektronovém mikroskopu a Karlu Maroszovi za určení zrnitosti pipetovací metodou. Poděkování patří i recenzentům za podnětné připomínky a především finanční podpoře projektu Moravského zemského muzea. Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury v rámci institucionálního financování na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Moravské zemské muzeum (DKRVO, MK000094862).



Obr. 8: Detail křemenných zrn u vzorků: A/ M4 – Hradisko; B/ M5 – Hradisko; C, D/ M7 – Hradisko; E/ M8 – Osypané břehy A; F/ M10 – Litenčice (autor Králová).

Fig. 8: Detail of the quartz grains from the samples: A/ M4 – Hradisko; B/ M5 – Hradisko; C, D/ M7 – Hradisko; E/ M8 – Osypané břehy A; F/ M10 – Litenčice (author Králová).



Obr. 9: Detail křemenných zrn u vzorků: A/ M11 – Olšava; B/ M12 – Morava; C/ M13 – Jevišovka; D/ M14 – Rub´al-Khali (autor Králová).

Fig. 9: Detail of the quartz grains from the samples: A/ M11 – Olšava; B/ M12 – Morava; C/ M13 – Jevišovka; D/ M14 – Rub´al-Khali (author Králová).

Literatura

- Adamová, M. – Havlíček, P. (2002): Geochemický výzkum subfosilní polygenetické pseudočernozemě a navátých písků při soutoku Dyje s Moravou („Barvinkův hrúd“). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 117–118.
- Atkinson, O. A. C. – Thomas, D. S. G. – Goudie, A. S. – Bailey, R. M. (2011): Late Quaternary chronology of major dune ridge development in the northeast Rub' al-Khali, United Arab Emirates. – *Quaternary Research*, 76, 93–105.
- Baron, J. C. – Grab, S. W. – Kuman, K. (2011): Surface texture analysis of southern Tuli Basin sediments: Implications for Limpopo Valley geoarchaeological contexts. – *Journal of African Earth Sciences*, 59, 384–394.
- Costa, P. J. M. – Andrade, C. – Mahaney, W. C. – Marques da Silva, F. – Freire, P. – Freitas, M. C. – Janardo, C. – Oliveira, M. A. – Silva, T. – Lopes, V. (2013): Aeolian Microtextures in Silica Spheres Induced in Wind Tunnel Experiment: Comparison with Aeolian Quartz. – *Geomorphology*, 180–181, 120–129.
- Havlíček, P. (2006): Přírodní park Niva Dyje (jižní část): geologie kvartérních sedimentů a vývoj údolní nivy. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2005, 71–73.
- Havlíček, P. – Peška, J. (1992): K osídlení dun v soutokové oblasti Moravy s Dyjí. – *Jižní Morava* 28, sv. 31, 239–249.
- Havlíček, P. – Zeman, A. (1986): Kvartérní sedimenty moravské části vídeňské pánve. – *Sborník geologických věd, Antropozoikum*, 17, 9–41.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – 436 s. Academia. Praha.
- Jandák, J. a kol. (2009): Cvičení z půdoznalství. – *Ediční středisko Mendelova univerzita v Brně*. Brno.
- Kadlec, J. a kol. (2011): Late Glacial lacustrine and fluvial processes in the Lower Moravian Basin (Czech Republic). – Poster z konference Reconciling modern and Quaternary rates of landscape evolution, 21. - 27. 7. 2011, Bern. (INQUA 2011: session on Quaternary Landscape Evolution)
- Krinsley, D. H. – Trusty, P. (1985): Environmental interpretation of quartz grain surface textures. – In: Zuffo, G. G. (ed.), *Provinces of Arenites*. D. Reidel Publishing Co., Boston, 213–229.
- Křížová, L. – Křížek, M. – Lisá, L. (2011): Význam povrchové analýzy křemenných zrn pro studium geneze nezpevněných sedimentů. – *Geografie*, 116, 1, 59–78.
- Le Ribault, L. (2003): LLR et le G5: Baladesur un grain de sable. – Dostupné na: http://www.loic-le-ribault.ch/exo_balademicroscopique_p03.php, 10. 8. 2016
- Lisá, L. (2004): Exoscopy of Moravian eolian sediments. – *Bulletin of Geosciences*, 79, 3, 177–182.
- Nehyba, S. – Havlíček, P. (2001): Granulometrie kvartérních sedimentů v soutokové oblasti Moravy s Dyjí. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000, 1, 84–87.
- Šušolová, J. – Dundek, P. – Hadacz, R. – Králová, V. – Kynický, J. (2013): Srovnávací studie povrchu křemenných zrn na lokalitách pouští Gobi a Rub' al-Khali. – In: Juříčka, D. – Jánošíková, L. – Cihlářová, H. – Brtnický, M. – Kynický, J. (2013): *Scientific research of Mongolia and Central Asia*. 1.vyd., 28–37. Brno.
- Zaghloul, M. N. – Reddad, H. – Critelli, S. (2009): Source-area controls on the composition of beach and fluvial sands on the southern side of the Gibraltar Strait and Western Alboran Sea (Flysch Basin, Internal and External, Domains, Northern Rif Chain). – *Journal of African Earth Sciences*, 55, 36–46.
- ČNI (1990): ČSN 72 1001, Pomenovanie a opis hornín v inžinierskej geológii. – Český normalizační institut. Praha.
- ČNI (1988): ČSN 73 1001, Zakládání staveb. Základová půda pod plošnými základy. – Český normalizační institut. Praha.
- Munsell Color (2000): Munsell Soil Color Charts. Revised washable edition, 10 pp + charts, Gretag Macbeth, New Windsor, NY. <http://www.zemepis-vorliceck.estranky.cz/file/39/cr-vodstvo.jpg>, 10. 8. 2016.

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE V HORNINÁCH SOLÁŇSKÉHO SOUVRSTVÍ V ZÁPADNÍ ČÁSTI CHŘIBŮ

Hydrothermal mineralization in rocks of the Soláň Formation in the western part of Chřiby Hills

Jana Vlasáková, Kamil Kropáč

Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: slunicko127@seznam.cz; kamil.kropac@upol.cz

(24-44 Bučovice)

Key words: hydrothermal mineralization, fluid inclusions, calcite, Chřiby Hills, Lukov Member, Soláň Formation, Rača Unit

Abstract

Hydrothermal mineralization sporadically occurs in the western part of Chřiby Hills in a form of thin carbonate veins and veinlets hosted by sedimentary rocks of the Lukov Member of the Soláň Formation. These veins were found in old quarries and slope debris nearby Koryčany, Cetechovice, and Roštín. The mineral filling of studied veins is formed by calcite or rarely calcite and barite. Based on the investigation of fluid inclusions, hydrothermal calcite crystallized from low-temperature ($T_h = 70\text{--}187\text{ }^\circ\text{C}$) and on average low-salinity (0.2–5.6 wt. % NaCl equiv.) hydrothermal solutions. Hydrothermal veins filling crack systems with the direction NNW–SSE or W–E in quarries Holý kopec near Koryčany and Roštín-Chapel are probably post-tectonic. Their origin can be connected to young tectonic events after the termination of main phase of the Alpine Orogeny. Diagenetic origin cannot be excluded in case of calcite vein which fills a bed joint between layers of conglomerate in old quarry 3.5 km south–southeast from the town Koryčany. The source fluids can be derived from mixing of seawater with diagenetic waters. In case of post-tectonic veins, a contribution of meteoric waters is also possible. In addition, UV-fluorescence microscopy reveals a sporadic presence of inclusion with higher hydrocarbons which exhibits strong blue-white fluorescence. These inclusions document a migration activity of higher hydrocarbons in the north-western part of the Rača Unit in Chřiby Hills.

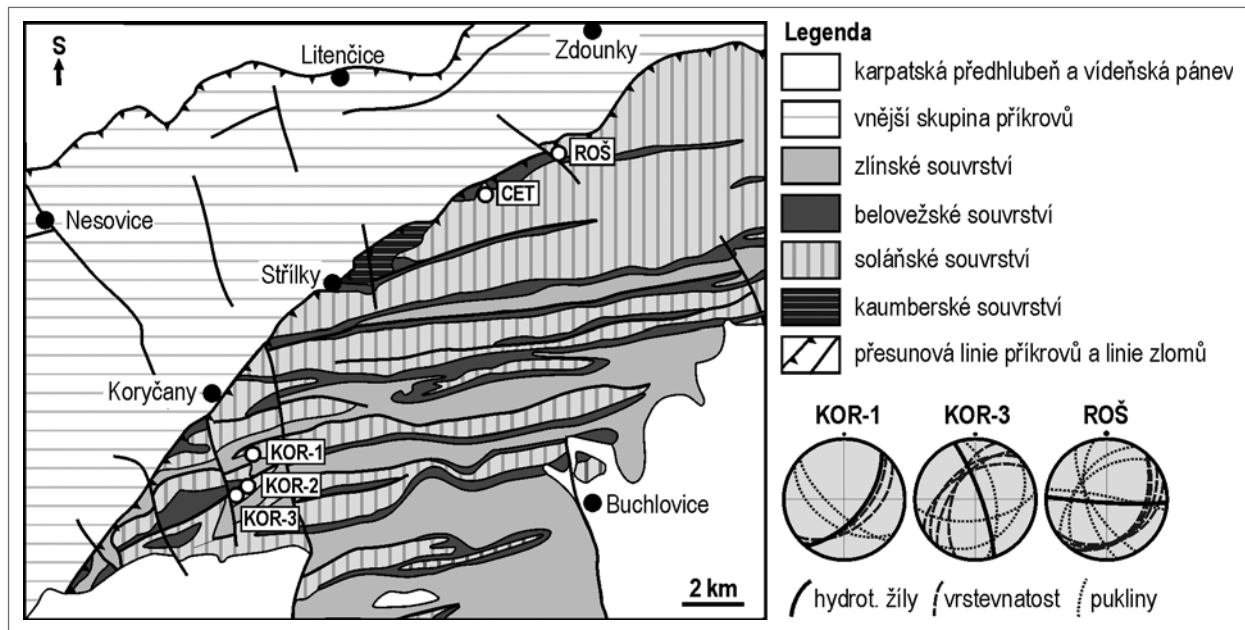
Úvod

Západní část Chřibů představuje z tektonického hlediska zajímavou oblast, na jejíž stavbě se silně uplatnily alpské horotvorné procesy. Po západním úpatí Chřibů probíhá linie magurského nasunutí račanské jednotky na jednotky vnějších skupin příkrovů. Pro celé území jsou zároveň typické vrásové struktury a výrazná zlomová tektonika. Zlomy často kopírují staré poruchy v podloží příkrovů a vytvářejí dobrý potenciál pro migrace fluid. Tektonické poruchy zde navíc spolu s vhodnou litologií sehrály klíčovou roli při migraci uhlovodíků a formování ropných pastí. Výše uvedené faktory vedly k předpokladu, že by se v zájmové oblasti mohly vyskytovat různé typy hydrotermálních mineralizací dokumentující různé geologické procesy a etapy vývoje. Tato problematika byla řešena v rámci bakalářské práce hlavní autorky (Vlasáková 2015). Předložená krátká zpráva shrnuje nejpodstatnější výsledky z výzkumů hydrotermálních mineralizací v z. části Chřibů vedených v letech 2014–2015.

Geologická situace

Zájmové území spadá do račanské jednotky magurské skupiny příkrovů flyšového pásma Západních Karpat. V račanské jednotce lze dále rozlišit kauberské, soláňské, belovežské a zlínské souvrství (obr. 1). Nejstarší kauberské souvrství reprezentují pestré zelené, šedé a červené jílovce s tenkými vložkami jemně až středně zrnitých modrošedých drobových až arkózových pískovců. Jednotná sedimentace těchto pelagických až hemipelagických jílovců probíhala od cenomanu do maastrichtu, kdy ji vystřídala faciálně diferenciovaná flyšová sedimentace (Buday et al. 1963a; Stráňík et al. 1993). V magurském

sedimentačním prostoru se ve stratigrafickém rozsahu maastricht až svrchní paleocén usadilo až 1 km mocné soláňské souvrství. Pešl (1965) vyčlenil kvůli silné faciální proměnlivosti v soláňském souvrství dvě litologické jednotky: psamiticko-pelitickou, která dnes odpovídá ráztockým vrstvám a psamitickou, která je ekvivalentní lukovským vrstvám. Ve starších ráztockých vrstvách se střídají šedé až zelenošedé, často tmavě chondriticky skvrnitě jílovce a drobové pískovce. Podřadně se zde nacházejí i vložky rudých jílovců (Stráňík et al. 1993). Nadložní lukovské vrstvy jsou charakteristické střídáním hrubě lavicovitých arkózových či drobových pískovců se skluzovými slepenci s exotickými olistolity. Hrubozrnné slepence obsahují mesozoické (tithon až neokom) valouny až balvany vápenců, fylity, ruly a žuly (Chmelík 1956). Pešl (1965) rozlišil ve spodním oddílu paleogénu v magurském flyši několik litofaciálních zón. V zájmové oblasti se okrajově setkáváme se zónou hostýnskou, výrazně převažuje zóna Tří kamenů. Hostýnská litofaciální zóna je charakteristická přítomností modrošedých pískovců se zvýšeným podílem karbonátového pojiva, oproti tomu sedimenty v zóně Tří kamenů obsahují zvýšené množství biotitu. Ve Chřibech však dochází k částečnému smíšení obou vývoju a provizorní hranice vedená mezi nimi v s. části pohoří není ostrá (Pešl 1965). Ve svrchním paleocénu až středním eocénu došlo k obnově sedimentace pestrých jílovců s lokálními polohami arkózových pískovců v podobě belovežského souvrství. V jeho nadloží se uložil až přes 2 km mocný flyšový komplex zlínského souvrství, reprezentovaný ve Chřibech zejména světle šedými glaukonitickými pískovci a olivově zelenými vápnatými jílovcí vsetínských vrstev (střední eocén až spodní oligo-



Obr. 1: Schematická mapa geologických jednotek v zájmové oblasti s vyznačenou pozicí výskytu hydrotermálních mineralizací (upraveno podle Buday et al. 1963b; Dorniče 1992; Havlíčka 1994 a Stráníka 1998). Vpravo dole obloukové diagramy s vynesnými orientacemi kalcitových žil, vrstevnatosti a puklinových systémů na lokalitách Koryčany – lom u lesní cesty (KOR-1), Koryčany – Holý kopec (KOR-3) a Roštín – lom za kapličkou (ROŠ). Zobrazeno do spodní hemisféry Lambertovy projekce.

Fig. 1: Schematic map of geological units in the studied area with position of hydrothermal mineralization (modified according to Buday et al. 1963b; Dornič 1992; Havlíček 1994 and Stráník 1998). Right lower part of image: arc diagrams with orientation of calcite veins, bedding, and cracks at sites Koryčany (KOR-1, KOR-3) and Roštín (ROŠ) – displayed in lower hemisphere of the Lambert projection.

cén) a okrajově i sedimenty luhačovických a rusavských vrstev (Stráník et al. 1993). Zlínské souvrství je výrazně zastoupeno především v j. části Chřibů převážně mimo studované území (Buday et al. 1963a).

Následkem helvetské orogeneze (oligocén) došlo k ukončení sedimentace v magurském prostoru a vytvoření embryonální formy magurského příkrovu. Během sávských deformací (hranice eger–eggenburg) byly pod náporem přesouvajícího se magurského příkrovu založeny dílčí příkrovky ve vnějších jednotkách flyše. Štýrská orogeneze (eggenburg až střední baden) pak dotvořila stavbu magurské skupiny příkrovů do současné podoby. Severozápadní část račanské jednotky byla nasunuta v oblasti Chřibů na jednotky zdouneckou a ždánickou (magurské nasunutí) a společně byly přesunuty přes miocén karpatské předhlubně (Cílek 1954; Buday et al. 1963a; Krystek 1965; Menčík 1969; Stráník et al. 1993). Ve stavbě račanské jednotky zde dominují lineárně uspořádané vrásové struktury ve směru ZJZ–VSV, porušené výraznými zlomovými systémy s orientací SSZ–JJV (Cílek 1954; Buday et al. 1963a; obr. 1).

Metodika

V rámci terénní etapy výzkumu hydrotermálních mineralizací byly rekognoskovány staré lomy, skalní útvary, výchozy, balvanová moře, strže a koryta potoků v oblasti z. Chřibů mezi obcemi Bohuslavice na JZ a Kostelany na SV. Lokality s výskytem mineralizací in situ byly pečlivě geologicky zdokumentovány včetně provedení strukturálně-tektonických měření geologickým kompasem.

Z odebraných vzorků hornin s hydrotermálními žilkami byly na katedře geologie PřF UP v Olomouci zhotoveny leštěné výbrusy. Výbrusové preparáty byly následně studovány pomocí klasické mikroskopie v procházejícím světle. Chemické složení minerálů bylo stanoveno na elektronové mikrosondě JEOL JXA-8600 s EDX analyzátozem. Při analýze bylo použito urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA. Jako standardy byly použity pro: S – celestin, Ba – baryt, Sr – stroncianit, Mg a Ca – diopsid, Mn – elementární mangan a Fe – magnetit. Fluidní inkluze byly studovány ve štěpných úlomcích kalcitu na mikroskopu Olympus BX 51 s mikrotermometrickou komorou LINKAM THMSG 600. Salinita byla vypočítána z naměřených hodnot tání posledního ledu podle Bodnara (1993). Pro zjištění přítomnosti vyšších uhlovodíků byly vzorky studovány na mikroskopu Olympus BX-41, který obsahuje episkopický fluorescenční iluminátor BXRFA a filtr s excitačním rozsahem 330–385 nm.

Charakteristika mineralizací

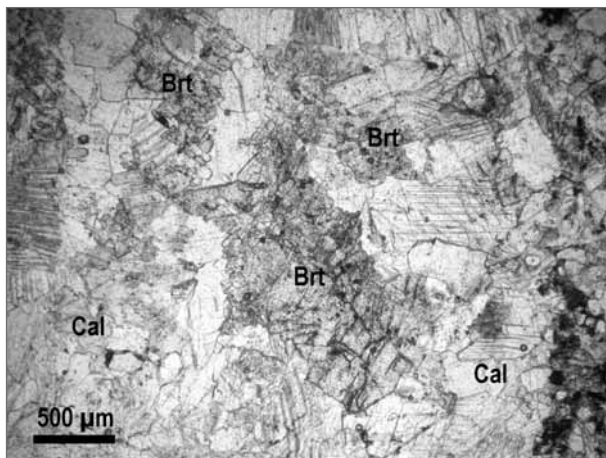
Ve studované oblasti se hydrotermální mineralizace vyskytují v podobě karbonátových žil a žilek. Ty byly sporadicky pozorovány ve stěnách starých neaktivních lomů nebo v samostatných úlomcích hornin volně v terénu v širším okolí Koryčan, Cetechovic a Roštína, a to výhradně v pískovcích, slepencích a výjimečně také v jílovcích lukovských vrstev soláňského souvrství. Jejich výplň tvoří kalcit, pouze výjimečně kalcit a baryt. Ve skalních útvarech na s. hřebenu Chřibů (např. Gavendova skála, Vlčák, Komínky aj.) ani ve výchozech lukovských vrstev ve stržích či korytech potoků žilky nebyly nalezeny. Stejně tak negativní

Tab. 1: Chemické složení analyzovaných karbonátů a barytu.
Tab. 1: Chemical composition of analysed carbonates and barite.

Minerál	kalcit			Minerál	baryt			
	střed	okraj	hornina		Analýza	střed		
MgO	–	1,32	4,48	SO ₃	33,30	34,66	34,84	32,69
CaO	54,81	53,49	20,00	SrO	–	–	0,63	–
MnO	1,85	–	4,82	BaO	65,60	65,42	64,93	66,14
FeO	–	–	30,81	–	–	–	–	–
suma	56,66	54,81	60,12	suma	98,90	100,08	100,40	98,84
Vzorec	<i>normalizován na 1 (karbonáty) a 4 (baryt) atomy kyslíku ve vzorcové jednotce</i>							
Mg	–	0,033	0,115	S	0,993	1,004	1,003	0,986
Ca	0,974	0,967	0,370	Sr	–	–	0,014	–
Mn	0,026	–	0,070	Ba	1,021	0,989	0,976	1,042
Fe	–	–	0,445	–	–	–	–	–
catsum	1,000	1,000	1,000	catsum	2,014	1,993	1,994	2,028

na přítomnost hydrotermálních mineralizací byly i výchozy ráztockých vrstev solánského souvrství a dalších souvrství v oblasti (kaumberského, belovežského a zlínského). Tento poznatek není překvapivý, protože pravděpodobnost zachování kalcitových žil ve výchozech značně snižuje malá odolnost tohoto minerálu vůči zvětrávání.

Ve starém stěnovém lomu u lesní cesty cca 3,5 km jiv. od obce Koryčany byla nalezena kalcitová ložní žíla o průměrné mocnosti 5 cm. Kalcit zde tvoří až 1,5 cm velké klence bílé až mléčné barvy (vzorek KOR-1). Ložní žíla vyplňuje prostor mezi vrstvami drobozrnitého slepence s vápnitým tmelem a je orientována ve směru JZ–SV s úklonem 65° k JV (obr. 1). Polohy drobozrnitých slepenců se v lomu střídají se silně rozpukanými deskami až lavicemi hrubě zrnitých vápnitých pískovců a hrubozrnitých slepenců, které obsahují valouny až bloky jurských vápenců, úlomky rohovců a krystalinických hornin. Zajímavější hydrotermální asociaci poskytl vzorek světle hnědého jemnozrnitého pískovce nalezený pod kořeny stromů v lese přibližně 500 m jz. od chatové oblasti Zavadilka u Koryčan. Hydrotermální žilka v pískovci o mocnosti 3–10 mm je vyplněna čirým, bílým až šedobílým karbonátem a bílým



Obr. 2: Hydrotermální žíla vyplněná kalcitem (Cal) a barytem (Brt) nalezená v úlomku jemnozrnitého vápnitého pískovce u Koryčan (KOR-2).

Fig. 2: Hydrothermal vein filled by calcite (Cal) and barite (Brt) in sample of fine-grained calcareous sandstone (KOR-2) which was found nearby the town Koryčany.

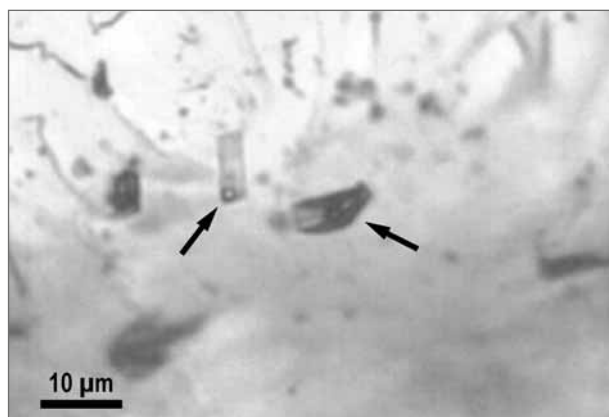
barytem (vzorek KOR-2). Zrna kalcitu jsou nepravidelná, mají hypautomorfní až xenomorfní omezení a dvojčatné lamelování. Kalcit je chemicky poměrně čistý, přesto lze na základě chemismu rozlišit dvě generace: (i) kalcit na okrajích žilky vykazuje mírně zvýšené obsahy MgO (1,32 hm. %), naproti tomu (ii) zrna ve středu žilky obsahují až 1,85 hm. % MnO. V hornině při kontaktu s žilkou se vyskytují drobná zrnka karbonátu, která svým chemismem odpovídají sideritu (tab. 1). Baryt tvoří tabulkovitá či nepravidelná zrna s hypautomorfním až xenomorfním omezením a nízkým dvojlomem situovaná převážně uprostřed

žilky (obr. 2). Z hlediska chemického složení odpovídají analyzovaná zrna barytu s téměř ideální stechiometrií, pouze v jednom případě byla zjištěna malá příměs stroncia (1,4 hm. % SrO; tab. 1). V oblasti Koryčan byly hydrotermální mineralizace nalezeny ještě v lomu na Holém kopci cca 600 m z. od hájovny Zavadilka. V lomu se střídají středně až hrubě zrnité vápnité pískovce s polohami drobozrnitých až hrubozrnitých slepenců s valouny až bloky šedobílých vápenců, úlomky rohovců a krystalinických hornin. Kalcitová žíla (vzorek KOR-3) o mocnosti cca 10–15 mm vyplňuje puklinu ve směru SSZ–JJV s úklonem k VSV ve vrstvě hrubozrnitého pískovce (obr. 1). Průběh žíly je přímý a je možné jej sledovat přibližně na vzdálenost 1 m. Kalcit na žíle je mléčný až nažloutlý, velikost zrn se pohybuje v rozmezí 1–5 mm. Izometrická zrna kalcitu vykazují dvojčatné lamelování bez známek deformace. Na lokalitě se dále vyskytují drobné kalcitové žilky ve valounech jurských vápenců. Podobné žilky byly objeveny také ve valounech šedozelených a šedomodrých vápenců ve starých lomech u Cetechovic (zmíněné mineralizace však nejsou předmětem této práce). Na haldách pod lomem zhruba 900 m jiv. od cetechovického kostela byl odebrán vzorek drobozrnitého vápnitého slepence s žilkou vyplněnou šedobílým až mléčným kalcitem o maximální velikosti zrn 3 mm (CET). V lomu se střídají různé mocné vrstvy střednozrnitých až hrubozrnitých pískovců s vrstvami drobozrnitých až hrubozrnitých vápnitých slepenců, které obsahují valouny a balvany výše uvedených šedozelených a šedomodrých vápenců a úlomky krystalinických hornin. Poslední vzorek hydrotermálního kalcitu (ROŠ) byl získán z žilky v lomu cca 200 m jiv. od roštínské kaple. Vystupují zde vrstvy hrubozrnitých vápnitých pískovců s tenkými vložkami jílovců a drobozrnitých až hrubozrnitých slepenců. Kalcitová žilka o mocnosti pouze 1–4 mm vyplňuje puklinu ve vrstvě drobozrnitého slepence s orientací V–Z a úklonem k J (obr. 1). Velikost zrn bílého až mléčného kalcitu nepřesahuje 1 mm. V polarizačním mikroskopu lze v hypautomorfních až xenomorfních zrnech kalcitu opět pozorovat dvojčatné lamely, které nejsou deformované. Velmi drobné kalcitové žilky byly zastiženy také v úlomcích jílovců, pískovců a slepenců na haldách v lomu (tyto vzorky nebyly vzhledem k malé velikosti zrn kalcitu použity pro další studium).

Fluidní inkluze

Fluidní inkluze byly studovány pouze v kalcitu, baryt nebyl vzhledem k nedostatku materiálu po této stránce zpracován. Ve všech vzorcích byly v kalcitech pozorovány primární (P), pseudo-sekundární (PS) a sekundární (S) fluidní inkluze. Primární inkluze jsou oblé nebo hranaté s tvarem negativního krystalu (obr. 3). Tyto inkluze tvoří shluky nebo se vyskytují soliterně. Za pokojové teploty jsou převážně jednofázové s vodným roztokem (L), pouze ve vzorcích KOR-1, CET a ROŠ se ojediněle objevují i dvofázové plynokapalné inkluze typu L+V, které při zahřívání homogenizují na kapalinu. Teplota homogenizací (T_h) těchto inkluzí byla naměřena v rozmezí od 95 do 187 °C (plynná fáze zaujímal 10–25 obj. %). K úplnému zamrznutí inkluzí (T_f) docházelo při teplotách od -36,5 do -48 °C. Poslední krystal ledu odtával při teplotách ($T_{m\text{ice}}$) -0,4 až -3,4 (tab. 2). Hojně byly pozorovány pseudosekundární fluidní inkluze o velikosti většinou nepřesahující 1,5 μm . Pseudosekundární inkluze tvoří ve všech vzorcích v kalcitu krátké neprůběžné řádky, které jsou navzájem paralelní nebo se protínají. Sekundární fluidní inkluze tvoří dlouhé řádky, které protínají celá zrna nebo se vyskytují ve shlucích a skupinách. Jsou ploché a mají obvykle protažený nebo nepravidelný tvar. U některých řádků byl pozorován proces zaškrvcování inkluzí („necking down“). Většina sekundárních inkluzí je jednofázová (L), pouze ve vzorku KOR-1 byly zastíženy i sekundární inkluze dvofázové typu L+V (plynná fáze zaujímá cca 10 obj. %), které homogenizovaly na kapalinu (T_h) při teplotách 70 až 88 °C a zamrzaly (T_f) v rozmezí -42 až -44 °C. Teplota odtávání posledního krystalu ledu ($T_{m\text{ice}}$) byla zaznamenána v rozmezí -0,1 až -0,7 °C (tab. 2). Ani v jednom případě nebylo možné změřit teplotu eutektika (T_e) kvůli malým velikostem inkluzí (obvykle pod 5 μm) a neostrým fázovým přechodům.

Studované kalcity ze všech vzorků uzavírají rovněž určité množství plochých, nepravidelně protažených a někdy i oválných inkluzí o velikosti až 100 μm , které jsou při



Obr. 3: Příklady dvofázových (L+V) primárních inkluzí uzavřených v kalcitu z ložní hydrotermální žíly (vzorek KOR-1).
Fig. 3: Examples of two-phase (L+V) primary fluid inclusions hosted by calcite from hydrothermal vein which is parallel with bedding (sample KOR-1).

Tab. 2: Mikrotermometrické parametry fluidních inkluzí ve studovaných kalcitech.
Tab. 2: Microthermometric parameters of fluid inclusions in studied calcite.

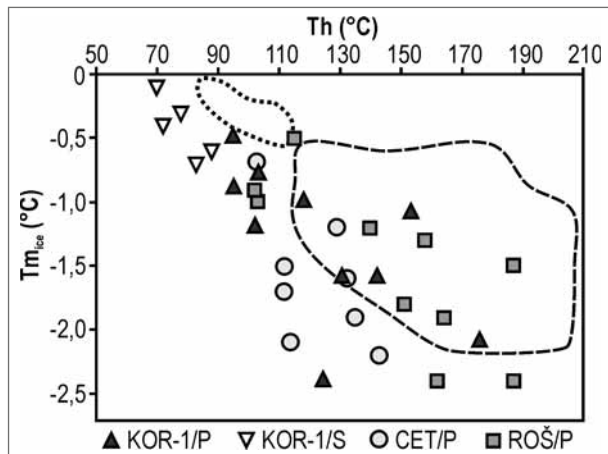
Vzorek	Geneze	Fáz. slož.	$T_{m\text{ice}}$ (°C)	T_f (°C)	T_h (°C)	Salinita (hm. %)
KOR-1	P	L, L+V	-0,5 až -2,1	-36,5 až -45,5	95 až 176	0,9 až 3,5
	S	L, L+V	-0,1 až -0,7	-42,0 až -44,0	70 až 88	0,2 až 1,2
KOR-2	P	L	-0,4 až -3,4	-40,7 až -48,0	–	0,7 až 5,6
KOR-3	P	L	-0,6 až -1,4	-37,2 až -41,5	–	1,1 až 2,4
CET	P	L, L+V	-0,8 až -2,2	-38,5 až -43,2	103 až 143	1,4 až 3,7
ROŠ	P	L, L+V	-0,9 až -2,4	-40,5 až -44,0	102 až 187	1,6 až 4,0

pozorování v rovinně polarizovaném světle velmi tmavě a špatně průhledné. Jejich geneze je převážně sekundární, v případě oválných typů by mohla být i primární. Určení vztahu vůči plynokapalným inkluzím s vodným roztokem je problematické, protože nebylo pozorováno jejich vzájemné protínání. Tmavě špatně průhledné inkluze jeví v UV světle jasně modrobílou fluorescenci. Světlo modrá fluorescence byla sporadicky zjištěna také na štěpných trhlinách kalcitu a podél trhlín mezi jednotlivými zrny.

Diskuze

Chemické složení fluid v inkluzích s vodným roztokem nelze přesněji určit vzhledem k absenci dat o teplotách eutektika. Studované fluidní inkluze však vykazují podobné mikrotermometrické parametry jako fluidní inkluze v hydrotermálních kalcitech na žilkách v trachandezitech v bělokarpatské jednotce (lokalita Bučník; Ulmanová 2015) a v pikritech ve slezské jednotce (lokalita Hončova hůrka; Dolníček et al. 2010). Zde zmínění autoři předpokládají na základě naměřených teplot eutektika chemický systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, případně $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ (Ulmanová 2015), respektive $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ (Dolníček et al. 2010). Jestliže aplikujeme tyto systémy na plynokapalné inkluze z hydrotermálních kalcitů ve Chřibech, salinita uzavřených fluid odpovídá po přepočtu dle Bodnara (1993) hodnotám 0,7 až 5,6 hm. % NaCl ekv. u primárních a 0,2 až 1,2 hm. % NaCl ekv. u sekundárních inkluzí (tab. 2). Jedná se tedy v průměru o nízkosalinní, nízkoteplotní fluida. Vzhledem k pozorovanému trendu v diagramu závislosti T_h na $T_{m\text{ice}}$ (obr. 4 – se snižující se teplotou homogenizace se snižuje i teplota tání posledního krystalu ledu) můžeme usuzovat, že tato fluida vznikla mícháním dvou roztoků s odlišnou teplotou a salinitou. Fluidní inkluze v kalcitech z pískovců a slepenců lukovských vrstev vykazovaly mírně nižší teploty tání posledního ledu a homogenizace než fluidní inkluze z kalcitových žilek, které Vlasáková (2015) studovala ve valounech jurských vápenců na lokalitách u Koryčan a Cetechovic (obr. 4). Další data pro srovnání z oblasti račanské jednotky nejsou k dispozici, nicméně jak již bylo naznačeno, naměřené hodnoty homogenizací a salinit jsou rámcově shodné s hodnotami zjištěnými u fluidních inkluzí v hydrotermálních karbonátech, které se vyskytují v sedimentárních a vyvřelých horninách v bělokarpatské (Ulmanová 2015) a slezské jednotce (Polách 2008; Urubek 2009; Urubek – Dolníček 2009; Dolníček et al. 2010). Geneze barytu v karbonátové žilce ve vzorku KOR-2 je nadále předmětem řešení.

Na základě geologické pozice hydrotermálních žil, jejich stavby a charakteru minerální výplně lze interpretovat



Obr. 4: Diagram T_h vs. $T_{m,ice}$ pro primární (P) a sekundární (S) fluidní inkluze uzavřené v kalcitech ve vzorcích KOR-1, CET a ROŠ. Pro srovnání jsou vyneseny teploty homogenizací a teploty tání posledního ledu primárních (čárkované) a sekundárních (tečkované) fluidních inkluzí z kalcitových žilek ve valounech vápenců z lokalit v okolí Koryčan a Cetechovic (Vlasáková 2015).
Fig. 4: T_h vs. $T_{m,ice}$ plot for primary (P) and secondary (S) fluid inclusions hosted by calcite from samples KOR-1, CET, and ROŠ. The comparative data represents homogenization temperatures and last-ice melting temperatures for primary (dashed line) and secondary (dotted line) fluid inclusions in calcite veinlets hosted by limestone cobbles from surroundings of Koryčany and Cetechovice (Vlasáková 2015).

genezi mineralizace vzhledem k významným tektonickým událostem. Kalcitové žilky na lokalitách Koryčany-Holý kopec (KOR-3) a Roštín-lom za kapličkou (ROŠ) jsou s největší pravděpodobností posttektonického typu, spjaté s neoidní tektonikou po ukončení hlavních fází alpinského vrásnění a dosunutí flyšových příkrovů. Tyto mineralizace vyplňují pukliny orientované ve směru SSZ–JJV a Z–V, které odpovídají směrům hlavních a vedlejších zlomových systémů v oblasti (Havlíček 1994; Stráník 1998; Sanža 2008). Žíly jsou přímé a nezdeformované, vyplněné granulárním kalcitem bez tektonického rýhování. Dvojčatné lamely v kalcitu navíc nejeví známky deformace. V obou případech by zdrojem fluid mohla být smíšená mořská a diagenetická voda, která se působením tlaků a zvýšených teplot uvolnila ze sedimentu a smísila se s vodou meteorickou. U ložní kalcitové žíly na lokalitě Koryčany – lom u lesní cesty (KOR-1) nemůže být vyloučen pretektonický původ. Tato mineralizace mohla vzniknout již během diagenese za zvýšeného tlaku nadložních vrstev sběrnou krystalizací z hydrotermálních roztoků generovaných mísením diagenetické a mořské vody. Posttektonické a dia-

genetické typy mineralizací se stejnými charakteristikami popisují např. Polách (2008) a Urubek (2009) ve flyšových sedimentech slezské jednotky.

Jasně modrobílá fluorescence tmavých inkluzí v UV světle indikuje přítomnost lehkých ropných uhlovodíků (Stasiuk – Snowdon 1997). Jejich výskyt v sekundárních inkluzích a na trhlinách krystalů kalcitu zároveň svědčí o tom, že cirkulace uhlovodíků v systému žíly probíhala i po ukončení krystalizace minerální výplně. Tato zjištění prokazují migrační aktivitu lehkých uhlovodíků v oblasti z. Chřibů. Podobné inkluze s kapalnými vyššími uhlovodíky byly v magurském flyši zjištěny v hydrotermálních kalcitech na lokalitě Bučník u Komni v bělokarpatské jednotce (Ulmanová 2015). Ve vnější skupině příkrovů (slezské jednotce) pak ve stronciové mineralizaci v těšínských vápencích u Českého Těšína (Skýpala 2014) a v kalcit-křemen-pyritové mineralizaci ve vyvřelinách těšínitové asociace na lokalitě Stříbrník u Ostravice (Dolníček et al. 2012).

Závěr

Hydrotermální mineralizace se v z. části Chřibů vyskytují velmi sporadicky v podobě kalcitových žil a žilek, které byly nalezeny v horninách lukovských vrstev solánského souvrství v okolí Koryčan, Cetechovic a Roštína. V jednom případě byl ve výplni zastížen kromě kalcitu i baryt. Žilný kalcit krystaloval z nízkoteplotních ($T_h = 70\text{--}187\text{ }^\circ\text{C}$) a v průměru nízkosalinních (0,2–5,6 hm. % NaCl ekv.) roztoků. Geneze hydrotermálních žil vázaných na puklinové systémy směru SSZ–JJV nebo Z–V v lomech na Holém kopci u Koryčan a za kapličkou u Roštína je pravděpodobně spjatá s mladou neoidní tektonikou po ukončení hlavních fází alpinského vrásnění. U kalcitové ložní žíly v lomu u lesní cesty jv. od Koryčan nelze vyloučit diagenetický původ. Zdroj hydrotermálních roztoků lze patrně spatřovat v mísení mořské a diagenetické vody, v případě posttektonických žil pak i s možným příspěvkem zasakujících meteorických vod. Tmavé inkluze obsahující lehké ropné uhlovodíky prokazují migrační aktivitu vyšších uhlovodíků v sz. části račanské jednotky v oblasti z. Chřibů.

Poděkování

Autoři článku děkují recenzentům P. Pořádkovi a M. Bubíkovi a editorům P. Tomanové Petrové a H. Gilíkové za kritické připomínky, které přispěly k jeho zkvalitnění. Práce byla podpořena projektem IGA_PrF_2016_014.

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Buday, T. – Benešová, E. – Březina, J. – Cicha, I. – Čtyroký, O. – Dornič, J. – Dvořák, J. – Eliáš, M. – Hanzlíková, E. – Jendrejáková, O. – Kačura, G. – Kamenický, J. – Kheil, J. – Köhler, E. – Kullmanová, A. – Mahel', M. – Matějka, A. – Paulík, J. – Salaj, J. – Scheibner, E. – Scheibnerová, V. – Stehlík, O. – Urbánek, L. – Vavřínová, M. – Zelman J. (1963a): Vysvětlivky k přehledné mapě ČSSR 1 : 200 000. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Buday, T. – Cicha, I. – Paulík, J. – Dornič, J. – Dvořák, J. – Kamenický, J. – Mahel', M. – Matějka, A. – Salaj, J. – Scheibner, E. – Zelman, J. (1963b): Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXX Gottwaldov. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Cílek, V. (1954): Magurské nasunutí na jihozápadním konci Chřibů. – *Práce Ústavu pro naftový výzkum*, 1–3, 3–73.
- Dornič, J. (1992): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 24-42 Kojetín. – Český geologický ústav. Praha.
- Dolníček, Z. – Urubek, T. – Kropáč, K. (2010): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic): interaction between host rock and externally derived fluid. – *Geologica Carpathica*, 61, 4, 327–339.
- Dolníček, Z. – Kropáč, K. – Janíčková, K. – Urubek, T. (2012): Diagenetic source of fluids causing the hydrothermal alteration of teschenites in the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic: Petroleum-bearing vein mineralization from the Stříbrník site. – *Marine and Petroleum Geology*, 37, 27–40.
- Havlíček, P. (1994): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25-33 Uherské Hradiště. – Český geologický ústav. Praha.
- Chmelík, F. (1956): Geologie cetechovických bradel a jejich okolí. – *Sborník Ústředního ústavu geologického*, 23, 2, 533–568.
- Krystek, I. (1965): Výzkum sedimentů západní části magurského flyše a otázky jejich geneze. – *Folia přírodovědecké fakulty Univerzity J. E. Purkyně v Brně*, 4, 9, 1–72.
- Menčík, E. (1969): O některých tektonických problémech v magurské skupině flyšové. – *Geologické práce, Správy*, 47, 91–128.
- Pesl, V. (1965): Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. – *Sborník geologických věd, Západné Karpaty*, 3, 179–212.
- Polách, M. (2008): Hydrotermální mineralizace ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty). – MS, diplomová práce. PŘF UP Olomouc.
- Sanža, L. (2008): Tektonika střední části Chřibů (vněkarpatský flyš). – MS, diplomová práce. PŘF MU Brno.
- Skýpala, J. (2014): Stronciová mineralizace těšínských vápenců (slezská jednotka Vnějších Západních Karpat). – MS, bakalářská práce. PŘF UP Olomouc.
- Stasiuk, L. D. – Snowdon, L. R. (1997): Fluorescence micro-spectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. – *Applied Geochemistry*, 12, 229–241.
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska*, 107–122, Moravské zemské muzeum a Masarykova univerzita.
- Stráník, Z. (1998): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 24-44 Bučovice. – Český geologický ústav. Praha.
- Ulmanová, J. (2015): Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komní. – MS, bakalářská práce. PŘF UP Olomouc.
- Urubek, T. (2009): Hydrotermální mineralizace v západní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější západní Karpaty). – MS, diplomová práce. PŘF UP Olomouc.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2009): Hydrotermální mineralizace v jílovcích lhotického souvrství u Choryně (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 81–84.
- Vlasáková, J. (2015): Hydrotermální mineralizace v západní části Chřibů. – MS, bakalářská práce. PŘF UP Olomouc.

SVRCHNOKŘÍDOVÁ FAUNA (FORAMINIFERA, BIVALVIA) PODSLEZSKÉ JEDNOTKY Z POTOKA KOPYTNÁ V BYSTRICI NAD OLŠÍ

Late Cretaceous fauna (Foraminifera, Bivalvia) of the Subsilesian Unit from Kopytná stream in Bystrice nad Olší

Miroslav Bubík

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

(26-11 Jablunkov)

Key words: Subsilesian Unit, Western Carpathians, Cretaceous, palaeontology, Foraminifera, Bivalvia

Abstract

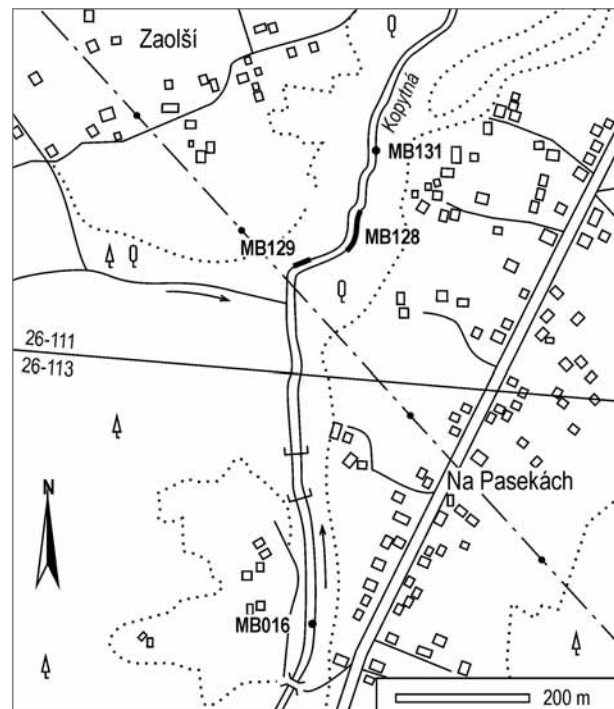
Recently, Late Cretaceous strata ranging from the Cenomanian to the late Maastrichtian were found in the Subsilesian Unit of Moravian Carpathians. The stratigraphic assignment is based upon planktonic and benthic foraminifer biostratigraphy. Planktonic foraminifer markers: *Marginotruncana pseudolinneiana* Pess., *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), *Laeviheterohelix dentata* (Sten.), *Rugoglobigerina pennyi* (Brön.) and benthic foraminifer markers: *Plectrocurvoides irregularis* Geroch, *Bulbobaculites problematicus* (Neagu), *Uvigerinamina jankoi* Majzon, *Conotrochammina* sp. etc. are briefly discussed and figured. In Campanian–Maastrichtian marls also articulated specimens of inoceramid bivalves *Platyceramus* sp. indeterminate to specific level were found. They are related to giant inoceramids known from the Coniacian–Campanian of the Euramerican biogeographical region and North Pacific Province. Folded inoceramid valves evidences slumping of sediment during the early diagenesis, prior to formation of carbonate concretions that include the shells. Both lithology and composition of foraminifer assemblages show trend from eutrophic black clays of the Cenomanian, through greenish silty clays of the Turonian–Coniacian, towards greygreen mottled and more oligotrophic variegated marls and clays of the Campanian–Maastrichtian. Cenomanian taphocoenosis consists of agglutinated taxa dominated by *Rhizammina*, *Hyperammina*, *Kalamopsis* and *Adercotryma*. Calcareous benthic foraminifers are extremely rare, planktonics are missing. Benthic foraminifer density (specimens per 1 g of rock) is about 9. Turonian–Coniacian taphocoenosis contains, besides agglutinated taxa, also some calcareous taxa including few planktonics. Campanian–Maastrichtian taphocoenoses comprise agglutinated and calcareous benthics indicating bathyal habitat (*Marssonella*, *Spiroplectamina*, *Recurvoides*, *Gyroidinoides*). Benthic foraminifer density reaches the value 643. At the same time the planktonic foraminifers represent 94% of taphocoenosis.

Úvod

V posledních letech byly dokumentovány výchozy podslezské jednotky v korytě potoka Kopytná u Bystrice nad Olší v s. části Jablunkovské brázdy. K nejdůležitějším výsledkům patří nález mikropaleontologicky datované svrchní křídy v podslezské jednotce, kterou lze srovnávat s węgloweckým souvrstvím polských Karpat (Bubík, v tisku). V Kopytné byl doložen turon–coniac ve facii zelených jílovců odlišné od frýdeckého souvrství. Cenoman (černé jíly) byl v podslezské jednotce u nás objeven poprvé. Tato zjištění mění dosavadní představy, že nejstarší částí podslezské jednotky na Moravě je frýdecké souvrství (turon–paleocén). Předložená práce přináší charakteristiku křídové fauny (foraminifer a inoceramidů) a popis význačných druhů.

Metodika

Výchozy v potoce Kopytná byly dokumentovány v letech 2013 a 2014, v úseku 950 m až 1,8 km od ústí do řeky Olše (obr. 1). Popis výchozů a GPS souřadnice jsou obsaženy v jiné práci (Bubík, v tisku). Mikropaleontologické vzorky byly zpracovány v laboratoři ČGS s použitím standardních metod (plavení na sítu 0,063 mm). Biostratigrafická interpretace planktonických foraminifer se opírá o manuál Petrizza et al. (2011), u aglutinovaných foraminifer převážně vychází z práce Gerocha – Nowaka (1984). Fotodokumentace foraminifer byla pořízena na mikroskopu Nikon SMZ1500 vybaveném kamerou



Obr. 1: Situační mapa výchozů křídových sedimentů podslezské jednotky v potoce Kopytná.

Fig. 1: Situation map of outcrops of Cretaceous strata of the Subsilesian Unit in Kopytná Stream.

Systematická část**Foraminifera***Adercotryma* cf. *fossilis* Fuchs, 1971

Obr. 2C

cf. 1971 *Adercotryma fossilis*: Fuchs, p. 9, pl. 2, fig. 14.

Fuchs (1971) popsal *A. fossilis* z barremu Východních Alp. Další zprávy o stratigrafickém a geografickém rozšíření zatím chybí. Vztah druhu k žijícím zástupcům rodu je nejasný, protože nejstarší problematičtí zástupci jsou známi z campanu (Wightman–Kuhnt 1992). Forma z Kopytné se od *A. fossilis* liší pouze volnějším vinutím, což se projevuje více laločnatou periferií schránky. Hojně se vyskytuje v tmavých cenomanských jílech, vzácněji v zeleném jílovcu turon–coniacu.

Ammogloborotalia gyroidinaeformis (Krasheninnikov, 1974)

Obr. 2G

1974 *Trochammina gyroidinaeformis*: Krasheninnikov, p. 641, pl. 5, figs 7–9.

Druh byl poprvé popsán ze svrchní křídly Indického oceánu (DSDP 261), v abysálních faciích je ale patrně kosmopolitní. Jedinci z Kopytné se vyznačují velmi malými rozměry. V karpatském flyši byl zaznamenán od turonu po campan–maastricht (Bubík 1995).

Annectina grzybowskii Jurkiewicz, 1960

Obr. 2I

1960 *Glomospira grzybowskii*: Jurkiewicz, p. 342, pl. 38, figs 7, 10, 11.1995 *Glomospirella grzybowskii*: Bubík, p. 81, pl. 9, fig. 12.

V Kopytné byl tento druh zjištěn v maastrichtských pestrých jílech. V karpatském flyši je rozšířen od campanu do konce paleocénu.

Bulbobaculites problematicus Neagu, 1962

Obr. 2A, B

1962 *Ammobaculites agglutinans problematicus*: Neagu, p. 61, pl. 2, figs 22–24.

B. problematicus byl poprvé popsán ze svrchní křídly rumunských Karpat. Jeho rozšíření je prakticky kosmopolitní. Je indexovým druhem v rámci zonace Gerocha–Nowaka (1984). Stratigrafický rozsah v karpatském flyši je vyšší cenoman až coniac (l. c.).

Caudammina gigantea Geroch, 1960

Obr. 2S

1960 *Hormosina ovulum gigantea*: Geroch, p. 43, pl. 2, figs. 18, 19.

Kosmopolitně rozšířený druh popsán původně z karpatského flyše je indexovým druhem zóny s rozsahem vyšší campan–maastricht v zonaci Gerocha–Nowaka (1984). Stratigrafický rozsah bývá uváděn obvykle od středního campanu do konce maastrichtu, ale ojedinělé výskyty jsou popisovány už od santonu (Olszewska 1997) nebo coniacu (Bubík et al. 2008).

Conotrochammina sp.

Obr. 2H

1995 *Trochammina?* sp. 4: Bubík, p. 88., pl. 7, fig. 21, pl. 14, fig. 3.1999 „*Trochammina*“ sp. 4: Bubík et al., p. 36., fig. 4i, cf. 4h.

Tento druh popsán poprvé z karpatského flyše na Moravě byl provizorně zařazen k rodu *Trochammina*, ale pravděpodobně se jedná o nový druh rodu *Conotrochammina*. Vyskytuje se vzácně v paleocénu, ojediněle i ve svrchním maastrichtu (Bubík et al. 1999).

Czarkowyella wadowicensis Grzybowski, 1896

Obr. 2K, L

1896 *Pleurostomella wadowicensis*: Grzybowski, p. 290, pl. 10, fig. 1.1981 *Pleurostomella wadowicensis*: Liszka a Liszkowa, p. 183, pl. 4, fig. 7.

Od rodu *Pleurostomella* se *Czarkowyella* liší triseriálně uspořádanými počátečními komůrkami. Tento znak je na robustních hladkých schránkách často obtížně pozorovatelný, takže publikované zprávy o výskytu zástupců jsou nečetné. Ze tří známých druhů se jedinci z turon–coniacu z Kopytné nejvíce blíží druhu *C. wadowicensis*, popsanému z campanských červených slínů podslezské jednotky v Polsku. *C. torta* (Cush.) je výrazně robustnější a má kratší komůrky, *C. czarkowyensis* Gawor–Biedowa má vkleslé švy, a to i ve starší části schránky. V materiálu z Kopytné byla vedle mikrosférické generace s triseriálním počátkem (obr. 2K) pozorována i megalosférická forma s výrazně větším prolokulem a kompletně biseriálním uspořádáním komůrek (obr. 2L). Šířka a tvar poslední komůrky studovaných jedinců je značně variabilní.

Eobigenerina variabilis Vašíček, 1947

Obr. 2F

1947 *Bigenerina variabilis*: Vašíček, p. 246, pl. 1, figs 10–12.2011 *Eobigenerina variabilis*: Cetean et al., p. 22, pl. 1, figs 1–12.

Geroch–Nowak (1984) použili tento druh jako index barrem–aptské zóny v jejich zonaci. Jak ukázala pozdější revize (Cetean et al. 2011), jejich taxonomický koncept je však od původního Vašíčkova druhu odlišný druhově i rodově. Nověji se stratigrafický rozsah *E. variabilis* uvádí od tithonu do eocénu.

Globotruncanella petaloidea Gandolfi, 1955

Obr. 2T

1955 *Globotruncana (Rugoglobigerina) petaloidea petaloidea*: Gandolfi, p. 52, pl. 3, fig. 13.

Jedinci z Kopytné mají 4 až 4,5 komůrek v posledním závitě, což je pro tento druh charakteristické. Stratigrafický rozsah se uvádí od svrchního campanu do konce maastrichtu (Petrizzo et al. 2011).



Obr. 2: Význačné druhy foraminifer z křídly podslezské jednotky v Kopytné: A, B – *Bulbobaculites problematicus* (Neagu), MB129D; C – *Adercotryma* cf. *fossilis* Fuchs, MB129D; D – *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, MB129D; E – *Uvigerinammina jankoi* Majzon, MB129E; F – *Eobigenerina variabilis* (Vašíček), MB129E; G – *Ammogloborotalia gyroidinaeformis* (Krash.), H – *Conotrochammina* sp., MB131A; I – *Annectina grzybowskii* (Jurk.), MB131A; J – *Rzehakina epigona* (Rzehak), MB131A; K, L – *Czarkowella wadowicensis* (Grzyb.), MB129E; M, N, O – *Heterohelix navarroensis* Loeblich, MB128A; P, Q – *Laeviheterohelix dentata* (Sten.), MB128A; R – *Marginotruncana pseudolinneiana* Pess., MB129E; S – *Caudammina gigantea* (Geroch), MB131A; T – *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), MB128A; U, V – *Rugoglobigerina pennyi* Brön., MB128A. Délka měřítka = 0,1 mm.

Fig. 2: Important foraminifers from the Cretaceous of the Subsilesian Unit in Kopytná: A, B – *Bulbobaculites problematicus* (Neagu), MB129D; C – *Adercotryma* cf. *fossilis* Fuchs, MB129D; D – *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, MB129D; E – *Uvigerinammina jankoi* Majzon, MB129E; F – *Eobigenerina variabilis* (Vašíček), MB129E; G – *Ammogloborotalia gyroidinaeformis* (Krash.), H – *Conotrochammina* sp., MB131A; I – *Annectina grzybowskii* (Jurk.), MB131A; J – *Rzehakina epigona* (Rzehak), MB131A; K, L – *Czarkowella wadowicensis* (Grzyb.), MB129E; M, N, O – *Heterohelix navarroensis* Loeblich, MB128A; P, Q – *Laeviheterohelix dentata* (Sten.), MB128A; R – *Marginotruncana pseudolinneiana* Pess., MB129E; S – *Caudammina gigantea* (Geroch), MB131A; T – *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), MB128A; U, V – *Rugoglobigerina pennyi* Brön., MB128A. Scale bar = 0.1 mm.

Heterohelix navarroensis Loeblich, 1951

Obr. 2M–O

1951 *Heterohelix navarroensis*: Loeblich, p. 107, pl. 12, figs 1–3, txt-fig. 2.

Jedná se o drobný druh. Vzhledem k rekrystalizaci materiálu z Kopytné nelze vyloučit záměnu s juvenilními jedinci jiných druhů jako *H. globulosa* (Ehrenberg). Stratigrafický rozsah se uvádí od středního campanu do konce maastrichtu (Petrizzo et al. 2011).

Laeviheterohelix dentata Stenestad, 1968

Obr. 2P, Q

1968 *Heterohelix dentata*: Stenestad, p. 67, pl. 1, figs 3–6, 8–9, 11, pl. 2, figs. 1–3.

Stratigrafický rozsah se uvádí od svrchního campanu do konce maastrichtu Petrizzo et al. 2011.

Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967

Obr. 2R

1967 *Marginotruncana pseudolinneiana*: Pessagno, p. 193, pl. 65, figs 24–27, pl. 76, figs 1–3.

Stratigrafický rozsah se uvádí od středního turonu do nejnižšího campanu (Petrizzo et al. 2011).

Plectorecurvoides irregularis Geroch, 1962

Obr. 2D

1962 *Plectorecurvoides irregularis*: Geroch, p. 297, pl. 3, figs. 9, 10.

Druh poprvé popsán z karpatského flyše v Polsku je rozšířen v hlubokomořských faciích od barremu do nejvyššího cenomanu.

Recurvoides spp.

Vedle řady blíže neurčitelných zástupců rodu *Recurvoides* byly ojediněle identifikovány následující druhy: v jílech cenomanu–coniacu *Recurvoides* cf. *imperfectus* (Hanzl.) a *R. recurvoidiformis* (Neagu et Toc.); ve vápničitých



Obr. 3: Inoceramidní mlži *Platyceramus* sp. z campan–maastrichtu podslezské jednotky v Kopytné: A – deformovaní artikulovaní jedinci v konkraci slínovce z náplavu Kopytné; B – nekompletní miska v rozštíplé konkraci, MB128; C – tentýž kus, detail příčného lomu oběma miskami. Měřítko = 5 cm.

Fig. 3: Inoceramid bivalve *Platyceramus* sp. from the Campanian–Maastrichtian of the Subsilesian Unit in Kopytná: A – deformed articulated specimens in marlstone concretion from Kopytná riverbed sediments; B – incomplete valve in splitted concretion, MB128; C – the same specimen, detail of the cross section through both valves. Scale bar = 5 cm.

jílových campan–maastrichtu *R. minimus* Neagu et Platon, *R. retroseptus* (Grzybowski) a *R. cf. anormis* Mjatl. Rod *Recurvooides* představuje charakteristickou a často zásadní složku foraminiferových biofacií batyálu a abysálu.

Rzehakina epigona Rzehak, 1895

Obr. 2J

1895 *Silicina epigona*: Rzehak, p. 214, pl. 6, fig 1.

Charakteristický druh turbiditních facií karpatské-ho flyše se v Karpatech vyskytuje od campanu do konce paleocénu.

Rugoglobigerina pennyi Brönnimann, 1952

Obr. 2U, V

1952 *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) rugosa pennyi*: Brönnimann, p. 34, pl. 4, figs 1–3.

Někteří jedinci z Kopytné mají jen 5 komůrek v posledním závitě, hrubá ornamentace a vyšší spira je nicméně řadí k *R. pennyi* spíše než k *R. rugosa* (Plummer). Stratigrafický rozsah se uvádí od svrchního campanu do konce maastrichtu (Petruzzo et al. 2011).

Uvigerinammina jankoi Majzon, 1943

Obr. 2E

1943 *Uvigerinammina jankoi*: Majzon, p. 158, pl. 2, fig. 15.

Stratigraficky významný druh byl poprvé popsán z křídly bradlového pásma na Zakarpatské Ukrajině. Vyskytuje se kosmopolitně od turonu (místy od cenomanu) do středního campanu. Geroch – Nowak (1984) jej použili jako indexový druh zóny o rozsahu turon–santon.

Bivalvia

Platyceramus sp.

Obr. 3A–C

Světle šedé skvrnitě jílovce z lokality MB128 obsahovaly čočkovité vápnité konkrece uzavírající misky inoceramů s charakteristickou prizmatickou stavbou viditelnou na lomu (obr. 3C). Misky jsou velké, ale silné jen kolem 2 mm. Jsou ploché a hladké, bez náznaku koncentrických vln a přírůstkových linií. Obvykle jde o artikulované misky, pravděpodobně tedy nepřemístěné a snad přímo v životní pozici. Misky jsou zachované pouze uvnitř konkréci a jejich pokračování do okolního jílovce nebylo pozorováno. Nálezy mají proto často charakter fragmentu přes celý průměr konkrece, ale bez okrajů a vrcholu (obr. 3B). Původní

velikost misky se dá odhadovat na 30 až 50 cm. V konkreci nalezené volně v korytě Kopytné poblíž lokality bylo zjištěno nahromadění nejméně 7 artikulovaných jedinců (obr. 3A). Tento nález je zajímavý sedimentologicky, protože dokládá gravitační deformaci dna (podmořský skluz) během rané diagenese, tj. po uložení a kompakci bahna a před vznikem vápnité konkrece. Na plastickém zvrásnění misek mělo patrně podíl tlakové rozpouštění kalcitu.

Velké ploché a hladké typy inoceramů lze nejspíše zařadit do rodu *Platyceramus* Heinz, rozšířeného od coniacu do maastrichtu (S. Čech, ústní sdělení). Taxonomie na úrovni druhu je komplikovaná a nedořešená. Nekompletní materiál z Kopytné je blíže neurčitelný. Zástupci rodu se vyskytují hojně v euroamerickém regionu a severopacifické provincii. Byli popsáni z šelfových sedimentů a fan delty stáří coniac–santon v gosauské pánvi Východních Alp (Tröger–Summersberger 1994) a z turbiditních facií campanu skolské jednotky (Kotlarczyk et al. 1977). Za zmínku stojí, že zástupci rodu z coniacu až campanu USA dosahují velikosti 1 m, výjimečně až 3 m, čímž se stali největšími mlži, kteří kdy žili na Zemi. Obývali dysoxické prostředí v hloubkách 200–350 m a živil se velmi pravděpodobně chemosymbioticky (Kauffman et al. 2007).

Závěry

Na základě foraminiferové fauny byly na východě podslézské jednotky v oblasti Jablunkovské brázd doloženy svrchnokřídové pelitické sedimenty v rozsahu cenoman až maastricht. Litologie i obsažená mikrofauna ukazuje na trend od eutrofních černých jílu cenomanu, přes zelené prachovité jíly turon–coniacu, po šedo zelené skvrnitě a pestré oligotrofnější slíny a jíly campan–maastrichtu. Ve foraminiferové fauně byly zjištěny některé málo známé taxony jako *Adercotryma cf. fossilis* a *Czarkowyella wadowicensis*. Tafocenózy foraminifer ukazují na hloubky batyálu. Výskyt artikulovaných inoceramidních mlžů z příbuzenstva obřích druhů rodu *Platyceramus* lze považovat za autochtonní faunu. Jejich deformace dokládají nestabilitu podmořského svahu v průběhu rané diagenese sedimentů.

Poděkování

Článek je příspěvkem k prioritě č. 1 strategického plánu výzkumu ČGS (Komplexní regionální a hloubkový výzkum litosféry). Autor děkuje S. Čechovi za komentář k nalezené inoceramové fauně a D. Boorové za pečlivé pročtení rukopisu.

Literatura

- Brönnimann, P. (1952): Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian–Maestrichtian) of Trinidad, B. W. I. – *Bulletins of American Paleontology*, 34, 5–71.
- Bubík, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). – In: Kaminski, M. A. – Geroch, S. – Gasinski, M. A. (eds): *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Grzybowski Foundation Special Publication, 3, 71–116.
- Bubík, M. (v tisku): Nové poznatky o stratigrafii podslezské jednotky v Jablunkovské brázdě: potok Kopytná. – *Zprávy o geologických výzkumech*, 2016.
- Bubík, M. – Bąk, M. – Švábenická, L. (1999): Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Rača Unit in the Uzgruň section (Magura Group of Nappes, Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 50, 1, 33–48.
- Bubík, M. – Skupien, P. – Švábenická, L. (2008): Stratigrafie křídových pestrých oceánských vrstev karpatského flyše na Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 14, 46–52.
- Cetean, C. – Setoyama, E. – Kaminski, M. A. – Neagu, T. – Bubík, M. – Filipescu, S. – Tyszka, J. (2011): Eobigenerina, a cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifer, and remarks on late Paleozoic to Mesozoic species formerly assigned to *Pseudobolivina* and *Bigenerina*. – In: Kaminski, M. A. – Filipescu S. (eds.): *Proceedings of Eight International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Grzybowski Foundation Special Publication, 16, 19–27.
- Fuchs, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barreme aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 27, 1–49.
- Gandolfi, R. (1955): The genus *Globotruncana* in Northeastern Colombia. – *Bulletins of American paleontology*, 36, 7–118.
- Geroch, S. (1960): Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. – *Biuletyn (Instytut Geologiczny Warszawa)*, 153, 7–138.
- Geroch, S. (1962): Otwornice z rodzaju *Thalmanamina* i *Plectrocurvoides* w dolnej kredzie Karpat fliszowych. – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32, 2, 281–300.
- Geroch, S. – Nowak, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian – Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. – In: Oertli, H. (ed.): *Benthos '83*, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau (France), April 11–15, 1983: *Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP*, 225–239.
- Grzybowski, J. (1896): Otwornice czerwonych ilów z Wadowic. – *Rozprawy Akademii Umiejętności w Krakowie, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy*, ser. 2, 30, 261–308.
- Jurkiewicz, H. (1960): Otwornice z łupków czarnorzeczkich wschodniej części jednostki śląskiej. – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 30, 3, 333–343.
- Kauffman, E. G. – Harries, P. J. – Meyer, C. – Villamil, T. – Arango, C. – Jaecks, G. (2007): Paleocology of giant *Inoceramidae* (*Platyceramus*) on a Santonian (Cretaceous) seafloor in Colorado. – *Journal of Paleontology*, 81, 1, 64–81.
- Kotlarczyk, J. – Mitura, F. – Rajchel, J. (1977): *Inoceramus salisburgensis* from the *Inoceramian* Beds near Rybotycze (Polish East Carpathians). – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47, 3, 371–381.
- Krasheninnikov, V. A. (1974): Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Veevers, J. J. – Heirtzler, J. R. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 27*, 631–662.
- Liszka, S. – Liszkowa, J. (1981): Revision of J. Grzybowski's paper (1896) „Foraminifera of the red clays from Wadowice”. – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 51, 1/2, 153–208.
- Loeblich, A. R. (1951): Coiling in the *Heterohelicidae*. – *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 2, 106–110.
- Majzon, L. (1943): Beiträge zur Kenntniss einiger Flysch-Schichten des Karpaten-Vorlandes mit Rücksicht auf die *Globotruncana*. – *A magyar Királyi Földtani Intézet, Évkönyve*, 37, 1–170.
- Neagu, T. (1962): Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic-superioare de pe Valea Sadova (Cîmpulung Moldovenesc) si basinul superior al Vaii Buzaului. – *Studii Cecetari Geologie, Academia Republicii Populare Romane, Sectia de Geologie si Geografie si Institutul de Geologie si Geografie*, 7, 45–81.
- Olszewska, B. (1997): Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 325–337.
- Pessagno, E. A. (1967): Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the West Coastal Plain. – *Palaeontographia Americana*, 5, 259–441.
- Petrizzo, M. R. – Premoli Silva, I. – Verga, D. (2011): *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. – *International School on Planktonic Foraminifera, 3rd Course 2004. New Edition 2011*. – *Universities of Perugia and Milan*, 1–265.
- Rzehak, A. (1895): Ueber einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 10, 213–230.
- Stenestad, E. (1968): Three new species of *Heterohelix* Ehrenberg from the upper Senonian of Denmark. – *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 18, 64–70.
- Tröger, K. A. – Summersberger, H. (1994): Coniacian and Santonian *inoceramid* bivalves from the Gosau-Goup (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and palaeogeographic significance. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 96A, 161–197.
- Vašíček, M. (1947): Poznámky k mikrobiostatigrafii magurského flyše na Moravě. – *Věstník Státního Geologického Ústavu Československé Republiky*, 22, 235–256.
- Wightman, W. G. – Kuhnt, W. (1992): Biostratigraphy and paleocology of Late Cretaceous abyssal agglutinated foraminifers from the western Pacific Ocean (DSDP Holes 196A and 198A and ODP Holes 800A and 801A). – In: Larson, R. L. – Lancelot, Y. et al. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 129, 247–264.

KARBONÁTOVÉ KONKRECE „KOBLÍŽKY“ Z LOKALITY NOVÉ DVORY U SUCHDOLA V MORAVSKÉM KRASU (ČESKÁ REPUBLIKA)

Carbonate concretions “donuts” from the Nové Dvory by Suchdol site in the Moravian Karst (Czech Republic)

David Buriánek, Jiří Otava, Vít Baldík

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno;

e-mail: david.burianek@geology.cz; jiri.otava@geology.cz; vit.baldik@geology.cz

(24-233 Ostrov u Macochy)

Key words: Moravian Karst, concretions, sandstones, calcite, heavy mineral assemblage, genesis of concretions

Abstract

Nové Dvory “donuts” are globular to elongated concretions, up to 10 cm in diameter, with remarkable radial structure. They were described from sandstone and limestone cavities in the Moravian karst. Microscopic analyses indicate that these nodules consist of about 45 mol. % of elongated calcite crystals ($\text{Ca}_{0,999-0,998}\text{Mg}_{0,002-0,001}\text{CO}_3$). Angular to subrounded quartz grains form the dominant clast type. K-feldspar, strongly weathered plagioclase grains and muscovite are present in small amount. Mineralogical composition of the translucent heavy fraction of “donuts” and surrounding sandstones is interpreted as result of mixing of the detritus coming from the typical Cretaceous (Cenomanian) sediments and of detritus coming from local sources (such as Devonian clastic sediments). Translucent heavy mineral assemblage typical for the Cretaceous clastic sediments includes staurolite, kyanite, tourmaline, rutile and sillimanite, while the local material (Devonian) is characterized by a dominance of epidote and/or zircon. The Nové Dvory “donuts” can be interpreted as a product of precipitation of calcium carbonate in sand that filled the karst cavities (paleo-sinkholes or paleo-cave).

Úvod

Na lokalitě Suchdol (Nové Dvory) byly v pískovci s nejasnou stratigrafickou pozicí nalezeny světle hnědé nebo šedé kulovité až oválné pískovcové konkrece se specifickým koblížkovitým tvarem. Karbonátové konkrece podobného tvaru, avšak zbarvené oxo-hydroxidy Fe, byly již dříve popsány z Rudické plošiny jako „olomučanské koblížky“ (např. Balák 1997). „Olomučanské koblížky“ jsou asi 10 cm velké, zploštělé, červenohnědé zbarvené konkrece, uložené v jílech rudických vrstev. Jejich geneze není doposud zcela jasná. Nově nalezené konkrece se od „olomučanských koblížek“ liší především barvou (většinou červené až šedočervené). Oba typy koblížek

ale mají podobnou velikost a podobnou vnitřní radiálně paprscitou stavbu. „Olomučanské koblížky“ však mají poněkud jiné složení, protože téměř neobsahují písčité klasty. Kromě karbonátů obsahují pouze oxo-hydroxidy Fe a jílové minerály, což ovšem odpovídá složení sedimentu, v němž vznikly. Často jsou na okrajích „koblížek“ patrné žilky hrubozrnného kalcitu, které někdy jednotlivé koblížky propojují. Dokonce jsou známy případy, kdy tyto žilky kopírují povrch koblížky a svou stavbou připomínají až 0,3 cm mocné povlaky jeskynního sintru. Běžné jsou také případy, kdy jsou dva nebo tři koblížky srostlé dohromady.

Nový nález konkrecí s koblížkovitým tvarem z lokality Suchdol (Nové Dvory) poskytuje jedinečnou možnost



Obr. 1: a – Lavicovité až deskovité pískovce s „novodvorskými koblížkami“ na mezivrstevních spárách a dutinách; b – detail „novodvorských koblížek“. Foto J. Otava.

Fig. 1: a – Platy- and sheety-bedded sandstones with „Nové Dvory donuts“ in the interstratal cavities; b – detail of the „Nové Dvory donuts“. Photo J. Otava.

studovat vznik těchto struktur na dvou geneticky odlišných lokalitách.

Geologická pozice

Lokalita Suchdol (Nové Dvory) je situována v uzavěru rokle a leží cca 700 m jv. od Nových Dvorů a 800 m sz. od Macochy. Vystupují zde lavcovité lažánecké vápence. Na nich leží asi 4 m mocná poloha světlých pískovců. Stratigrafická pozice těchto pískovců není na základě terénního studia jednoznačná. Pravděpodobně se však jedná o část výplně paleodeprese (závrtu nebo krasové dutiny).

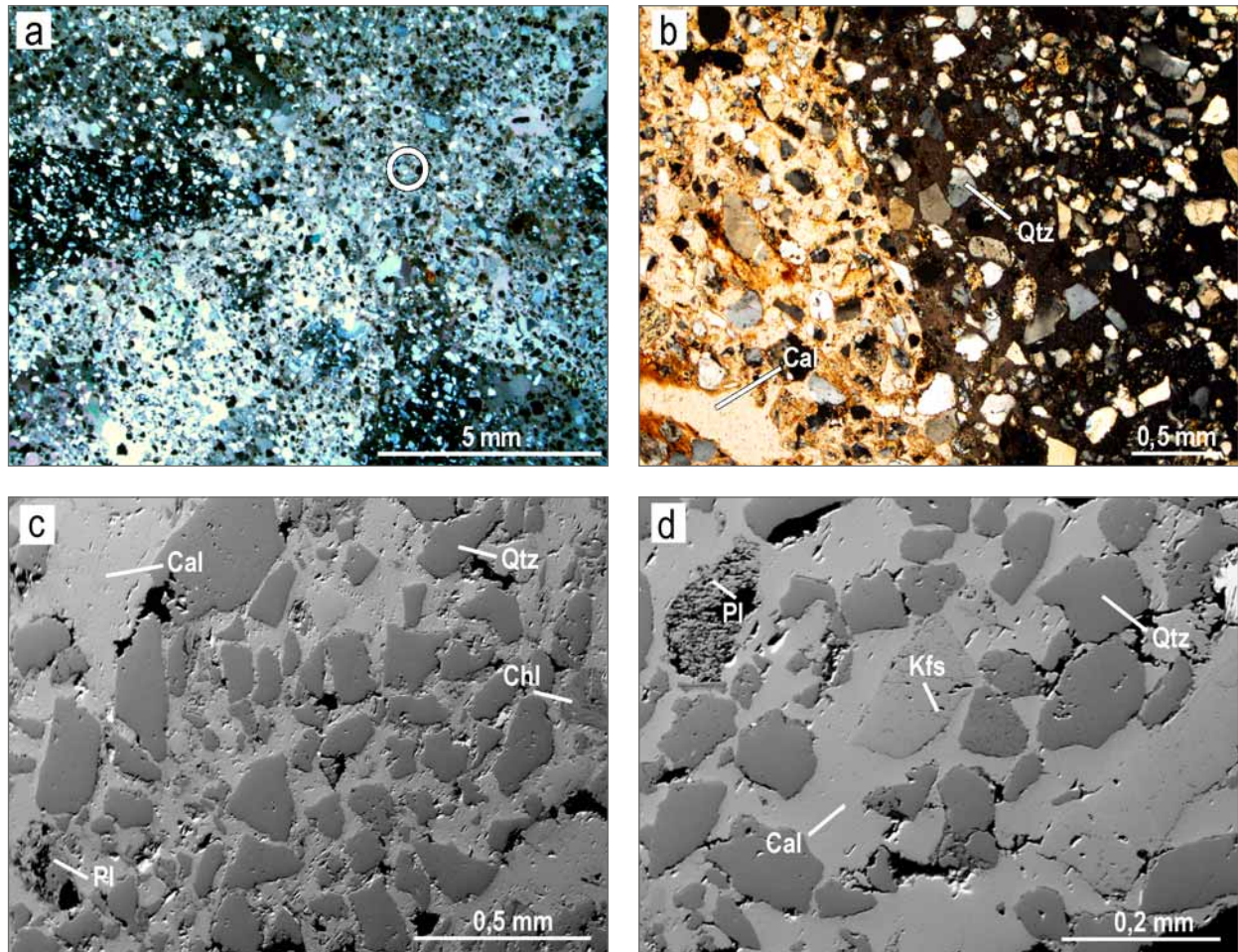
Konkrete se vyskytují jako útvary v mezivrstevních spárách těchto pískovců, případně narůstají na jejich vrstevní plochy (obr. 1).

Šedé fosiliferní mikritické vápence upadají pod mírnými až středními úklony k SZ (334/31°) a jsou lokálně postiženy strmou kliváží (95/71°). Pískovcové vrstvy upadají pod mírnějším úhlem (345/10°).

Metodika

Základní petrografie konkrécí byla studována optickým polarizačním mikroskopem (Nikon Eclipse ME600) na leštěných výbrusech. Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laborař elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PřF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku 5 μm, proud svazku 10 nA, načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor Š. Benedová. Byly použity tyto standardy: Si, K, Al – sanidin, Mg – MgO, Fe – almandin, Ca – grosulár, Mn – spesartin, Ti – titanit, Cr – chromit, Na – albit, Sr – SrSO₄, P – fluorapatit, F – topaz, Cl – NaCl, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Těžká frakce psamitů byla získána podrcením, síťováním na 0,06–0,25 mm a následnou separací v ACTB



Obr. 2: Petrografie karbonátových konkrécí, optické (XPL; a–b) a BSE (c–d) snímky: a – Střední část konkrécie s patrným radiálně paprsciťým uspořádaním krystalů kalcitu (střed označen bílým kroužkem). b – Kalcitové krystaly s hojnými ostrohrannými klasty křemene. V levém dolním rohu větší dutina vyplněná kalcitem. c – Hrubě zrnitý kalcit částečně koroduje plagioklas a místy také křemen. d – Klasty draselného živce obklopené kalcitem.

Fig. 2: Petrography of the carbonate concretions, optical (XPL; a–b) and back-scattered electron (BSE; c–d) images: a – Central part of the concretion, with radial arrangement of calcite crystals (center marked with a white ring). b – Calcite crystals with abundant angular quartz clasts. In the lower left corner of the picture is larger cavity filled by calcite. c – Coarse-grained calcite partially replaces plagioclase and locally also quartz clasts. d – K-feldspar clasts surrounded by calcite.

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

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

číslo	1	2	6	7
pozice	okraj		střed	
CaO	56,09	56,69	57,40	56,49
MgO	0,04	0,06	0,02	0,02
MnO	0,00	0,01	0,01	0,03
FeO	0,00	0,03	0,02	0,01
SrO	0,02	0,02	0,00	0,01
CO ₂	44,07	44,59	45,08	44,39
celkem	100,21	101,41	102,53	100,96
Ca	0,999	0,998	0,999	0,999
Mg	0,001	0,002	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000
C	1,000	1,000	1,000	1,000
O	3,000	3,000	3,000	3,000
CaCO ₃	99,9	99,8	99,9	99,9
MgCO ₃	0,1	0,2	0,1	0,1
MnCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0
FeCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0
SrCO ₃	0,0	0,0	0,0	0,0

(C₂H₂Br₄). V polarizačním mikroskopu byla podrobně vyhodnocována průsvitná těžká frakce.

Petrografie

Oválné a bochníkovité pískovcové konkrce s karbonátovým tmelem mohou mít v průměru 3 až 10 cm. Na povrchu jsou světle hnědě zbarvené a pokryté drobnými křemennými písčítými až prachovitými klasty. Samotná konkrce je tvořena jemnozrnným pískovcem s bazálním kalcitovým tmelem (obr. 2a–d). Kalcit tvoří kolem 45 mod. % studovaných pískovcových konkrceí.

Klasty o velikosti 0,3–0,05 mm jsou ostrohranné až polozaoblené (obr. 2a). Někdy nesou známky koroze způsobené okolním karbonátovým tmelem (obr. 2b–c). Mezi klasty naprosto dominuje křemen (~85 mod. %), zbytek

je tvořen kaolinizovanými plagioklasy, draselnými živci (Ab₄₋₃Or₉₆₋₉₇) a muskovitem. V akcesorickém množství (pod 1 mod. %) jsou přítomny chlority (obr. 2c–d) a těžké minerály. Místy se v konkrce vyskytují poněkud hrubozrnnější písčité laminy s velikostí zrna až 0,3 mm.

Tmel konkrce působí makroskopicky homogenně, lokálně jsou patrné až 2 mm velké krystalky štěpného kalcitu. V mikroskopu je však patrné, že konkrce se skládá z paprscitě uspořádaných krystalů kalcitu, které se od středu rozbíhají k okrajům (obr. 2a). Délka jednotlivých krystalů se pohybuje od 0,03 mm do 14 mm. Naprosto náhodně jsou mezi klasy rozmístěny větší prostory (až 1 mm dlouhé) vyplněné kalcitem. Tyto výplně jsou většinou protažené souhlasně s orientací radiálně paprscitých krystalů (obr. 2b). Vzácně jsou patrné mezi několika krystaly kalcitu drobné volné dutiny o velikosti kolem 0,4 mm. Chemické složení kalcitu v centrální části konkrce a na okrajích je stejné a jedná se o kalcit s malou příměsí Mg (tab. 1; Ca_{0,999-0,998}Mg_{0,002-0,001}CO₃).

Těžké minerály

Průsvitná těžká frakce byla sledována u „matečné“ horniny, tedy jemnozrnného světlehnědého pískovce, místy s příměsí limonitu, který tvoří lavicovité výchozy. Další studovaný vzorek byl odebrán ze samotných konkrceí z mezivrstevních spár pískovců (obr. 1).

Obě asociace mají mnoho společného po stránce kvalitativního zastoupení detritických průsvitných těžkých minerálů, nejsou však identické a zaslouží si vzájemné porovnání.

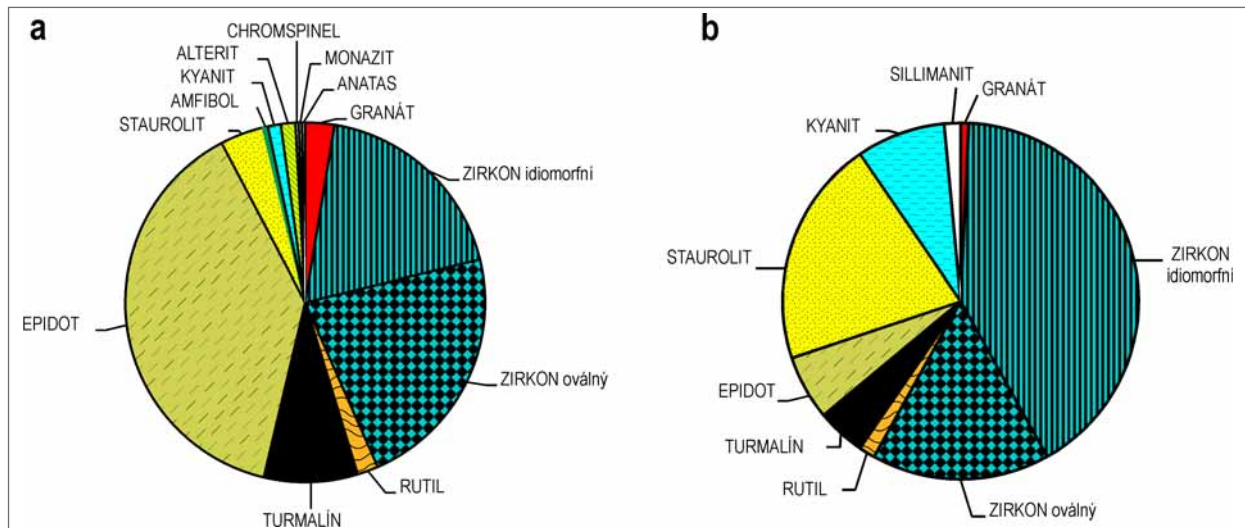
Jemnozrnný lavicovitý pískovec

V bohaté asociaci (č. analýzy 3322) čítající téměř 700 zrn (tab. 2) dominuje epidot a zirkon (obr. 3a). Epidot je zaoblený, mezi zirkony mírně převažují klasty oválné nad idiomorfními. Ultrastabilní minerály (zirkon, turmalín a rutil) tvoří přibližně polovinu asociace, zajímavá je téměř pětinasobná převaha turmalínů nad rutily. Mezostabilní minerály jsou zastoupeny poměrně širokou škálou zahrnující v sestupném pořadí staurolit, granát, kyanit, alterity (sekundárně alterované těžké minerály jako jsou metamik-

Tab. 2: Minerální složení asociací průsvitných těžkých minerálů pískovců spjatých s „novodvorskými koblížky“ a „novodvorských koblížků“. Anal. J. Otava.

Tab. 2: Mineral composition of the translucent heavy mineral assemblages of the sandstone associated with “Nové Dvory donuts” and the „Nové Dvory donuts“. Anal. J. Otava.

lokality, locality	hornina, lithology	číslo dokumentace listu Ostrov, documentary point, Ostrov map	číslo analýzy, analysis number	granát, garnet	zirkon idiomorfní, idiomorphic zircon	zirkon oválný, oval zircon	rutil, rutile	turmalín, tourmaline	epidot, epidote	staurolit, staurolite	alterity, alterites	amfibol, amphibole	kyanit, kyanite	ostatní, other	počet zrn, number of grains
Nové Dvory	pískovec, sandstone	BA067	3322	2,61	18,58	22,21	1,89	8,42	38,61	3,92	1,31	0,44	1,16	0,85	689
Nové Dvory	koblížek, donut	BA067	3326	0,7	41,2	16,2	1,5	4,4	5,9	20,6	0,0	0,0	8,1	1,0	136



Obr. 3: Složení průsvitné těžké frakce pískovců spjatých s „novodvorskými koblížky“ (a – č. analýzy 3322) a „novodvorských koblížků“ (b – č. analýzy 3326).

Fig. 3: Composition of translucent heavy mineral assemblage of the sandstone associated with “Nové Dvory donuts” (a – analysis 3322) and the „Nové Dvory donuts“ (b – analysis 3326).

tizované allanity a zirkony), ostatní minerály jako amfibol, chromový spinel, monazit a anatas jsou vzácné.

„Novodvorské koblížky“

Samostatně připravený preparát (č. analýzy 3326) z vápnitě písčité konkrce nebyl tak bohatý na průsvitnou těžkou frakci jako okolní pískovce, nicméně pro vyhodnocení a srovnání byl obsah dostatečný (tab. 2). Ultrastabilní minerály tvoří téměř dvě třetiny asociace, turmalíny opět výrazně převažují nad rutily (obr. 3b). U zirkonů, obecně dominujících těžkých minerálů, je však pozoruhodná převaha idiomorfních klastů (2,5×) nad oválnými. Zastoupení minerálů skupiny epidotu dosahuje v asociaci necelých 6%. Ve srovnání s okolními pískovci významně narostl podíl minerálů typických pro křídové cenomanské sedimenty (staurolit přes 20 %, kyanit přes 8 %, a v malém množství se objevil i sillimanit).

Diskuze

Sedimentační prostředí a původ sedimentů

Dominantní část těžkých minerálů v jemnozrnném lavicovitém pískovci svým minerálním složením, stupněm opracování a barvou odpovídá materiálu derivovanému z devonských klastik na bázi cyklu Býčí skály (obr. 4; Baldík et al. 2016), a/nebo z granitoidů brněnského masivu (epidoty, zirkony). Patnáctiprocentní zastoupení minerální asociace (staurolit, turmalín, rutil, kyanit) však indikuje ještě další zdroj klastického materiálu. Tyto minerály jsou typické pro psamity sladkovodního cenomanu nebo rudických vrstev (Otava et al. 2013; Baldík et al. 2016). Ve vzorku z „novodvorského koblížku“ tvoří minerály charakteristické pro cenomanské sedimenty (staurolit, kyanit, turmalín, rutil) dohromady dokonce téměř 40 % asociace.

Během sedimentace klastického materiálu studovaných pískovců a konkrce docházelo k nerovnoměrnému mísení materiálu ze sladkovodního cenomanu s detritem pocházejícím z blízkého okolí (devonských klastik vyvinu-

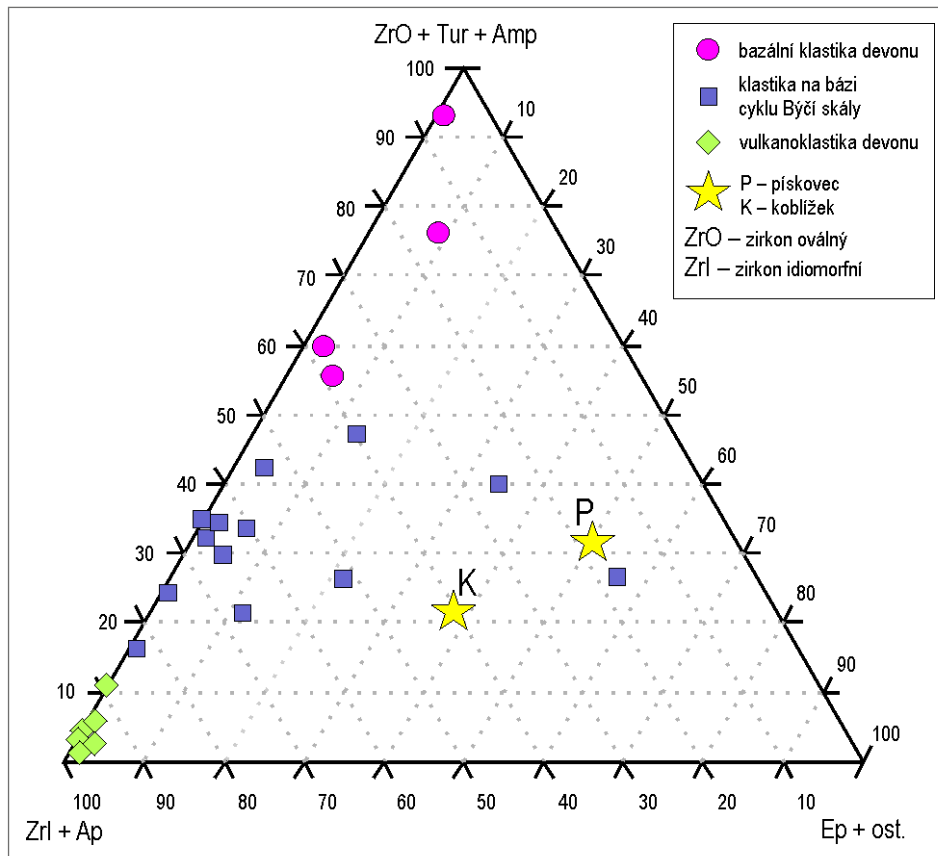
tých na bázi karbonátového cyklu Býčí skály – Baldík et al. 2016). Průsvitná frakce těžkých minerálů ve studovaných pískovcích a konkrcích je podobná a obsahuje minerály z různých zdrojů. Jedná se zejména o mezostabilní minerály jako jsou staurolit a kyanit, které byly během cenomanu derivovány z krystalinik na v. okraji Českého masivu. Naopak některá minerální zrna (např. granát) byla s velkou pravděpodobností redeponována ze starších sedimentů ležících dále na V (např. kulmské droby), případně mají zdroj v blízkém okolí (např. zirkon, epidot). Tato skladba těžkých minerálů pravděpodobně vznikla ve fluvialním prostředí.

Stáří výplně krasové dutiny či paleozávrtu nelze jednoznačně určit. Může se jednat o klastickou výplň krasové kapsy, která vznikla v průběhu křídvy (rudické vrstvy) nebo později míšením zvětralin klastických sedimentů cenomanu a devonu, které proběhlo během staršího kenozoika.

Vznik konkrce

Konkrce bývají obvykle interpretovány jako produkt krystalizace během raných stádií diagenese a to ještě před výraznou kompakcí sedimentů (De Craen et al. 1989 a 1999). Základní hmota těchto konkrce bývá tvořena mikritem nebo jemně zrnitým sparitem, který vyplňuje póry mezi klasty (Raiswell – Fisher 2000; Hendry et al. 2006; McBride – Milliken 2006). Sparit může vzácně vytvářet radiálně paprscité agregáty v prostorech mezi zrny (např. McBride – Milliken 2006). V případě studovaných „koblížků“ je však celá základní hmota konkrce tvořena radiálně paprscitými krystaly uzavírajícími klastická zrna. Místy dokonce kalcit krystaluje do volných dutin nebo částečně zatlačuje klastická zrna a to zejména plagioklasy. Mechanismus vzniku těchto „koblížků“ se tedy musí lišit od vzniku běžných konkrce (jako jsou např. tzv. „pelokarbonáty“).

Radiálně paprscité konkrce tvoří například pyrit a markazit. V tomto případě však konkrce vznikají



Obr. 4: Ternární diagram dokládající vysokou podobnost asociace průsvitných těžkých minerálů pískovců (P) a „novodvorských koblížků“ (K) s klastiky na bázi cyklu Býčí skály (devon, givet), upraveno podle Baldík et al. (2016).

Fig. 4: Ternary plot illustrating high share of detrital translucent heavy minerals of sandstone (P) and Nové Dvory donuts (K) coming from the clastics of the Býčí Skála Cycle (Devonian, Givetian), adapted according to Baldík et al. (2016).

bakteriální redukci sulfátů z mořské vody a to těsně pod povrchem sedimentu (Frost 1996). Konkrece vzniklé v jílu obsahují pyrit bez inkluzí (pyrit při svém růstu zatlačil klastické částice jílu do stran). V případě, že konkrece rostly v pískovcích, tak v nich běžně nacházíme křemenné klasty. Zrnitost sedimentu tedy může výrazně ovlivnit petrografii výsledné konkrce.

Radiálně paprscitá struktura byla pozorována například u některých kalcitových konkrce z černých břidlic devonského stáří v oblasti Kettle Point v Ontariu (Daly 1900). Vnitřní části konkrce jsou masivní a vnější části jsou radiálně paprscité (Winder 1974). Kalcit ve vnitřní části konkrce vyplnil póry mezi klasty, zatímco vláknitý kalcit ve vnější části konkrce tlačil při růstu sediment do stran. Důvody pro tuto změnu při růstu konkrce zůstávají nejasné, ale zdá se, že je to způsobeno vysokým stupněm přesycení pórových fluid během diagenese (Coniglio – Cameron 1990).

V podstatě shodný tvar a strukturu mají konkrece z paleoproterozoických sedimentů z pánvi Okondja v Gabonu (Moussavou et al. 2015). Tyto konkrece byly nalezeny v jemnozrnných prachovcích až jílovcích a proto obsahují jen malé množství klastického materiálu. Vznikaly na mořském dně, na rozhraní sediment–voda, v oxidačně-redukčních podmínkách a za spoluúčasti eu-

karyotických organismů (Moussavou et al. 2015). To jsou však podmínky, které jsou značně odlišné od podmínek vzniku studovaných „koblížků“.

Z geologické pozice můžeme usuzovat, že „novodvorské koblížky“ vznikaly během litifikace písků v krasové dutině. Také „olomučanské koblížky“ byly nalezeny v jílech rudických vrstev vyplňujících paleozávrtý (Bosák 1979), což patrně vysvětluje, proč neobsahují písčité klasty. Vznik „koblížků“ tedy souvisí s vývojem krasových dutin. Právě pro speleotémy jsou typické radiálně paprscité agregáty chemicky poměrně čistého kalcitu krystalující z jednoho centra (například jeskynní perly, Self – Hill 2003). Většina speleotém však roste ve volném prostoru jeskyně a obsahuje jen minimum inkluzí. Podobnost se stavbou některých speleotém (koncentrická stavba některých

krápníků a jeskyních perel) je však výrazná a navíc jsou ze světa známy případy, kdy speleotémy rostly v jeskyních, které byly částečně zaplněné pískem (např. Grimes 1998). V případě těchto speleotém však konkrece obvykle začínají růst v místě vstupu vody do písku (Grimes 1998), což ovšem není patrně případ vzniku studovaných „koblížků“. Wojcik (1958) popsal z jeskyně v Polsku konkrece, které vznikly volně v písku a pak se přitmelily ke stěně jeskyně. Šlo o bochníkovité konkrece o průměru 20 až 50 mm s cibulovitou odlučností.

Pozice „koblížků“ v písčité poloze mezi lavicemi pískovce naznačuje, že vznikaly v průběhu litifikace klastického materiálu, který částečně nebo zcela vyplňoval krasovou dutinu. Ke vzniku „koblížků“ docházelo v místech, kde byly příhodné podmínky pro srážení CaCO₃ na malém počtu krystalizačních center, což umožnilo tvorbu radiálně paprscitých konkrce. Studované konkrece vytvářejí v písku vrstvy, jejichž krystalizační centra se nacházejí v podobné výškové úrovni. To může naznačovat, že ke krystalizaci začalo docházet na nějaké chemické bariéře. Může jít například o hranici, kde se krasová voda dostává do kontaktu s atmosférou jeskyně. Na takovém místě dochází k přesycení v důsledku ztráty CO₂ a krystalizaci kalcitu (Self – Hill 2003). Podobné uspořádání konkrce bylo pozorováno také v jeskyni na západě Austrálie, kde

je dáváno do souvislosti s rozdílnou propustností písčitých vrstev nebo s prouděním podzemní krasové vody (Grimes 2011). Nízký počet krystalizačních center a sférolitický tvar agregátů krystalů naznačuje velké přesycení roztoků a rychlý průběh krystalizace. Radiálně paprskité agregáty kalcitu vznikly v konkreci tak, že od původního krystalizačního centra (obr. 2a) začaly růst jehlicovité až snopkové krystaly, ze kterých se postupně oddělovaly další dílčí krystaly až do své konečné sférolitické podoby (Gri-gorev 1961; Self – Hill 2003). Lavice vápenného pískovce vznikaly ve vrstvách písku, které měly patrně poněkud odlišné hydraulické vlastnosti. Může jít také o sintrem zpevněné povrchové vrstvy jeskynních sedimentů, které vznikaly během postupného vyplňování krasové dutiny. Ke krystalizaci „koblížků“ často docházelo poblíž rozhraní mezi písky a nepropustným podložím (hydrogeologickými izolátory), což byl v našem případě vápenec.

Závěry

„Novodvorské koblížky“ jsou písčité konkrece s bazálním karbonátovým tmelem, kde tmel sestává z protáhlých kalcitových krystalů, uspořádaných do radiálně paprskitých agregátů. Mezi ostrohrannými až polozaoblenými klasty převažuje hlavně křemen a v malém množství jsou přítomny klasty draselného živce a albitu. Všechny zmíněné minerály často nesou známky koroze způsobené

karbonátovým tmelem. V malém množství se objevují lupínky muskovitu a chloritu.

Průsvitná těžká frakce pískovců i konkrecí vykazuje znaky míšení detritu typického pro křídové sedimenty a detritu pocházejícího z lokálních zdrojů (například devonských klastik). Asociace těžkých minerálů typická pro cenomanské klastické sedimenty zahrnuje staurolit, kyanit, turmalín, rutil a sillimanit, zatímco pro lokální zdroje je typická převaha především epidotu a zirkonu. Klastický materiál „novodvorských koblížků“ tedy můžeme interpretovat jako klastickou výplň krasové kapsy, která vznikla v průběhu křídý (rudické vrstvy) nebo později redepozicí zvětralin klastických sedimentů cenomanu a devonu a to během staršího kenozoika. Vznik konkrecí souvisí s migrací roztoků bohatých na CaCO_3 . Tyto byly generovány v průběhu vývoje paleodeprese (krasových dutin případně závrťů) v devonských vápencích. Přesný mechanismus vzniku studovaných konkrecí se však zatím nepodařilo určit.

Poděkování

Autoři děkují Daliboru Matýskovi, Tomáši Kumpanovi a editorce Pavle Tomanové Petrové za kritické přečtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS č. 321180.

Literatura

- Balák, I. – Baldík, V. – Klejzarová, A. – Kovařík, M. – Kožoušková, H. – Leitgeb, I. – Ocetková, L. – Podborský, V. – Pokladník, J. – Souchopová, V. – Stloukal, P. – Štefka, L. – Varner, D. – Vybíhal, K. – Zouharová, K. (1997): Rudická plošina v Moravském krasu. – Městská knihovna Blansko, 1–94.
- Baldík, V. – Buriánek, D. – Čáp, P. – Franců, J. – Fůrychová, P. – Gilíková, H. – Janderková, J. – Kašperáková, D. – Kolečka, V. – Krejčí, V. – Kryštofová, E. – Müller, P. – Novotný, R. – Otava, J. – Pecina, V. – Rez, J. – Sedláček, J. – Sedláčková, I. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Vít, J. (2016): Vysvětlivky k základním geologickým mapám České republiky 1 : 25 000 24-233 Ostrov u Macochy. – 289 s. MS, Archiv České geologické služby.
- Bosák, P. (1979): Spodnokřídový fosilní kras Rudické plošiny v Moravském krasu. – Československý kras, 31, 56–67, Praha.
- Coniglio, M. – Cameron, J. S. (1990): Early diagenesis in a potential oil shale: evidence from calcite concretions in the Upper Devonian Kettle Point Formation, southwestern Ontario. – Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 38, 64–77.
- Daly, R. A. (1900): The calcareous concretions of Kettle Point, Lambton County, Ontario. – The Journal of Geology, 8, 2, 135–150.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. M. – Macaulay, C. I. – Kiriakoulakis, K. (1999): Bacterially mediated formation of carbonate concretions in the Oligocene Boom Clay of northern Belgium. – Journal of Sedimentary Research, 69, 5, 1098–1106.
- De Craen, M. – Swennen, R. – Keppens, E. (1998): Petrography and geochemistry of septarian carbonate concretions from the Boom Clay Formation (Oligocene, Belgium). – Geologie en Mijnbouw, 77, 1, 63–66.
- Frost, J. K. (1996): Geochemistry of black shales of the New Albany Group (Devonian-Mississippian) in the Illinois Basin: relationships between lithofacies, and the carbon, sulfur and iron contents. – Illinois State Geological Survey Circular 557: Urbana, Illinois, Illinois State Geological Survey, 24p.
- Grigorev, D. P. (1961): Ontogeny of minerals. – Lvov, Izdatel'stvo L'vovskogo Univ. In Russian. English translation 1965, Israel Program for Scientific Translations, 250 p.
- Grimes, K. G. (1998): Sand Speleothems: an Australian example. – Helictite 36, 1, 11–16.
- Grimes, K. G. (2011): Sand structures cemented by focussed flow in dune limestone, Western Australia. – Helictite, 40, 2, 51–54.
- Hendry, J. P. – Pearson, M. J. – Trewin, N. H. – Fallick, A. E. (2006): Jurassic septarian concretions from NW Scotland record interdependent bacterial, physical and chemical processes of marine mudrock diagenesis. – Sedimentology, 53, 3, 537–565.
- Moussavou, M. – Edou-Minko, A. – Mbina MOUNGUENGUI, M. – Ortega, R. – Fleury, G. – Roudeau, S. – Carmona, A. – Genty, D. – Blamart, D. – Tchikoundzi, C. – Makaya Mvoubou, Musavu – Moussavou, B. – Ndong Ondo, S. – Ogandaga Agondjo, M. – Dewilde, F. – Delorme, G. – de Parseval, Ph – Weil, R. – Maire, R. (2015): Multicellular Consortia Preserved in Biogenic Ductile-Plastic Nodules of Okondja Basin (Gabon) by 2.1 Ga. – J. Geol. Geosci., 4, 195. doi:10.4172/2329-6755.1000 195
- McBride, E. F. – Milliken, K. L. (2006): Giant calcite-cemented concretions, Dakota Formation, central Kansas, USA. – Sedimentology, 53, 1161–1179.
- Otava, J. – Balák, I. – Baldík, V. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Čáp, P. – Černý, J. – Duchková, E. – Franců, J. – Fůrychová, P. – Gilíková, H. – Havlín, A. – Hladil, J. – Janderková, J. – Kociánová, L. – Kolečka, V. – Konečný, F. – Kryštofová, E. – Kumpan, T. – Melichar, R. – Müller, P. – Paleček, M. – Pecina, V. – Pecka, T. – Sedláček, J. – Sedláčková, I. – Skácelová, Z. – Šrámek, J. – Tomanová Petrová, P. – Večeřa, J. – Vít, J. (2013): Vysvětlivky k základním geologickým mapám České republiky 1 : 25 000, list 24-411 Jedovnice. – MS, Archiv České geologické služby. 311 s.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ (Z) procedure for improved quantitative microanalysis. – In: Armstrong, J. T. (ed.): Microbeam Anal, p. 104–106. San Francisco Press, San Francisco, California.
- Raiswell, R. – Fisher, Q. J. (2000): Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. – Journal of Geological Society, 157, 1, 239–251.
- Self, Ch. A. – Hill, C. A. (2003): How speleothems grow: An introduction to the ontogeny of cave minerals. – Journal of Cave and Karst Studies, 65, 2, 130–151.
- Winder, C. G. (1974): The „Kettles“ at Kettle Point, Ontario. – The Science Terrapin, University of Western Ontario Faculty of Science Bulletin, 2, 13.
- Wojcik, Z. (1958): Sand stalagmites and concretions in the Studnisko Cave (Central Poland). – Proceedings 2 nd. International Congress of Speleology, Bari. 477–484.

PETROGRAFICKÁ VARIABILITA TĚŠÍNITOVÉHO TĚLESA V BLUDOVICÍCH U NOVÉHO JIČÍNA (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Petrographic variability of a body of teschenite from the site Bludovice near Nový Jičín (Silesian Unit, Outer Western Carpathians)

Kristýna Schuchová, Kamil Kropáč, Zdeněk Dolníček, Tomáš Lehotský

Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 1192/12, 771 46 Olomouc; e-mail: kamil.kropac@upol.cz

(25-21 Nový Jičín)

Key words: teschenite, Silesian Unit, Flysch Belt, Outer Western Carpathians

Abstract

A petrographically complex teschenite sill occurs 800 m south-eastern from the village of Bludovice near Nový Jičín. The rocks are composed mainly of chemically zonal clinopyroxene (diopside core – Fe-rich diopside or Mg-rich hedenbergite rim) and clin amphibole (kaersutite or ferrokaersutite core – hastingsite or ferropargasite rim) phenocrysts which range up to few cm in size, apatite, biotite, opaque minerals and bright gray to pinkish matrix. Main constituents of the matrix are alkali feldspars and analcime which are accompanied by secondary minerals (titanite, chlorite, prehnite, carbonates, epidote, and hydrated iron oxide-hydroxides). In this paper, we characterize various rock types of analcime-rich teschenites and thus try to elucidate petrographic variability of the teschenite body from Bludovice. Based on the mineral composition, texture, and geological position, four types of teschenites were distinguished: (I) leucocratic ($M' = 28-35$) medium- to coarse-grained teschenites with pyroxene and amphibole phenocrysts; (II) mesocratic to melanocratic ($M' = 46-66$) fine- to medium-grained pyroxene-amphibole to amphibole-pyroxene teschenites; (III) nests of leucocratic ($M' = 20-21$) fine-grained pyroxene teschenite; and (IV) dykes of leucocratic to mesocratic amphibole-pyroxene to amphibole ($M' = 22-38$) teschenite. Large petrographic variability resulted from processes of magmatic differentiation (fractional crystallisation, gravitational differentiation, and irregular distribution of volatile components) and subsequent hydrothermal alteration. Leucocratic nests and dykes represent most differentiated parts of the teschenite body.

Úvod

Ve starém opuštěném lomu poblíž Bludovic u Nového Jičína vystupuje těšinitové těleso, které se vyznačuje neobyčejnou petrografickou variabilitou. V několika nesouvislých odkryvech se zde vyskytují těšinity s výrazně odlišnou barvou, zrnitostí i zastoupením felzických a mafických komponent. Značná proměnlivost ve stavbě a složení místních vyvěřelin neunikla pozornosti autorů klasických prací o těšinitách jako byl Klvaňa (1897) nebo Pacák (1926). Klvaňa (1897) doslova napsal: „*Hřbet od Čertova mlýna k Bludovicům se táhnoucí z počátku úplně jen z tešenitů se skládá a protože zalesněn jest, nejlépe se o tom na pokraji lesa přesvědčíme. Tešenit sám je rozmanitý, ale celkem poměrně velmi čerstvý. Na jednom místě vzat kus, kterýž ve tmavošedé, hrubozrnné hmotě obsahoval černá a bělavější místa. Uvnitř bylo mnoho skvrn bělavých a růžových, jež na povrchu šedými se jevila. Jiný ještě čerstvější kus obsahoval skoro černou hmotu se třpytnými průseky amfibolu as 3 mm dlouhými.*“ Podrobnější dokumentace a popis však chybí. Předkládaná práce se zabývá petrografickou charakteristikou zmíněných světlých a tmavých typů těšinitů na lokalitě a objasněním jejich vzájemných vztahů.

Geologická situace

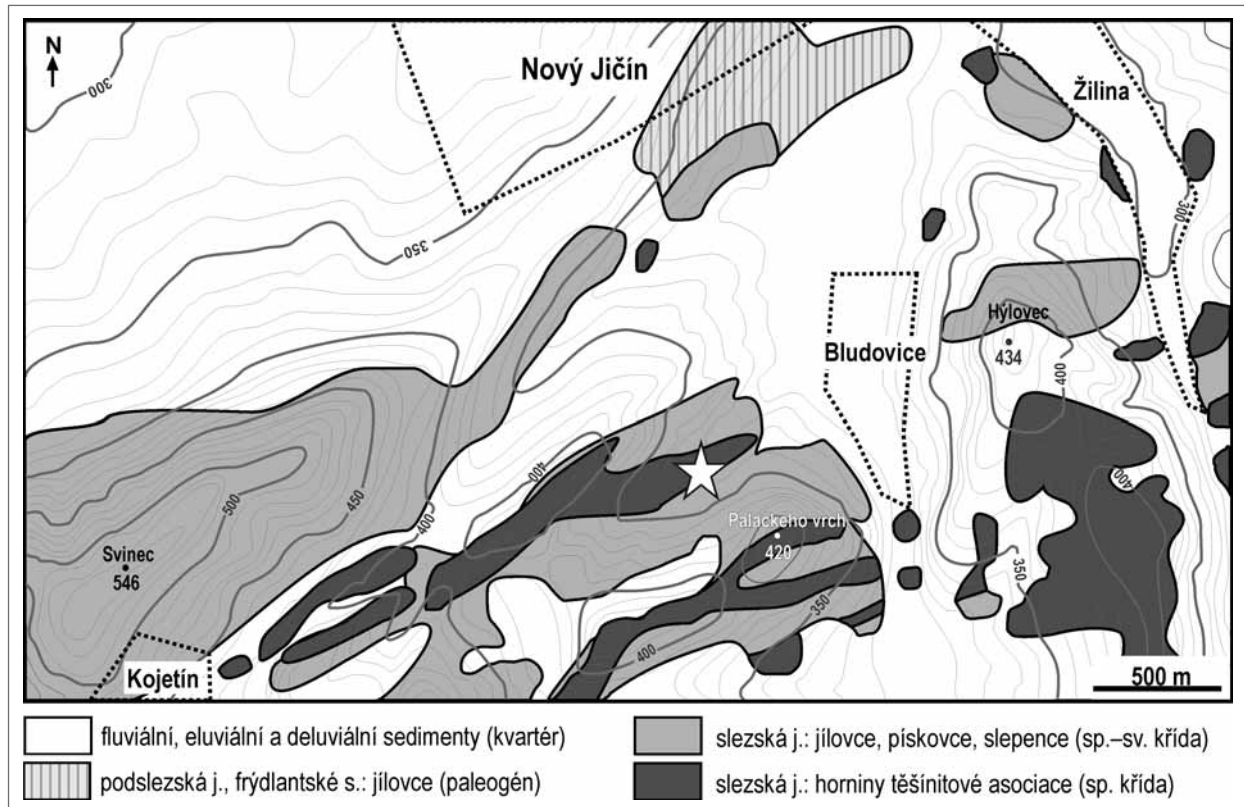
Horniny těšinitové asociace představují heterogenní skupinu alkalických intermediálních až ultrabazických magmatitů zahrnující těšinity, pikrity, monchiquity a bazalty. Tyto vyvěřeliny se vyskytují v podobě žilných a výlevných těles v pásu přes 100 km dlouhém, který se táhne od města Hranice přes Český Těšín až po Bielsko-Biala v Polsku (Pacák 1926; Šmíd 1978; Hovorka – Spišiak 1988; Dostal – Owen 1998; Wlodyka – Karwowski 2004;

Buriánek – Bubík 2012). Z regionálněgeologického hlediska se tělesa hornin těšinitové asociace řadí do slezské jednotky flyšového pásma Západních Karpat. K magmatickým intruzím a podmořským výlevům lávy docházelo současně s ukládáním sedimentů hradištského souvrství, jež probíhalo v časovém úseku valangin až střední/svrchní apt (Eliáš et al. 2003). Radiometrická datování hornin těšinitové asociace na polské straně indikují, že hlavní fáze magmatické aktivity probíhaly přibližně v rozmezí 125–120 Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002; Grabowski et al. 2003; Szopa et al. 2014).

V zájmové oblasti j. od Nového Jičína vystupuje těšinitová ložní žíla, jejíž průběh lze vysledovat v délce cca 1 km od Bludovic na SV až k vodní nádrži Čerták u Čertova mlýna na JZ (Klvaňa 1897; Pacák 1926; Šmíd 1978). Studovaná lokalita se nachází ve v. části žilného tělesa (obr. 1).

Metodika

V terénní etapě proběhla podrobná geologická dokumentace tělesa těšinitů ve starém lomu u Bludovic. Na lokalitě byly studovány jednotlivé odkryvy a odebrány reprezentativní horninové vzorky. Vybírány byly těšinity co nejčerstvějšího vzhledu, které se od sebe lišily svou zrnitostí, strukturou nebo barvou (textura vzorků byla ve všech případech všesměrná). U leukokratických až mesokratických žil protínajících tmavší partie těšinitového tělesa byla provedena strukturně-tektonická měření geologickým kompasem. Odebrané vzorky byly makroskopicky popsány a následně z nich byly na Katedře geologie PřF UP v Olomouci zhotoveny leštěné výbrusy. Tyto preparáty byly studovány pomocí klasické mikroskopie v polarizovaném světle (v módu PPL – s vysunutým analyzátořem a XPL –



Obr. 1: Schematická geologická mapa okolí Bludovic. Pozice studované ložní žíly těšinitu je označena hvězdičkou. Upraveno podle Rotha (1989) a Pálenského (1996).

Fig. 1: A schematic geological map of surroundings of the village of Bludovice. Position of the studied teschenite sill is marked with an asterisk. Modified according to Roth (1989) and Pálenský (1996).

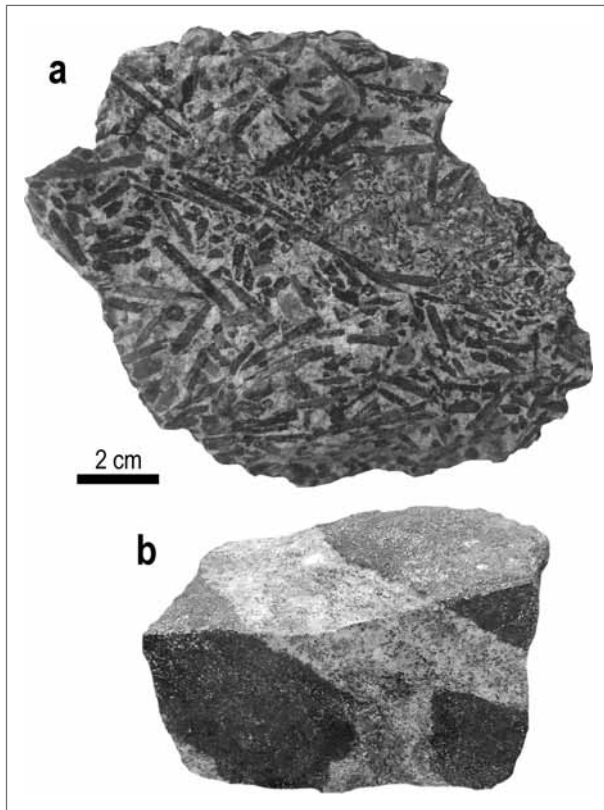
se zasunutým analyzátořem) a jejich modální složení bylo určeno planimetrickou analýzou (průměrně 1 000 bodů na jeden výbrus). Při výpočtu mafického indexu (M') byly k tmavým součástem řazeny primární mafické minerály, pseudomorfozy chloritu po vyrostlicích mafických minerálů a opakní minerály. Používané zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983).

Následně byl stanoven chemismus pyroxenů a amfibolů. Leštěné výbrusy byly nejprve napařeny grafitem a vlastní WDX analýzy byly provedeny s pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX-100 na společném pracovišti elektronové mikroskopie a mikroanalýzy ÚGV PrF MU a ČGS v Brně (analytik dr. P. Gadas) za podmínek: napětí 15 kV, proud 10 nA, šířka elektronového svazku 5 μm . Jako standardy byly použity syntetické fáze a dobře definované minerály. Klinopyroxeny byly klasifikovány podle Morimota et al. (1988). Jejich empirické vzorce byly přepočítány na 6 atomů kyslíků a obsahy Fe^{2+} a Fe^{3+} rozpočítány normalizací na 4 kationty (Droop 1987). K pojmenování klioamfibolů byla využita klasifikace Leakeho et al. (1997). Empirické vzorce amfibolů byly přepočteny na 23 atomů kyslíku, přičemž dvojmocné a trojmocné železo bylo rozpočítáno dle doporučení Schumachera (1997) metodou 13eCNK.

Terénní výzkum

Ve starém lomu situovaném cca 800 m jz. od kaple sv. Michala v Bludovicích (GPS souřadnice: N 49°34'15,330" E 18°0'45,379") bylo dokumentováno celkem sedm větších

nesouvislých odkryvů. Přesná pozice odkryvů v rámci žilného tělesa není zřejmá. V prostoru lokality lze nalézt těšinity s různým zastoupením světlých a tmavých minerálů, zrnitosti a geologickou pozicí. Na základě těchto kritérií lze specifikovat čtyři základní horninové typy. Nejběžnější typ (I) představují převážně leukokráttní středně zrnité až hrubozrnné pyroxenicko-amfibolické až amfibolicko-pyroxenické těšinity s porfyrickou strukturou a všesměrně zrnitou texturou, někdy s náznaky fluidálního uspořádání vyrostlic (obr. 2a). Makroskopicky jsou v hornině na první pohled patrné černé vyrostlice pyroxenů a amfibolů o velikosti až 5 cm. Základní hmota je béžové až světle šedé barvy s růžovým nádechem a na jejím minerálním složení se podílejí především živce a analcim. S přibývajícím množstvím tmavých minerálů se hornina postupně stává mesokráttní až melanokráttní. Takové horniny jsou jemnozrnné až středně zrnité, mají porfyrickou nebo stejnoměrně zrnitou strukturu a masivní texturu (typ II). Často lze pozorovat ostré přechody mezi světlými (I) a tmavými (II) typy a jejich relativní stáří tedy nelze na lokalitě jednoznačně posoudit. Výrazně leukokráttní těšinity se objevují v podobě jemnozrnných „hnízd“ (typ III) o velikosti až 5 cm uzavřených v hrubozrnnějších tmavších typech nebo jako leukokráttní až mesokráttní žíly (typ IV) o mocnosti 0,5–10,0 cm, které prorážejí jemnozrnné až středně zrnité melanokráttní partie těšinitového tělesa (obr. 2b). Tyto leukokráttní žíly mají orientaci S–J, případně SSV–JJZ, se sklonem cca 70° k Z, resp. k ZSZ.



Obr. 2: Vzorok studovaných analcím bohatých těšinitů: a – převážně leukokráttní hrubozrnný těšinit s porfyrickými vyrostlicemi pyroxenu a amfibolu (typ I); b – leukokráttní žíla (typ IV) pronikající jemnozrnný melanokráttní těšinit (typ II).

Fig. 2: Samples of investigated analcime-rich teschenites: a – leucocratic coarse-grained teschenite with phenocrysts of pyroxene and amphibole (Type I); b – leucocratic dyke (Type IV) hosted by fine-grained melanocratic teschenite (Type II).

Charakteristika minerální asociace

Variabilita v zastoupení hlavních minerálů v různých typech těšinitů je markantní také ve výbrusech pod mikroskopem (obr. 3a). Mafické minerály ve vzorcích

reprezentují zejména porfyrické vyrostlice klinopyroxenů a klnioamfibolů, ve vedlejším až akcesorickém množství pak apatit, biotit a opakní minerály. Felzické minerály zastupují především alkalické živce a analcím v základní hmotě (tab. 1).

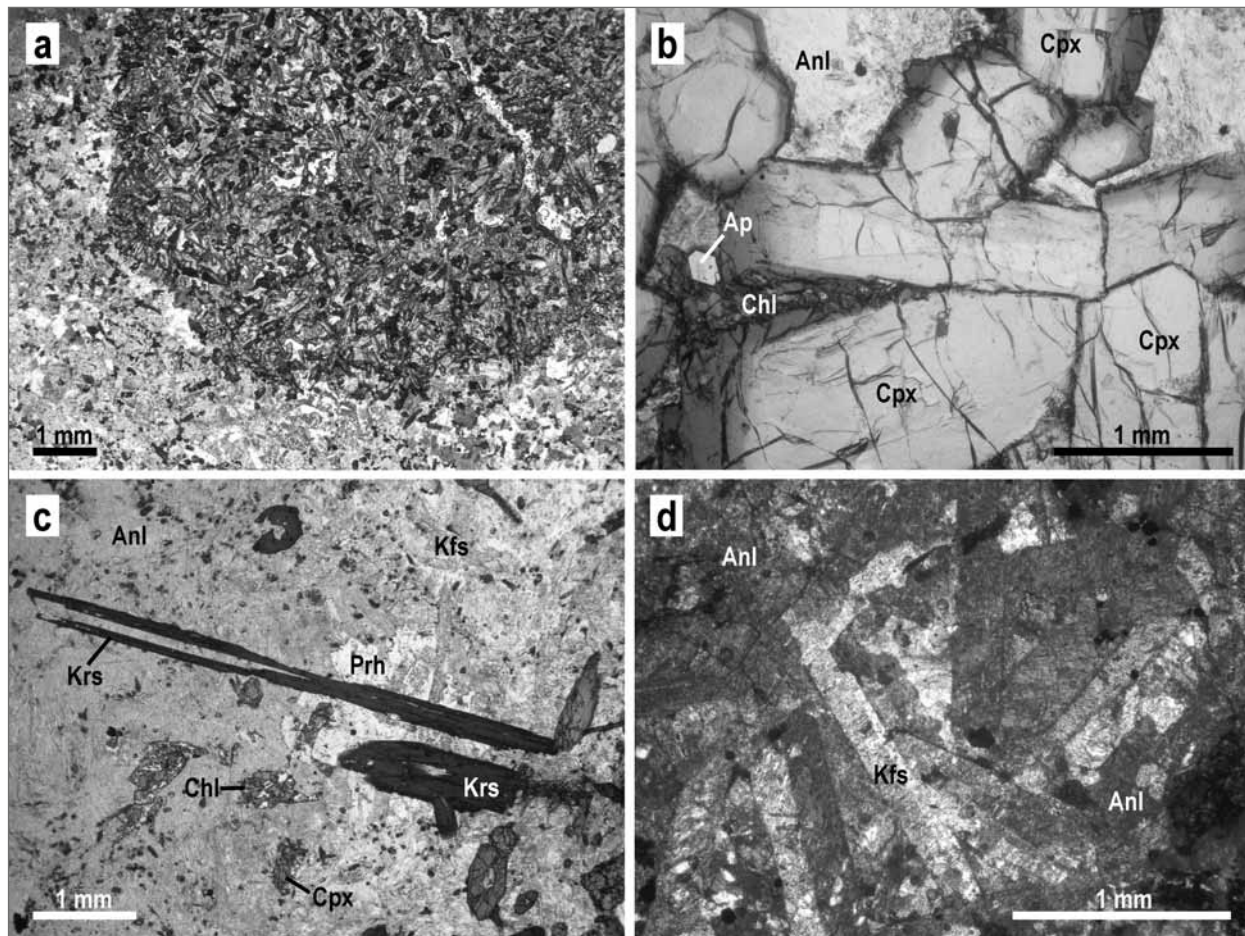
Zastoupení pyroxenu v leukokráttních až melanokráttních těšinitech typu I a II je velmi proměnlivé a pohybuje se v rozmezí 5,8–40,3 obj. % (tab. 1). Obecně se množství pyroxenu v hornině mírně zvyšuje s nárůstem mafického indexu, ale zároveň může být dramaticky sníženo intenzitou druhotných přeměn (viz vzorek č. 6). Relativně nízké obsahy pyroxenu byly zaznamenány také v melanokráttním vzorku č. 7, a to v důsledku nahloučení opakních minerálů. V leukokráttních hnízdech (typ III) a leukokráttních až mesokráttních žilách (typ IV) je pyroxen zastoupen obecně méně (5,7–16,4 obj. %), případně v některých vzorcích zcela chybí (viz tab. 1). Vyrostlice klinopyroxenu mají ve výbrusech automorfní omezení a krátce sloupcovitý habitus. V hornině jsou rovnoměrně distribuovány nebo tvoří hrubozrnnější shluky v melanokráttních partiích (vzorek č. 10; obr. 3b). Jejich velikost se ve výbrusu pohybuje nejčastěji v rozmezí 1,5–3 mm. Při pozorování v PPL je u klinopyroxenu dobře patrná štěpnost podle {110} a růstová zonálnost, kdy střed vyrostlic je slabě narůžovělý, zatímco okraje jsou růžovohnědé až sivě zelené a pleochroické v odstínech těchto barev. V XPL jeví klinopyroxen střední dvojlom a často také strukturu „přesýpacích hodin“. Zháší šikmo vůči protažení i štěpným trhlinám ($n_{y/c} = \sim 42^\circ$). Na základě WDX analýzy (tab. 2) bylo zjištěno, že středy zrn pyroxenů svým chemismem odpovídají diopsidu ($X_{Mg} = 0,87–0,92$) se zvýšenými obsahy Ti, Fe³⁺ a Al, zatímco okraje pyroxenů jsou více nabohacené na Fe²⁺ a lze je klasifikovat jako železem bohatý diopsid až hořčíkem bohatý hedenbergit ($X_{Mg} = 0,36–0,54$). Okraje vyrostlic pyroxenů bývají slabě postiženy chloritizací a někdy limonitizací. V leukokráttních hnízdech a žilkách je intenzita chloritizace podstatně silnější, k vidění jsou zde částečné až úplné pseudomorfozy chloritu po pyroxenu.

Tab. 1: Zastoupení horninotvorných minerálů v jednotlivých typech těšinitů z lokality Bludovice (v obj. %).

Tab. 1: Modal composition of various types of teschenites from the site Bludovice (mod. %).

Typ	I		II					III		IV			
	hornina		hornina					hnízdo		žíla			
Pozice	leukokráttní		mesokráttní až melanokráttní					leukokráttní		leukokráttní až mesokráttní			
Tmavost	leukokráttní		mesokráttní až melanokráttní					leukokráttní		leukokráttní až mesokráttní			
Zrnitost	hrubo-	středně-	středně zrnitá až jemnozrnná					jemnozrnná		středně-	jemnozrnná		
Vzorek	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
pyroxen	11,7	18,9	19,3	21,3	40,3	5,8	9,4	–	5,7	6,6	16,4	–	–
amfibol	6,9	5,5	12,4	7,6	12,4	14,9	18,9	–	–	4,7	3,8	31,2	9,8
apatit	3,5	1,3	1,7	3,2	–	0,4	–	–	0,5	5,4	3,3	–	–
biotit	–	–	–	–	–	–	–	1,0	–	–	–	–	–
živce	46,8	44,0	25,9	31,3	11,6	5,2	7,6	53,0	54,3	35,0	44,4	26,0	25,9
analcím	12,5	16,0	15,2	19,8	5,4	8,1	10,8	23,6	17,2	34,1	18,5	18,0	5,9
opakní min.	4,0	2,8	3,4	4,3	3,9	8,9	37,8	3,4	0,5	0,9	4,5	2,4	7,7
prehnit	12,4	5,0	13,0	2,4	21,7	2,1	13,9	2,7	8,0	8,9	3,8	12,8	21,1
chlorit	1,3	6,5	6,2	10,1	–	25,9	–	13,7	12,8	3,0	4,6	–	0,3
karbonát	–	–	–	–	2,3	20,6	1,6	–	–	–	–	7,6	9,0
ostatní*	0,9	–	2,9	–	2,4	–	–	2,6	1,0	1,4	0,7	2,0	20,3
M'	28,3	35,0	45,9	46,5	59,0	64,0	66,1	20,7	20,5	22,0	33,3	35,6	38,1

* zirkon, titanit, epidot, kryptokrystalické fáze, oxidy a hydroxidy železa (limonit); M' = mafický index (v %)



Obr. 3: Mikrofotografie různých petrografických typů těšinitů: a – kontakt leukokrání žíly (typ IV) a hostitelského melanokráního těšinitu (typ II); b – automorfní vyrostlice klinopyroxenu s výraznou růstovou zonálností a slabou chloritizací na okrajích v těšinitěch typu II; c – dlouze sloupcovitě vyrostlice kaersutitu a relikty klinopyroxenu v leukokrání těšinitové žíle (typ IV); d – lišty alkalických živců a xenomorfní analcim v leukokráních hnízdech (typ III).

Fig. 3: Microphotographs of different types of teschenites: a – leucocratic dyke (Type IV) hosted by the melanocratic teschenite of the Type II; b – euhedral phenocrysts of slightly chloritized clinopyroxene with well-developed growth zonality in the Type II teschenite; c – long columns of kaersutite and relicts of clinopyroxene in the leucocratic teschenite dyke (Type IV); d – laths of alkali feldspar and anhedral analcime in leucocratic nest (Type III).

Klinoamfiboly tvoří krátce až dlouze sloupcovitě automorfní vyrostlice, které dosahují ve výbruse velikosti i přes 5 mm (obr. 3c). Vyskytují se poměrně hojně v různých typech těšinitů, pouze v leukokráních hnízdech (typ III) zcela chybějí (tab. 1). V PPL jsou hnědé a jeví silný pleochromismus (X – světle žlutohnědá, Y – červenohnědá, Z – tmavě kaštanově hnědá), sporadicky lze pozorovat i růstovou zonálnost. Vyznačují se dokonalou štěpností podle {110} s charakteristickým úhlem štěpných trhlin 124° na příčných průřezích. V XPL vykazují klinoamfiboly střední dvojlom a šikmé zhášení ($n_{y/c} = \sim 6^\circ$) vůči protažení nebo štěpným trhlinám v řezech rovnoběžných s (010). Klinoamfiboly tedy odpovídají optickými vlastnostmi kaersutitu nebo ferrokaersutitu což potvrzuje i WDX analýza ($Si = 5,57-5,59$ apfu, $X_{Mg} = 0,34-0,51$, $Ti = 0,53-0,54$ apfu; viz tab. 2). V některých případech (zejména ve vzorcích typu IV) lze kolem jader kaersutitu nebo ferrokaersutitu pozorovat tenký lem, který vykazuje zvýšené obsahy Fe^{2+} a odpovídá hastingsitu nebo ferropargasitu ($Si = 5,67-5,94$ apfu, $X_{Mg} = 0,01-0,11$, $Ti = 0,06-0,49$ apfu; tab. 2). Sloupce amfibolu jsou bez přeměn, bývají však někdy korodované

základní hmotou. Často uzavírají větší množství inkluzí opakních minerálů a apatitu.

Apatit zaujímá až 5,4 obj. % a představuje poměrně běžný akcesorický minerál (vzácně může chybět v některých jemnozrnných horninách). Tvoří bezbarvé automorfně omezené sloupce prizmatického typu s nízkým dvojlomem. Průřezy kolmé k vertikální ose z mají tvar pravidelného šestiúhelníku. O poznání méně pravidelně je přítomen biotit. Hnědé silně pleochroické (X – světle béžový, Y/Z – tmavě oranžový až oranžovohnědý) lupínky biotitu bez známek druhotných přeměn byly zastiženy ve větším množství pouze ve vzorku jemnozrnného mesokráního těšinitu (vzorek č. 6; tab. 1). Zcela ojediněle byl pozorován také automorfně omezený zirkon.

Hlavní složku základní hmoty tvoří alkalické živce spolu s analcimem (obr. 3d). Největší zastoupení mají v leukokráních typech těšinitů. Vzorky leukokráních hnízd obsahují až 54,3 obj. % živců a v leukokrání žíle (vzorek č. 10) bylo zjištěno až 34,1 obj. % analcimů (tab. 1). Živce se ve výbrusu vyskytují v podobě karlovarsky zdvojitých tabulek nebo nepravidelných zrn. Ve většině případů se

Tab. 2: Reprezentativní analýzy chemického složení pyroxenů a amfibolů.

Tab. 2: Representative analysis of chemical composition of pyroxenes and amphiboles.

Minerál	diopsid			hedenb.	kaersutit	ferrokr.	hastingsit		ferropar.
	Typ/vz./an.	II/4/39	IV/10/29	II/4/40	IV/10/31	IV/10/22	IV/10/35	IV/10/23	IV/10/36
SiO ₂	40,01	46,17	44,41	42,82	36,66	35,64	36,49	34,76	35,97
TiO ₂	5,19	2,89	2,50	2,27	4,70	4,53	0,47	4,07	3,85
Al ₂ O ₃	10,85	7,28	6,39	7,92	15,52	15,18	13,13	13,00	13,42
V ₂ O ₃	BDL	BDL	BDL	BDL	0,11	0,06	0,14	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,32	BDL	BDL	–	BDL	BDL	–	BDL
Fe ₂ O ₃	5,37	4,10	5,32	5,77	0,55	1,02	5,36	2,15	0,66
FeO	2,71	2,00	10,15	13,70	15,03	19,58	27,17	25,90	26,73
FeO ^{tot}	7,54	5,69	14,94	18,89	15,53	20,50	31,99	27,83	27,32
MnO	0,15	0,14	0,47	0,46	0,35	0,40	0,68	0,61	0,64
MgO	10,49	13,10	6,79	4,28	8,87	5,75	0,10	1,79	1,51
CaO	23,66	23,83	22,82	22,83	12,24	11,97	11,10	11,50	11,31
BaO	BDL	BDL	BDL	–	0,33	0,31	BDL	0,34	0,35
Na ₂ O	0,41	0,38	0,73	0,61	2,21	2,10	1,79	1,84	1,85
K ₂ O	–	BDL	BDL	–	1,77	1,83	2,64	2,02	2,00
Cl	BDL	BDL	BDL	–	0,02	0,05	0,06	0,09	0,09
F	BDL	BDL	BDL	BDL	0,26	0,26	0,27	0,17	0,15
Suma	98,86	100,22	99,58	100,66	98,62	98,68	99,41	98,27	98,54
Si	1,526	1,713	1,730	1,679	5,593	5,571	5,936	5,666	5,811
Ti	0,149	0,081	0,074	0,067	0,539	0,533	0,057	0,498	0,467
Al	0,487	0,318	0,293	0,366	2,791	2,797	2,518	2,498	2,556
V	BDL	BDL	BDL	BDL	0,014	0,008	0,018	0,004	0,002
Cr	0,001	0,009	BDL	BDL	–	BDL	BDL	–	BDL
Fe ³⁺	0,154	0,114	0,156	0,170	0,063	0,120	0,656	0,264	0,081
Fe ²⁺	0,086	0,062	0,331	0,449	1,918	2,560	3,696	3,530	3,611
Mn	0,005	0,004	0,015	0,015	0,046	0,053	0,094	0,084	0,088
Mg	0,596	0,724	0,394	0,250	2,017	1,340	0,025	0,434	0,364
Ca	0,966	0,947	0,952	0,958	2,001	2,004	1,935	2,008	1,957
Ba	BDL	BDL	BDL	–	0,020	0,019	BDL	0,021	0,022
Na	0,030	0,028	0,055	0,046	0,652	0,637	0,563	0,580	0,579
K	–	BDL	BDL	–	0,344	0,364	0,548	0,420	0,412
Cl	BDL	BDL	BDL	–	0,005	0,012	0,017	0,024	0,025
F	BDL	BDL	BDL	BDL	0,124	0,129	0,141	0,087	0,074
Suma kat.*	4,000	4,000	4,000	4,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000

*suma kat. amfibolů bez Ca, Na a K; BDL – pod mezí detekce

jedná o K-živce nebo kyselý plagioklas bez polysyntetického lamelování, časté je zatlačování K-živce albitem. V PPL je vidět zakalení způsobené silnou argilitizací, ke které někdy přistupuje i karbonatizace (vzorek č. 6). Někdy jsou živce zatlačovány prehnitem (vzorek č. 5) či vláknitou kryptokrystalickou hmotou. Analcim vyplňuje prostor mezi živci a ostatními součástmi základní hmoty. V XPL je opticky izotropní a někdy i anomálně dvojlomný. Kromě živců a analcimu se v základní hmotě hojně objevují opakní minerály. Zrna opakních minerálů mají izometrický nebo nepravidelný tvar, různé omezení a velikost (10–500 μm). Jsou zastoupena ve všech vzorcích, nejvíce v melanokrátních typech (vzorek č. 7; tab. 1). Část opakních minerálů je pravděpodobně sekundární. Za sekundární jsou považovány také ojedinělé nárůsty brčálově zeleného klinopyroxenu (egirín / egirín-augit) na vyrostlých kličkách amfibolu a hypautomorfně až automorfně omezené krystaly titanitu klínovitého tvaru. Ke zjevně sekundárním minerálům patří šupinkovité agregáty chloritu, prehnit, karbonáty, epidot a oxidy a hydroxidy železa (tab. 1). Chlorit v PPL jeví slabý

pleochroismus v odstínech zelené barvy a v XPL vykazuje anomální zelenou interferenční barvu. Vzniká zejména na úkor pyroxenu. Nejmarkantnější projevy chloritizace lze pozorovat u leukokrátních hnízd a žil (typy III a IV) a u některých mesokrátních těšinitů typu II, kde chlorit v extrémním případě tvoří až 25,9 obj. % horniny (vzorek č. 6; tab. 1). Na styku leukokrátních a melanokrátních partií se běžně objevuje prehnit, který je nápadný pestrými interferenčními barvami II. řádu při pozorování v XPL. Tento minerál tvoří nepravidelná zrna nebo pseudomorfozy po lištách živců a vyskytuje se v proměnlivém množství (2,1–21,7 obj. %) ve všech vzorcích (tab. 1). Naproti tomu karbonát byl zastižen v podobě nepravidelných xenomorfních zrn bez dvojčatných lamel pouze v několika vzorcích v typech II a IV, kde opět zatlačoval živce. Nejvíce je karbonatizací postižen silně chloritizovaný horninový vzorek č. 6, který obsahuje 20,6 obj. % karbonátu a značné množství karbonátu bylo pozorováno také ve vzorku žíly č. 13 spolu s oxidy a hydroxidy železa (tab. 1). Ostatní sekundární minerály jsou zastoupeny pouze akcesoricky.

Diskuze

Těšínitová žíla vystupující u Bludovic je vnitřně silně nehomogenní těleso, je však nepravděpodobné, že by v rámci studované lokality šlo o polyfázovou intruzi. Na současné podobě se podepsaly především procesy diferenciacie magmatu a následné hydrotermální alterace. Lokálně se zde uplatnily procesy filtrační, a zejména gravitační diferenciacie, jak dokládají vzorky jemnozrnných melanokrátních těšínitů s vysokým obsahem opakních minerálů (viz tab. 1).

Při frakční krystalizaci se z těšínitového magmatu za vysokých teplot vyloučily nejprve klinopyroxeny, apatit a některé opakní a akcesorické minerály (zirkon). V důsledku navýšení relativní koncentrace těkavých složek v reziduální tavenině došlo postupně ke krystalizaci vyrostlic klinoamfibolů a posléze i biotitu namísto pyroxenu (Šmíd 1978; Hovorka – Spišiak 1988; Buriánek – Bubík 2012). Komplikovanost vývoje vyrostlic mafických minerálů během krystalizace ukazuje chemická zonálnost pyroxenů a amfibolů. Obecný trend vývoje chemického složení od diopsidu k hedenbergitu, respektive od kaersutitu k ferrokaersutitu, odráží podmínky krystalizace při nízkých hodnotách fO_2 (Wlodyka 2010). Zejména v případě lemů hastingsitu nebo ferropargasitu kolem starších jader amfibolů zatím není zcela jasné, do jaké míry se na obohacování o Fe^{2+} podílela hydrotermální fluida (viz Dolníček et al. 2010). Následně se ze zbytkové magmatické taveniny vyloučily felzické minerály ze skupiny živců. Je však pravděpodobné, že minimálně část živců vznikala již v hydrotermální fázi vývoje horniny. Ke krystalizaci analcimu v základní hmotě došlo také buď v pozdních fázích magmatického procesu (např. Pearce 1993), anebo v raných stádiích hydrotermální fáze (Ferguson – Edgar 1978; Karlsoon – Clayton 1991). Trundová (2004) se v případě těšínitů přiklání k sekundární genezi analcimu zatlačováním bazických plagioklasů.

Výsledkem všech výše zmíněných procesů byla diferenciacie žilného tělesa a vznik analcimem bohatých světlých a tmavých typů těšínitů s různou zrnitostí (typ I a II). Wlodyka (2010) uvádí obecné schéma zonálnosti těšínitové žíly, kdy leukokrátní až mesokrátní střed tělesa obklopuje lem melanokrátních hornin. Zda hrubozrnnější typ I představuje centrální partie žilného tělesa a typ II jemnozrnný zchlazený okraj, nelze bohužel na studované lokalitě s jistotou prokázat. Podobné horniny jsou známé i z dalších lokalit v Podbeskydské oblasti (např. Řepiště, Staříč, Krmelín, Jasenice v pracích Klvaňy 1897; Pacáka 1926; Šmída 1978; Kuděláskové 1987; Hovorky – Spišiaka 1988; Trundové 2004; Buriánka – Bubíka 2012), a také z jiných geologických celků v Evropě. Např. leukokrátní hrubozrnné analcimické těšínity (analogie typu I) s vyrostlicemi kaersutitu (tzv. lugarity) byly popsány z oblasti Lugaru ve Velké Británii (Henderson – Gibb 1987). Nejmladší a nejvíce diferenciované typy těšínitů představují

jemnozrnná leukokrátní hnízda (typ III) a leukokrátní až mesokrátní žíly (typ IV), které pronikají těšínity typu II. Vznik výrazně leukokrátních hnízd ($M' \sim 20$) bohatých na živce a analcim lze spojovat s přítomností „bublin“ zbytkové taveniny bohaté fluidy. Těšínitové žíly a žilky s takovým složením popisují z lokality Punców Wlodyka a Karwowski (2004) nebo Wlodyka (2010), kteří horninu nazývají syenit či syenotěšínit.

Finální podobu minerální asociace všech čtyř studovaných typů těšínitů dotvořily pochody hydrotermální alterace. Hned v raných fázích hydrotermálního procesu došlo pravděpodobně ke krystalizaci automorfního titanitu a nárůstů egirínu / egirín-augitu z vysokosalinních katatermálních roztoků uvolněných z tuhajícího magmatu. Hydrotermální původ těchto minerálů v těšínitech byl prokázán studiem fluidních inkluzí (Dolníček et al. 2010). Během následných fází alterace horniny hydrotermálními fluidy docházelo k druhotným přeměnám pyroxenů a živců a tvorbě pestré asociace sekundárních minerálů zastoupených chlority, karbonáty, prehnitem, epidotem, oxidy a hydroxidy železa a sekundárními opakními minerály. Nelze vyloučit, že vláknitá kryptokrystalická fáze zatlačující živce je tvořena převážně natrolitem. Tento minerál v základní hmotě těšínitů dříve identifikovali např. Pacák (1926) nebo Šmíd (1978).

Závěr

Těšínitová ložní žíla, jež vystupuje z. od Bludovic u Nového Jičína, je vnitřně silně nehomogenní těleso, na jehož současné podobě se podepsaly procesy diferenciacie magmatu (zejména frakční krystalizace a lokálně i gravitační diferenciacie) a následné hydrotermální alterace. V rámci lokality se podařilo na základě zastoupení felzických a mafických minerálů, zrnitosti a geologické pozice vyčlenit čtyři petrografické typy alkalickoživcových, analcimem bohatých těšínitů: (I) převážně leukokrátní ($M' = 28-35$) středně až hrubě zrnitý amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický těšínit, (II) mesokrátní až melanokrátní ($M' = 46-66$) jemnozrnný až středně zrnitý amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický těšínit, (III) leukokrátní ($M' = 20-21$) jemnozrnný pyroxenický těšínit (hnízda) a (IV) leukokrátní až mesokrátní ($M' = 22-38$) jemnozrnný až středně zrnitý amfibolický až amfibolicko-pyroxenický těšínit (žíly). Leukokrátní hnízda a žíly představují nejvíce diferenciované partie těšínitového tělesa.

Poděkování

Autoři článku děkují anonymnímu recenzentovi, D. Matýskovi a editorům (D. Buriánkovi, P. Tomanové Petrové a H. Gilíkové) za kritické připomínky, které přispěly k jeho zkvalitnění. Práce byla podpořena projektem IGA_PrF_2016_014.

Literatura

- Buriánek, D. – Bubík, M. (2012): Horniny těšinitové asociace v okolí Valašského Meziříčí. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 97, 1, 105–127.
- 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 – Geochemistry*, 70, 267–282.
- Dostal, J. – Owen, V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – *Geologische Rundschau*, 87, 67–77.
- Droop, G. T. R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. – *Mineralogical Magazine*, 51, 431–437.
- Eliáš, M. – Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy Báňské – Technické univerzity Ostrava*, 49, 7–15.
- Ferguson, L. J. – Edgar, A. D. (1978): The petrogenesis and origin of the analcime in the volcanic rocks of the Crowsnest Formation, Alberta. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1, 69–77.
- Grabowski, J. – Krzeminski, L. – Nescieruk, P. – Szydło, A. – Paszkowski, M. – Pecskaý, Z. – Wójtowicz, A. (2003): Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland—constraints from ⁴⁰K/⁴⁰Ar ages and biostratigraphy. – *Geologica Carpathica*, 54, 385–393.
- Henderson, C. M. B. – Gibb, F. G. F. (1987): The petrology of the Lugar Sill, SW Scotland. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 77, 325–347.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. – *Slovenská akadémia vied*. Bratislava.
- Karlsson, H. R. – Clayton, R. N. (1991): Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? – *American Mineralogist*, 76, 189–199.
- Klvaňa, J. (1897): Tešenity a pikrity na severovýchodní Moravě. – *Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění v Praze*, 23, r. VI, tř. II.
- Kudělášková, J. (1987): Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, Outer Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 38, 545–573.
- Kretz, R. (1983): Symbols of rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – *American Mineralogist*, 82 (9–10), 1019–1037.
- Lucińska-Anczkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anczkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.
- Morimoto, N. – Fabries, J. – Ferguson, A. K. – Ginzburg, I. V. – Ross, M. – Seifert, F. A. – Zussman, J. – Aoki, K. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine*, 52, 535–550.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na úpatí Beskyd Moravských. – *Rozpravy Československé Akademie věd a umění*, 35. Praha.
- Pálenský, P. (1996): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25-12 Hranice. – *Český geologický ústav*. Praha.
- Pearce, T. H. (1993): Analcime phenocrysts in igneous rocks; primary or secondary?—Discussion. – *American Mineralogist*, 78, 1–2, 225–229.
- Roth, Z. (1989): Geologická mapa ČSR 1 : 50 000, list 25-21 Nový Jičín. – *Ústřední ústav geologický*. Praha.
- Schumacher, J. C. (1997): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – *The Canadian Mineralogist*, 35, 238–246.
- Szopa, K. – Wlodyka, R. – Chew, D. (2014): LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). – *Geologica Carpathica*, 65, 4, 273–284.
- Šmíd, B. (1978): Výzkum vyvřelých hornin těšinitové asociace. Ústřední ústav geologický Praha, 153 s.
- Trundová, A. (2004): Petrologická charakteristika těšinitů z vybraných lokalit Moravsko-slezských Beskyd. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Wlodyka, R. – Karwowski, L. (2004): The alkaline magmatism from the Polish Western Carpathians. – *Mineralogical Society Poland*, 24, 23–31.
- Wlodyka, R. (2010): Ewolucja składu mineralnego skal cieszynskiej prowincji magmowej. – *Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego*, Katowice, 231 pp.

VARISKÝ VRÁSOVÝ SYSTÉM ODKRYTÝ V LOMU PODHŮRA (SV. OKRAJ ČESKÉHO MASIVU, KRA MALENÍKU)

Variscan fold system exposed in the Podhůra quarry (NE part of the Bohemian Massif, Block of Maleník)

Josef Havíř

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: havir@ipe.muni.cz

(25-13 Přerov)

Key words: Moravian-Silesian Palaeozoic, orientation of structures, folds

Abstract

In the Podhůra quarry situated in the SW part of the Block of Maleník southwards of Lipník nad Bečvou, the Culm sediments influenced by Variscan fold-thrust system are exposed. Geometry of the Variscan folds was studied in more detail at five sites (A to E), where hinge zones of these folds were well visible. The ESE-vergent system of asymmetric close folds of km order represents dominant tectonic structure observed in the Podhůra quarry. Synform of such fold of km order was studied at site A, antiform hinge zone was exposed at sites B and C. At the sites D and E, synform and antiform hinge zones of smaller open folds, of 100 meter order, were studied. Fold axes were predominantly NNE–SSW to NE–SW oriented, only at site E the N–S orientation of fold axis was found. These orientations are the same as predominant orientation of fold axes on the eastern margin of the Nížký Jeseník region. On the contrary, significant differences were found in the values of dip of axial planes and fold limbs. In the Podhůra quarry, the axial planes are subvertical or steeply WNW to NW dipping. In the case of fold of km order, one limb is subvertical, another limb is moderately WNW to NW dipping. It means that, compared to fold geometry on the eastern margin of the Nížký Jeseník region, the system of folds of km order studied in the SW part of the Block Maleník is westward to northwestward tilted steeper by at least 40°.

Úvod

V rámci geologického mapování na listu 25-132 Lipník n. Bečvou byl v listopadu 2015 navštíven lom Podhůra situovaný v kulmských horninách kry Maleníku, jižně od Lipníku n. Bečvou (obr. 1). V lomu je velmi dobře odkrytá část systému variských vrás řádově kilometrových rozměrů. Cílem tohoto příspěvku je stručně informovat o charakteristice odkrytých vrás a nastínit základní body týkající se porovnání geometrie těchto vrás s variskými vrásami sledovanými na jiných místech kulmu sv. části Českého masivu.

Geologie studované oblasti

V rámci lomu Podhůra, který se nachází v jz. části kry Maleníku, jsou těženy kulmské hradecké droby stáří svrchního visé (Dvořák 1994). Zmíněné droby jsou součástí hradecko-kyjovického souvrství. Představují tak součást variského flyše odkrytého v severovýchodní části Českého masivu zejména v prostoru Nížkého Jeseníku.

Kulmské sedimenty východního okraje Nížkého Jeseníku i kry Maleníku jsou zvrásněny asymetrickými vrásami řádově kilometrových rozměrů s východní vergencí a s orientací os převážně ve směru SSV–JJZ (Kumpera 1983). Tyto vrásy představují dominantní, v terénu velmi dobře patrný, prvek vrásovo-násunové stavby (viz Grygar – Vavro 1995). Kombinace vrás a rozsáhlých násunů je dokládána např. seismickými profily interpretovanými Čížkem a Tomkem (1991).

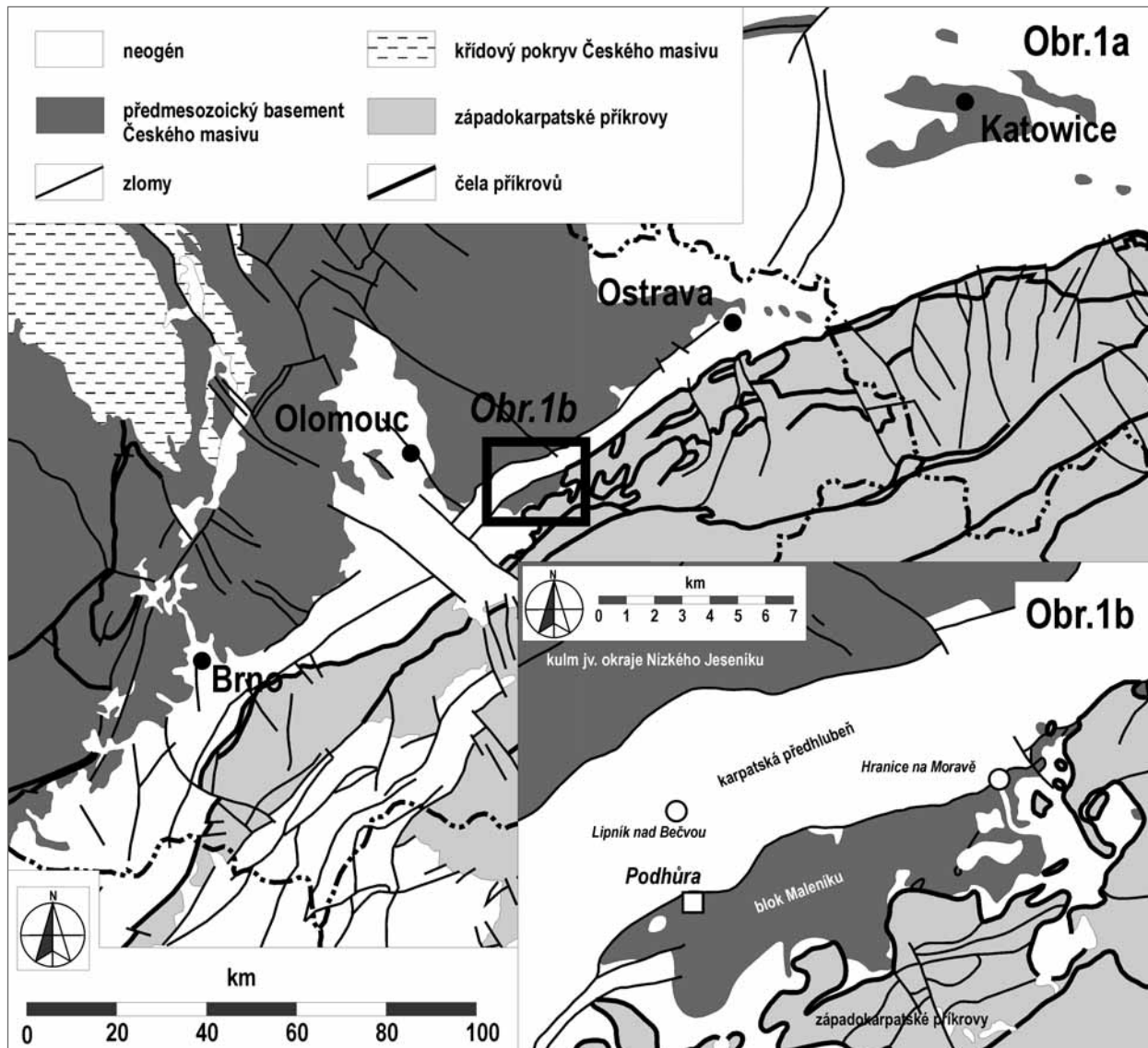
Paleozoikum kry Maleníku je pak od vlastního prostoru Nížkého Jeseníku odděleno Moravskou bránou vyplněnou neogenními sedimenty karpatské předhlubně. Na jihu kry Maleníku jsou na jednotky Českého masivu

nasunuty západokarpatské flyšové příkrovky. Horniny náležející západokarpatským příkrovům se nachází také pod neogenními sedimenty v prostoru Moravské brány (Krejčí et al. 2002).

Geometrie vrásových ohybů v lomu Podhůra

V lomu Podhůra bylo pozorováno několik vrásových ohybů a to jak charakteru synformy tak i antiformy. Detailněji byly sledovány vrásové ohyby na pěti vybraných místech označených A až E (obr. 2 a 3). Orientace os vrás a osních rovin byly vypočteny z orientací ploch vrstevnatosti měřených v ramenech sledovaných vrás. Osy všech sledovaných vrás jsou jen mírně ukloněné, orientované ve směru SSV–JJZ až SV–JZ (vrásové ohyby A až D), respektive ve směru S–J (vrásový ohyb E), osní roviny jsou buď subvertikální, nebo strmě ukloněné k ZSZ až SZ.

Vrásový ohyb A reprezentuje synformu velké tektonické vrásy, odpovídající řádově kilometrovým vrásám již výše zmiňovaného východovergentního vrásovo-násunového systému. Východní rameno je středně ukloněné, sklony spádnic ploch vrstevnatosti se pohybují mezi 34° a 45°. Vrásový ohyb je odkryt při východním okraji lomu, a proto je východní rameno diskutovaného vrásového ohybu dobře sledovatelné v lomové stěně pouze v délce několika desítek metrů, nepochybně ale pokračuje dále k východu za hranice lomu. Západní rameno je strmé až subvertikální. V prostoru lomu vytváří více než 50 metrů širokou subvertikální zónu vyznačující se převážně velmi strmými úklony ploch vrstevnatosti. Místa jsou v diskutovaném subvertikálním rameni rozeznatelné tektonické šupiny, v jejichž rámci lze pozorovat sedimenty deformované vrásami menších (v závislosti na litologii řádově



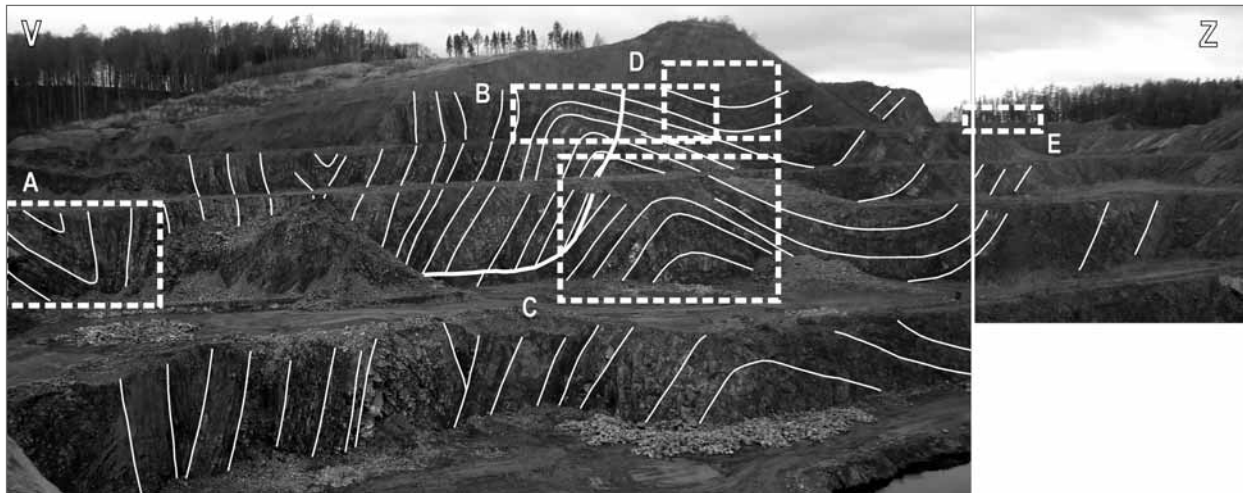
Obr. 1: a – Schematická geologická mapa východní části Českého masivu, (sestaveno a modifikováno podle Kodyma a kol. 1967 a Mahel'a a kol. 1973); b – schematická geologická mapa s vyznačenou pozicí lomu Podhůra (podle Rotha 1990, zjednodušeno).
 Fig. 1: a– Geological scheme of the NE part of the Bohemian Massif (compiled and modified after Kodym et al. 1967 and Mahel' et al. 1973); b – geological scheme with marked out location of the Podhůra quarry (after Roth 1990, simplified).

metrových či decimetrových) rozměrů. Orientace osy vrásy vypočtená pro ohyb A je 210/12, osní rovina se uklání pod úhlem 65° k ZSZ až SZ. Ohyb v zámkové oblasti je náhlý, zámková oblast má většinou řádově jen metrové rozměry. Ve srovnání s rozměry ramen je tedy zámková oblast synformního ohybu velmi malá.

Vrásové ohyby B a C představují antiformu velké vrásy odpovídající řádově kilometrovým vrásám východovergentního vrásovo-násunového systému. Východní rameno je tvořeno subvertikální zónou diskutovanou již při popisu vrásového ohybu A. Západní rameno, které je porušené zakřivenou dislokací výrazně se projevující zejména v místě ohybu C, je pak středně ukloněné, sklony ploch vrstevnatostí se pohybují v části B v rozmezí od 23° do 26°, v části C byla vrstevnatost měřena v západním rameni pouze na jednom místě a její sklon byl 56°. Oproti synformnímu ohybu A je zámková oblast antiforního ohybu zřetelně větší a to jak v části B tak i v části C. K po-

stupné změně orientace ploch vrstevnatosti ze subvertikálních úklonů ve východním rameni po střední úklony v západním rameni dochází v průběhu řádově desítek metrů. Orientace vrásové osy (213/3 v případě ohybu B; 213/18 v případě ohybu C) je blízká orientaci osy synformního ohybu A. Osní rovina se opět uklání strmě k ZSZ až SZ, úklon spádnice osní roviny je podobný (v případě ohybu B) nebo o něco strmější (v případě ohybu C) ve srovnání s osní rovinou synformního ohybu A (sklon spádnice je 62° v případě ohybu B a 86° v případě ohybu C). Meziramenní úhel všech tří dosud popsaných vrásových ohybů (A, B, C) se pohybuje v rozmezí 45° až 70° a popisované struktury tak lze označit jako sevřené vrásy.

Vrásové ohyby D a E reprezentují ohyby rozevřených vrás řádově stametrových rozměrů komplikujících průběh středně ukloněného ramene větší, řádově kilometrové vrásy. Ohyb D je synformní, orientace vrásové osy (225/9) je v tomto místě podobná orientaci os vrásových ohybů A,



Obr. 2: Celkový pohled na lom Podhůra od severu s vyznačenými místy sledovaných vrásových ohybů A až E (obdélníky omezené přerušovanou čarou), jejichž detailní schématické nákresy jsou na obrázku 3. Bílými čarami jsou zvýrazněny průřezy ploch vrstevnatosti v lomové stěně, silná bílá čára vyznačuje dislokaci porušující vrásové ohyby B a C.

Fig. 2: General view of Podhůra quarry from the north with marked sites of observed fold hinge zones A to E (rectangles limited by dashed lines) whose detail schemes are plotted in figure 3. White lines accentuate bedding plane projections into quarry wall, bold white line is a dislocation faulting the folds B and C.

B a C, osní rovina se uklání pod úhlem 74° k SZ. Ohyb E je oproti tomu antifonní, orientace osy je severo-jihní (0/11) a osní rovina je subvertikální (úklon 86° k východu).

Předběžné srovnání s geometrií kulmských vrás na jiných místech sv. okraje Českého masivu

V lomu Podhůra lze v důsledku zvrásnění kulmských sedimentů vrásami řádově kilometrových a stametrových rozměrů sledovat střídání zón s převládající středními úklony ploch vrstevnatostí a zón s převládající strmou až subvertikální vrstevnatostí. Podobný charakter lze pozorovat také v dalších částech kry Maleníku, západně od Týna n. Bečvou (Havíř 2003; Havíř a kol. 2003), strmé až subvertikální orientace v jednom z vrásových ramen byly dokumentovány také např. v lomu u Paršovic (Otava – Havíř 2006). I když je zapotřebí interpretovat strukturní měření zejména v severní části kry Maleníku se zvýšenou opatrností z důvodu možného vlivu svahových pohybů na současnou orientaci strukturních prvků, podobnost orientace základních prvků variské vrásové stavby pozorované v lomu Podhůra s vrásovou stavbou kulmských sedimentů dosud sledovanou na dalších místech kry Maleníku je zjevná.

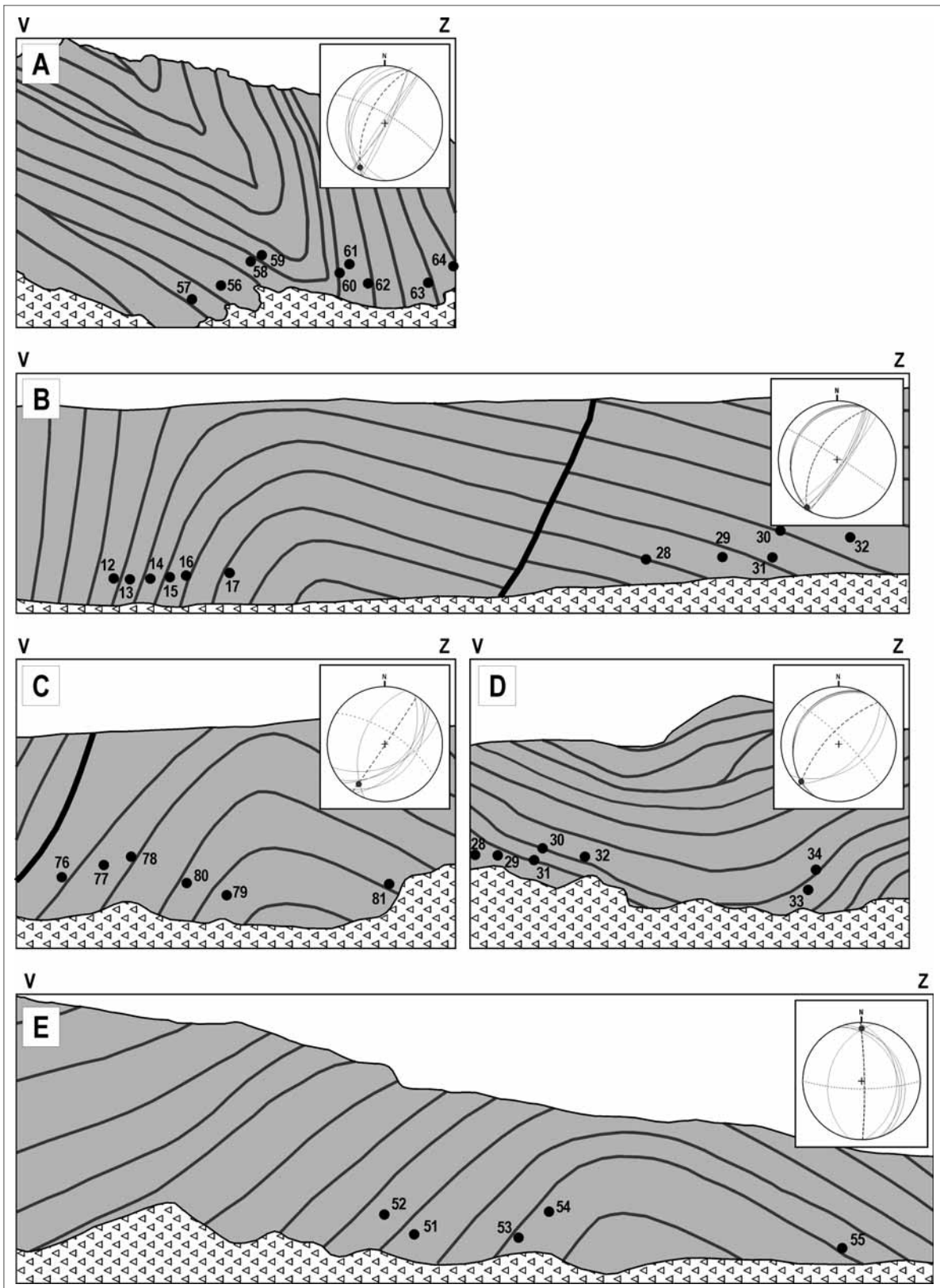
Oproti tomu již hrubé porovnání diskutované vrásové stavby z lomu Podhůra s vrásami studovanými na východním okraji Nízkého Jeseníku ukazuje jak významné podobnosti, tak i významné rozdíly. Vrásová stavba byla na východním okraji Nízkého Jeseníku v minulých letech detailněji studována na řadě lokalit, na kterých byly vrásové ohyby velmi dobře odkryty, např. v lomech Hrabůvka, Olšovec, Nejdek (Havíř 2003; Havíř a kol. 2003), ve štolách jižně od Oder (Havíř 2003), v několika opuštěných lomech sv. od Oder (Havíř – Gilíková 2007) či v lomu Jakubčovice (Havíř 2001).

K významným podobnostem patří zejména tvar vrásových struktur odpovídajících sevřeným řádově kilometrovým vrásám. Také u řádově kilometrových výcho-

dovergentních vrás na východním okraji Nízkého Jeseníku byl pozorován rychlý ohyb vrstev v zámkových oblastech (především v případě synforem), jejichž rozměry jsou malé (řádově srovnatelné s mocností ohýbaných vrstev) ve srovnání s délkou vrásových ramen (Havíř 2003; Havíř a kol. 2003; Havíř – Gilíková 2007). Mají stejný tvar, jaký byl pozorován v případě synformního ohybu A v lomu Podhůra.

Druhou významnou podobností je podobnost v orientaci vrásových os. Subhorizontální až mírně ukloněné osy orientované ve směru S–J až SV–JZ jsou charakteristické jak pro vrásy pozorované v lomu Podhůra, tak i pro vrásové struktury sledované v různých místech východního okraje Nízkého Jeseníku.

Naopak zřetelný rozdíl lze sledovat v případě sklonů osních rovin a ramen vrás. Pro východní okraj Nízkého Jeseníku je charakteristické, především pokud jde o řádově kilometrové východovergentní vrásy, že jedno vrásové rameno je překocené, přičemž plochy vrstevnatosti v něm mají převážně střední úklony, zatímco druhé rameno je v nepřekocené poloze a subhorizontální či jen mírně ukloněné. Oproti tomu v lomu Podhůra byly, jak bylo popsáno výše, zjištěny strmé až subvertikální úklony v případě vrásového ramene odpovídajícímu svou pozicí a charakterem mírně ukloněnému a překocnému rameni vrás ve východní části Nízkého Jeseníku. Podobně druhé rameno, odpovídající svou pozicí subhorizontálnímu rameni vrás sledovaných na východním okraji Nízkého Jeseníku, se v lomu Podhůra vyznačuje převážně středními úklony ploch vrstevnatostí. Důsledkem odlišných úklonů ramen vrás jsou také odlišné úklony osních rovin sledovaných v lomu Podhůra a na východním okraji Nízkého Jeseníku. Zatímco na východním okraji Nízkého Jeseníku se osní roviny sevřených východovergentních řádově kilometrových vrás uklánějí k západu až severozápadu pod mírnými až středními úhly, osní roviny sledované v lomu Podhůra



Obr. 3: Schematické nákrisy vrásových ohybů A až E (tmavě šedé linie – plochy vrstevnatosti; silné černé linie – významné dislokace; černá kolečka – přibližná místa měření ploch vrstevnatosti využitých k výpočtu orientace vrásových os a vrásových osních rovin; šedou barvou je vyznačena lomová stěna) a grafy (Lambertova projekce, spodní polokoule) znázorňující orientaci ploch vrstevnatosti (nepřerušované velké oblouky), vrásových os (šedá kolečka), osních rovin vrás (přerušované velké oblouky) a ploch kolmých na vrásové osy (tečkované velké oblouky).

Fig 3: Schemes of the fold hinge zones A to E (dark grey lines – bedding planes; bold black line – dislocation; black circles – approximate points of bedding orientation measurements used for calculation of orientations of fold axes and axial planes; grey colour shows quarry wall) and graphs (Lambert projection, lower hemisphere) displayed orientations of bedding planes (continuous great circle arcs), fold axes (grey circles), axial planes (dashed great circle arcs) and plane perpendicular to fold axes (dotted great circle arcs).

mají sice podobné azimuty směru, ale jejich úklony jsou strmé až subvertikální.

Vrásový systém pozorovaný v lomu Podhůra tedy svým charakterem a orientací vrásových os dobře koresponduje s tvarem vrás i orientací os vrásovo-násunového systému na východním okraji Nízkého Jeseníku. Celý vrásový systém v lomu Podhůra (a také v dalších místech v kulmských jednotkách kry Maleníku) je však oproti vrásovo-násunovému systému na východním okraji Nízkého Jeseníku ukloněn k západu až severozápadu, a to nejméně o 40°.

Závěr

V lomu Podhůra byly pozorovány vrásové ohyby jednak systému řádově kilometrových východovergentních vrás a jednak řádově stametrové rozevřené vrásy komplikující středně ukloněné rameno větší, řádově kilometrové vrásy. Orientace vrásových os (S–J až SV–JZ) je v dobré shodě s převažující orientací vrásových os v kulmských sedimentech na východním okraji Nízkého Jeseníku. Výrazně odlišné jsou ale sklony vrásových ramen a os-

ních rovin. Vrásový systém pozorovaný v lomu Podhůra je oproti vrásovo-násunovému systému na východním okraji Nízkého Jeseníku ukloněn k západu o nejméně 40° strměji. Příčiny takového úklonu kulmských jednotek jihozápadní části kry Maleníku oproti kulmu východního okraje Nízkého Jeseníku by bylo možné hledat hypoteticky jak ve variských, tak i v povariských procesech, mimo jiné např. v procesech spjatých s neogenní kompresí spojenou s dosouváním západokarpatských příkrovů, jejíž projevy byly v minulosti doloženy také přímo v lomu Podhůra (Havíř – Otava 1995). Dostatečně průkazné doklady o stáří a příčinách rotace vedoucí k pozorovanému úklonu vrásové stavby ale zatím k dispozici nejsou.

Poděkování

Příspěvek vznikl v rámci prací na projektu ČGS číslo 321186 „Základní geologické mapování České republiky 1 : 25 000 pro roky 2014–2018, oblast střední Morava“. Autor děkuje oběma recenzentům (RNDr. Jiřímu Otavovi, CSc. a RNDr. Jiřímu Rezovi, Ph.D.) za jejich připomínky.

Literatura

- Čížek, P. – Tomek, Č. (1991): Large-scale thin-skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. – *Tectonics*, 10, 2, 273–286.
- Dvořák, J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – Český geologický ústav, Praha.
- Grygar, R. – Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. – *Journal of the Czech Geological Society*, 40, 1–2, 65–90.
- Havíř, J. (2001): Paleostress analysis in the Jakubčovice quarry (the Nízký Jeseník Upland) – an example of results affected by folding. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 76, 3, 169–177.
- Havíř, J. (2003): Geometrie strukturních prvků na jv. okraji Nízkého Jeseníku a ve kře Maleníku – předběžné výsledky (měření a analýzy v roce 2002). – MS, ČGS. Brno.
- Havíř, J. – Dvořák V. – Otava (2003): Nové výsledky strukturního studia Paleozoika okolí Hranic. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002*, 48–51.
- Havíř, J. – Gilíková H. (2007): Výsledky strukturního studia kulmských sedimentů v okolí Suchdolu nad Odrou. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, 52–55.
- Havíř, J. – Otava, J. (2004): Badenian deformations in Carpathian Foredeep; a case study from NE Moravia. – *Scripta Facultatis Scientiae Naturalis Universitatis Masarykiensis Brunensis* 31–32, *Geology*, 99–106.
- Kodym, O. – Fusán, O. – Matějka, A. (1967): Geologická mapa ČSSR 1 : 500 000. – Ústřední ústav geologický, Praha.
- Krejčí, O. – Hanžl, P. – Hubatka, F. – Sedlák, J. – Švancara, J. (2002): Hercynian and Alpine brittle deformation of the Bruno-Vistulicum and its sedimentary cover units in the footwall of the Outer Western Carpathians (E part of the Czech Republic). – *Krystalinikum*, 28, 145–167.
- Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jeseníckého bloku. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického*, sv. 59, 172 pp.
- Mahel', M. – Púchy, R. – Varga, J. (1973): Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas 1 : 1 000 000. – GUDŠ Bratislava/UNESCO Paris.
- Otava, J. – Havíř, J. (2006): Apparent contradiction between tectonics and deposition in overturned strata — a case study from the “Moravian Culm” (Czech Republic). – *Geological Quarterly*, 50, 3, 391–396.
- Roth, Z. (1990): Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XXIV Olomouc. – Ústřední ústav geologický Praha.

POZNÁMKY K ČLÁNKU „BENEŠ L., JIRÁSEK J., HÝLOVÁ L., SIVEK M. (2013): MOCNOST SVRCHNÍCH HRUŠOVSKÝCH VRSTEV (NAMUR) V ČESKÉ ČÁSTI HORNOSLEZSKÉ PÁNVE. – GEOL. VÝZK. MOR. SLEZ., 20, 1–2, 112–115. BRNO“

Comments to the paper: „Thickness of the Upper Hrušov Member (Namurian) in the Czech part of the Upper Silesian Basin“ – Geol. výzk. Mor. Slez., 20, 1–2, 112–115. Brno

Jiří Horák

Trojanovice 592, 744 01; e-mail: horak.sterkovny@centrum.cz

(15-41 Hlučín, 15-42 Bohumín, 15-43 Ostrava, 15-44 Karviná, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek Místek)

Key words: comments, Upper Hrušov member, review

Abstract of the reply to the paper

The authors of the article did not include all known geological data on the thickness of the Upper Hrušov Mbr. There are missing known data from the Ostrava region, Karviná area, and from the area eastern of Frenštát pod Radhoštěm. The actual course of izopachs is somewhat different than stated in the article. There is no evidence that the greatest thickness of the Upper Hrušov Mbr. is situated in the axis of the Příbor – the centre of Ostrava area. The greatest thickness was situated on the West of the today well-known occurrences in the area, which was eroded. The greatest known 610 meters thickness is situated in the northern-western part of Ostrava. There is no evidence for the thickness of 669 m. In the area of Příbor, where a thickness of 572 meters is given, the real thickness is of 390 metres. The buried Carboniferous Žukov ridge has the thickness of described unit between 70–80 meters rather than 150–300 m, as it was indicated. The authors actually exchanged the marine horizon Františka (in the ceiling there is a lower boundary of the Upper Hrušov Mbr.) with marine horizons Naneta in brackish facies of the Upper Petřkovice Mbr. Also the presented borehole (no Lichnov NP 839) does not present an objective view on the sedimentological evolution of the Upper Hrušov Mbr. in the Czech part of Upper Silesian Basin. This borehole is located in an area with a strong reduced thickness of 120 m.

The authors use an old and not precisely actualized lithostratigraphical correlation of particular members in historical documentation of the boreholes from cca 70's of the 20th century. In the paper the knowledge and geological mine documentation from the active coal mines were not respected.

Problematika vymezení hranic svrchních hrušovských vrstev

Současné vymezení hranic svrchních hrušovských vrstev pochází od autorů Řehoře a Zemana z roku 1958, článek vyšel v časopise Uhlí. Tato zásadní práce není uvedena ani v článku a ani v literatuře, na kterou se autoři odvolávají. V minulosti byly hranice vrstevních jednotek ostravského souvrství kladeny do významných a dobývaných slojí. Stejně tomu bylo i v případě svrchních hrušovských vrstev. Spodní hranice byla pokládána do sloje Františka (cca 50 m v podloží báze mořského horizontu Františky, 80 metrů pod dnešní hranici – strop mořského horizontu Františky). Svrchní hranice byla ve sloji Leopold – v nejnižší sloji jakloveckých vrstev, asi 90 m nad současnou hranicí (údaje o mocnosti jsou pro oblast s nejvyššími mocnostmi – sz. část Ostravy). Řehoř a Zeman (1958) přesunuli hranice do stropů významných mořských horizontů. A zde je první problém této práce – kdo se neorientuje ve faunistických horizontech, má většinou problém při stanovování hranic vrstevních jednotek v ostravském souvrství. Rovněž samotné vymezení hranic Řehořem a Zemanem (1958) je problematické v tom, že většina hranic je stanovena do stropů mořských horizontů – ústupu moře z příbřežní plošiny hornoslezské pánve. Nástup mořské transgrese byl náhlý, ústup moře pozvolný. Proto nejvyšší nálezy fauny například mořského horizontu Františky (spodní hranice svrchních hrušovských vrstev) jsou z různých stratigrafic-

kých úrovní, podle možnosti dochování zbytků, písčitosti mořských sedimentů a nakonec podle ochoty paleontologa hledat v téměř sterilních sedimentech ojedinělé zbytky mořské fauny. Rozdíly v určení nejvyšších poloh nálezů mořské fauny a tudíž i spodní hranice svrchních hrušovských vrstev jsou až v desítkách metrů (mimo jiné proto navrhuje v připravovaném článku: Horák, Martinec, Malek (in prep.) položit spodní hranici svrchních hrušovských vrstev do jednoznačně určitelné báze mořského horizontu Františky). Svrchní hranice svrchních hrušovských vrstev se určuje lépe – svrchní hranici svrchního mořského horizontu Enny je možno určit s chybou několika metrů.

Prezentace svrchních hrušovských vrstev na vývoji ve vrtu Lichnov NP 839

Jako příklad vzorového vývoje svrchních hrušovských vrstev je uveden vrt Lichnov NP 839. Ten se nachází již v oblasti velmi silné redukce svrchních hrušovských vrstev, takže podává zcela zkrácený obrázek o vývoji svrchních hrušovských vrstev. Největší mocnost svrchních hrušovských vrstev byla zjištěna v oblasti Ostravy a to 610 metrů, v prezentovaném vrtu dosahují svrchní hrušovské vrstvy kolem 120 metrů. Vezmeme-li v úvahu svrchní hrušovské vrstvy bez mořských horizontů Enny, jejichž mocnost se redukuje jv. směrem méně intenzivně, tak mocnost 500 metrů na sz. pánve je ve vrtu redukována na 45 metrů. Tento stratigrafický úsek v oblasti Ostravy

obsahuje zhruba 15 místně dobyvatelných slojí (mocnější než 60 cm) a dalších 45 uhelných pásků a uhelných poloh, dalších 6 mořských pater (slojí Roland, Qark, Pipin, Osmana a Makra), tonsteiny slojí Roland (219 OKD) a Horymír (243 OKD) a další vulkanogenní horizonty, zde je tento úsek prezentován dvěma uhelnými páskými. Z pohledu ilustrace vývoje svrchních hrušovských vrstev nebyly ve stratigrafickém úseku vrtu NP 839, který odpovídá sekvenci mořských horizontů Enny, prokázány dva významné mořské horizonty – spodní střední a svrchní střední horizonty Enny. O úrovni znalostí autorů o svrchních hrušovských vrstvách svědčí nekritické přebírání chybných údajů z archivní dokumentace jako například v případě vrtu NP 839. V jedné z verzí profilu tohoto vrtu je uvedeno u lingulového horizontu Flory – lingulový hor. skup. Flory. Žádná skupina faunistických horizontů Flóry nebyla vymezena – lingulový (nebo mořský) horizont Flóry patří do skupiny horizontů Enny (č. XVI) (např. Řehoř a Řehořová 1972). Zde je patrně také jeden z problémů této práce, že byly přebírány údaje ze starších podkladů bez jejich kritické revize – zde například v označení faunistických horizontů. Je si třeba uvědomit, že v mnohých archivních podkladech jsou hranice svrchních hrušovských vrstev kladeny do různých stratigrafických úrovní.

Neúplnost podkladů o mocnostech svrchních hrušovských vrstev

Pro objektivní zhodnocení vývoje mocnosti svrchních hrušovských vrstev je třeba získat veškeré údaje o jejich vývoji. Sice autoři v článku informují, že neberou v úvahu informace z důlních vrtů a důlních děl, ale neúplnost podkladů je další chybou tohoto článku. Údaje o mocnostech z profilů jam a překopů jsou naopak přesnější, protože lze vyloučit vliv tektonických poruch, rovněž důlní vrty jsou většinou realizovány v dobývaných krách mimo tektonické poruchy. Údaje z Ostravska úplně chybí (s výjimkou dvou údajů na jv. okraji oblasti), i když zde byly svrchní hrušovské vrstvy intenzivně dobývány a prozkoumávány. Na Karvinsku jsou o mocnosti svrchních hrušovských vrstev pouze dva údaje, ani jeden není zahrnut do práce – údaje z vrtu Stonava SV2, jehož výsledky jsou hojně publikovány a údaje z důlního vrtu SuSto 545, který rovněž zastihl celé svrchní hrušovské vrstvy. Rovněž v práci nejsou zahrnuty informace z oblasti v. od Frenštátu (zde jsou svrchní hrušovské vrstvy silně redukovány – přechodný a platformní vývoj) – vrty NP 522, NP 531, NP 532, NP 539, NP 552, NP 554, NP 549, NP 826, NP 830, NP 827, SV 6, SP-1 Ja 2 a řada dalších.

K údajům o nejvyšších mocnostech svrchních hrušovských vrstev

Největší mocnost svrchních hrušovských vrstev je v sz. části denudačního zbytku svrchních hrušovských vrstev v oblasti Ostravy (v hranicích strop mořského horizontu Františky – strop svrchního mořského horizontu Enny) a to 610 metrů, údaj 669 m, jak je uvedeno v článku, se nepodařilo ověřit. Rovněž nejvyšší mocnost v oblasti Příbora 572 m se nepodařilo ověřit, zde je mocnost kolem 390 m. Tyto podstatně větší hodnoty mocnosti, než je

skutečnost, vidím v přebírání údajů z archivní dokumentace, kde je spodní hranice svrchních hrušovských vrstev položena do báze mořského horizontu Františky (nebo sloje Františka) a svrchní do nejnižší sloje jakloveckých vrstev (sloj Leopold) nebo v extrapolacích použitými počítačovými programy.

Nejasnosti v mapě izopach svrchních hrušovských vrstev

Podle této mapy se jeví, že místo nejvyšší subsidence v období sedimentace svrchních hrušovských vrstev je v. od dnešního okraje výskytu svrchních hrušovských vrstev v pruhu Příbor – centrum Ostravy. Západně od této linie se mocnosti snižují. Není jediný důkaz pro toto tvrzení (nejen pro svrchní hrušovské vrstvy, ale pro všechny vrstevní jednotky ostravského souvrství – místo nejvyšší subsidence se nacházelo z. od dnes známých výskytů ostravského souvrství). Tato konstrukce je podivná zvláště v oblasti Ostravy, kde jsou podle obrázku 2 pouze dva údaje o mocnostech a to ještě na okraji oblasti. Mocnosti svrchních hrušovských vrstev mezi 0 až 150 metry případně mezi 150 až 300 metry v oblasti jz. okraje Ostravy jsou zjevně pouze konstrukcí programu InRoads a Microstation V8i. Rovněž oblast s většími mocnostmi svrchních hrušovských vrstev v oblasti Žukova (z. od Českého Těšína) mezi 150 až 300 m je výsledkem přebírání údajů ze starších prací bez kritického přehodnocení starší stratigrafie ve vrtech. Již ve vrtu Chotěbuz NP 752 je mocnost svrchních hrušovských vrstev silně redukována a dosahuje 100 m. Jižně od tohoto vrtu v oblasti Žukova dochází k totální redukci mezilozí mořských horizontů Františky a Enny, takže se mořský horizont Františky jeví jako nejnižší horizont mezi mořskými horizonty Enny. Ale je ho možno odlišit podle typických asociací fauny (Řehoř 1972). Takže zde je mocnost svrchních hrušovských vrstev redukována na mořské horizonty Enny, což je mezi 70–80 metry a nikoli 150–300 metrů. Stratigraficky nižší lingulové horizonty, které jsou považovány v některých publikacích za ekvivalent mořského horizontu Františky, jsou ve skutečnosti mořské horizonty Nanety z nejvyšší části petřkovických vrstev v lingulovém (brakickém) vývoji.

Závěr

Na závěr je možné konstatovat, že diskutovaný článek, který vychází z projektu SP2012/24, podává neúplné a nepřesné údaje o vývoji svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. Autoři prokázali, že se neorientují ve stratigrafii svrchních hrušovských vrstev včetně výše zmíněného problému neznalosti vývoje faunistických horizontů a asociací faun. Zásadní známé údaje o jejich vývoji v analýze nejsou zahrnuty. Z článku je patrné, že se autoři neměli možnost seznámit s konkrétním geologickým materiálem ze svrchních hrušovských vrstev a pouze přebírali bez přehodnocení údaje ze starších prací.

Recenze – shrnující poznámky k článku:

„Mocnost svrchních hrušovských vrstev (namur–missip) v české části hornoslezské pánve“ autorů Luboš Beneš, Jakub Jirásek, Lada Hýlová, Martin Sivek

Autoři do článku nezahrnuli všechny známé geologické údaje o mocnosti svrchních hrušovských vrstev. Chybí známé údaje z Ostravska, Karvinska, a z oblasti v. od Frenštátu pod Radhoštěm. Skutečný průběh izopach je poněkud odlišný, než je uvedeno v článku, nejsou důkazy, že je největší mocnost v ose Příbor – střed Ostravy. Největší mocnosti se nacházely z. od dnes známých výskytů v oblasti, která byla erodována. Největší známá mocnost je v sz. části Ostravy a to 610 metrů, nejsou důkazy pro mocnost 669 m. V oblasti Příbora, kde je uvedena mocnost 572 metrů, je skutečná mocnost 390 metrů. V oblasti žukovského hřbetu je mocnost mezi 70–80 metry a nikoliv 150–300 m, jak je uvedeno. Autoři totiž zaměnili mořský

horizont Františky (ve stropu je spodní hranice svrchních hrušovských vrstev) s mořskými horizonty Nanety v brakickém vývoji ze svrchní části petřkovických vrstev. Rovněž prezentovaný vrt (Lichnov NP 839) nepodává objektivní pohled na vývoj svrchních hrušovských vrstev v české části hornoslezské pánve. Nachází se v oblasti se silnou redukcí na 120 metrů. Autoři použili neaktualizovanou litostratigrafii jednotlivých vrstev z geologické dokumentace pocházející z cca 70. let 20. století. Nebyly respektovány poznatky a geologická důlní dokumentace z aktivních uhelných dolů. Proto jsou takto použitá data a informace v článku subjektivně interpretována.

Literatura

- Horák, J. – Martinec, P. – Malek, O. (in prep.): The boundaries, thicknesses and age of the Ostrava Formation members (Serpukhovian) within the Czech part of the Upper Silesian Basin. – *Bulletin the Geosciences*.
- Řehoř, F. (1972): Korelace faunistických horizontů ostravského souvrství ve východní depresi československé části hornoslezské pánve. – *Přírodovědecký sborník Ostravského muzea*, 167–182, Ostrava.
- Řehoř, F. – Řehořová, M. (1972): Makrofauna uhlonosného karbonu československé části hornoslezské pánve. Profil, Ostrava.
- Řehoř, F. – Zeman, J. (1958): Problémy stratigrafického dělení ostravských vrstev na základě nových výzkumů. – *Uhlí*, 8, 234–237, Praha.

PŮVOD A CHEMICKÉ SLOŽENÍ FLUID POVARISKÉ HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE NA LOKALITĚ ZLATÝ DŮL U HLUBOČEK (SPODNÍ KARBON NÍZKÉHO JESENÍKU)

Origin and chemical composition of fluids of post-Variscan hydrothermal mineralization at locality Zlatý důl near Hlubočky (Lower Carboniferous of the Nížký Jeseník Upland)

Michaela Kotlánová^{1,2}, Zdeněk Dolníček²

¹ Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37, Brno; e-mail: kotlmi@seznam.cz

² Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 17. listopadu 12, 771 46, Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

(25-11 Hlubočky)

Key words: Lower Carboniferous, Nížký Jeseník, hydrothermal mineralization, fluid inclusions, stable isotopes, crush-leach analyses

Abstract

Origin and chemical composition of fluids of hydrothermal ore veins at historical deposit Zlatý důl near Hlubočky (Lower Carboniferous of the Nížký Jeseník Upland) were studied using petrography, microthermometry and crush-leach analysis of fluid inclusions and analysis of stable isotopes of oxygen and carbon in carbonates, oxygen in quartz and sulphur in sulphides. Studied mineralization has epithermal and partly mesothermal character ($T_h = < 50$ to 293 °C). The H_2O -NaCl-CaCl₂ system is mostly enclosed in the primary fluid inclusions in minerals of post-Variscan ore veins. These fluids had low to medium homogenization temperatures (68 to 293 °C) and moderate to high salinities (19–27 wt. % NaCl eq.). In contrast, low to moderate salinity (0–10 wt. % NaCl eq.) fluids of the system H_2O -NaCl-KCl-(MgCl₂-FeCl₂) with low homogenization temperatures (< 50 to 110 °C) were enclosed in secondary fluid inclusions. The main source of water was probably evaporated seawater for older fluids. The source of carbon was in carbon of the homogenized Earth's crust and partly in carbon of organic matter. Meteoric water is the main source for younger fluids. Origin of sulphur of sulphides is in the surrounding Lower Carboniferous sediments (shales). The high content of SO₄ in fluids hosted by Fe-rich dolomite suggests the origin of the fluids in the evaporated Permian basins. Studied older quartz-galena vein is probably Variscan in age. Genetically similar mineralization can be found also at other localities in the Moravo-Silesian Lower Carboniferous (Culm, siliciclastics of the Lower Carboniferous age).

Úvod

Lokalita Zlatý důl se nachází v kulmu Nížkého Jeseníku, konkrétně v moravickém souvrství, cca 9 km sv. od Olomouce. Ve středověku se zde těžily polymetalické Cu-Pb-(Au?)-(Ag?) rudy, zejména galenit, ze kterého bylo získáváno stříbro (Novák – Štěpán 1984). Horninové prostředí v okolí lokality je reprezentováno kulmskými sedimenty (klastika spodního karbonu), převážně jílovými břidlicemi a prachovci, které se střídají s polohami drob. Podél potoka Zlatý důl, který je pravostranným přítokem řeky Bystřice, můžeme nalézt haldičky s úlomky hydrotermální žiloviny. Hlušina žil je křemenná, křemen-karbonátová či karbonátová. Sulfidické minerály jsou zastoupeny hlavně chalkopyritem a galenitem, méně pak sfaleritem a pyritem. Nalezen byl i primární chalkozín (Novotný – Pauliš 2006), anatas (Zimák 1984), baryt a minerály vzácných zemin (synchysit, xenotim a minerály skupiny crandallitu) (Dolníček 2010; Kotlánová 2015). Na žilách ve Zlatém dole byly zjištěny dvě generace křemene. Starší mléčně bílý hrubozrnný křemen tvoří samostatné žíly a z rudních minerálů je na něj vázán pouze galenit. Mladší křemen je našedlý, jemnozrnný až středně zrnitý, uzavírá v sobě chalkopyrit a další sulfidické minerály. Z karbonátů je hojný dolomitický karbonát, který svým chemickým složením odpovídá dolomitu až Fe-bohatému dolomitu (Zimák – Večeřa 1991; Kotlánová 2015), méně pak kalcit. Hydrotermální mineralizací ze Zlatého dolu se již zabývala

řada autorů (např. Dolníček 2010; Dolníček – Filip 2008; Kotlánová – Dolníček 2014; Novotný – Pauliš 2006, 2009; Novotný et al. 2008; Zimák – Večeřa 1991; Zimák et al. 2002). Většina uvedených publikací byla zaměřena hlavně na mineralogii hydrotermálních žil, ovšem o podmínkách vzniku žil, původu a chemickém složení fluid formujících mineralizaci zatím příliš mnoho poznatků nemáme. Zimák et al. (2002) studovali fluidní inkluze v jednom vzorku mladšího křemene ze Zlatého dolu. U primárních inkluzí byly změřeny homogenizační teploty v rozmezí 114–132 °C a salinita byla okolo 23 hm. % NaCl ekv. Zimák a Večeřa (1991) analyzovali stabilní izotopy síry v sulfidech a uvažují o původu síry v kulmských sedimentech.

Metodika a materiál

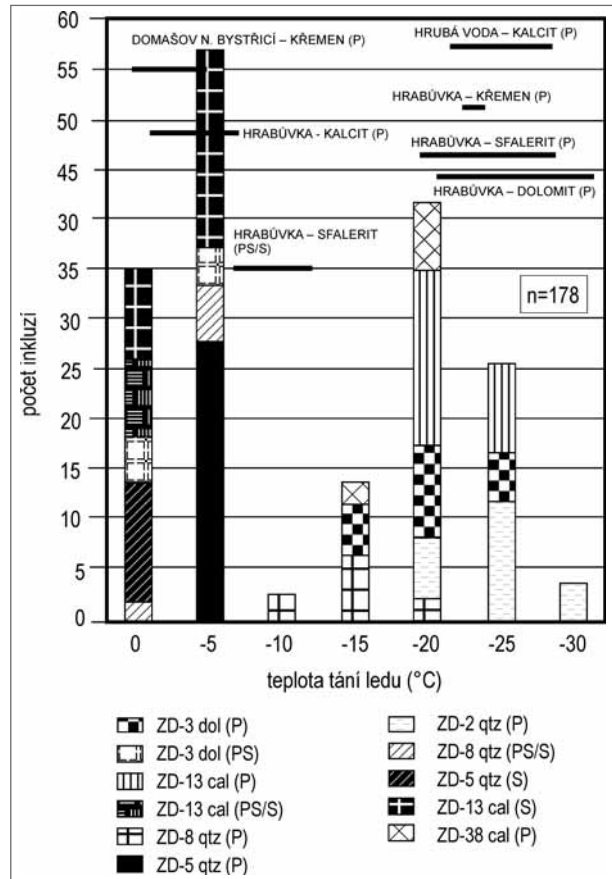
Na haldách ve Zlatém dole byly v letech 2012–2015 odebrány vzorky žiloviny k následnému studiu. Z reprezentativních vzorků byly vyhotoveny oboustranně leštěné destičky. Mikrotermometrická měření byla provedena na aparatuře Linkam THMSG 600 instalované na polarizačním mikroskopu Olympus BX-51 na Katedře geologie PŘF UP v Olomouci. U inkluzí byly měřeny následující parametry: T_f – teplota zamrznutí, T_h – teplota homogenizace, T_{mice} – teplota tání posledního krystalku ledu a T_e – teplota eutektika. Salinita byla vypočítána dle Bodnara (1993). Pro genetické typy fluidních inkluzí byly použity

následující zkratky: P – primární, PS – pseudosekundární a S – sekundární.

Vzorky křemene a karbonátu, určené pro studium výluhů fluidních inkluzí, byly podrceny na frakci 0,3–1,1 mm a vzorky křemene byly povařeny v HNO₃ a následně v destilované vodě. Vzorky byly vysušeny a pod binokulárním mikroskopem z nich byly odseparovány jiné minerální fáze a nečistoty. Odvážené množství (1 g) bylo odesláno na Montanuniversität do Leobenu, kde následovalo promytí vzorků v deionizované vodě a následné sušení vzorků při teplotě 50 °C. Vysušený vzorek o hmotnosti 1 g byl poté rozetřen v achátové misce společně s 5 ml deionizované vody. Vzniklá suspenze byla přefiltrována přes 0,2 μm nylonový filtr. Filtrát byl analyzován v iontovém chromatografu Dionex DX-500. Detekční limity: Cl (10 ppb), Br (2 ppb), F (5 ppb), I (0,1 ppb) a SO₄ (10 ppb). Analýzy provedl prof. W. Prochaska.

Izotopové složení C a O v karbonátech a S galenitů bylo analyzováno v ČGS v Praze na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 Mgr. I. Jačkovou. Z karbonátů byl 100 % kyselinou fosforečnou ve vakuu uvolněn CO₂. Sulfidy byly ve vakuu oxidovány oxidem měďnatým na SO₂ za teploty 800 °C. Jako standardů bylo použito pro uhlík PDB, pro kyslík SMOW a pro síru CDT. Přesnost měření pro kyslík byla ±0,1 ‰, pro uhlík ±0,05 ‰ a pro síru ±0,2 ‰. Pro výpočet izotopového složení C, O a S fluid byly použity rovnice dle Zheng (1993, 1999), Ohmoto – Rye (1979) a O’Neila et al. (1969).

Vzorky křemene pro studium izotopů kyslíku byly odseparovány od okolní horniny a jiných minerálních fází. Následně byly vzorky povařeny v HCl a následně i v HNO₃. Následovalo propláchnutí vzorků ve vroucí destilované vodě. Usušené vzorky byly rozetřeny na analytickou jemnost v achátové misce. Poté byly vzorky odeslány na analýzy na pracoviště izotopové geochemie na univerzitě v Tübingenu. Analýzy byly provedeny dr. H. Taubaldem na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 253. Kyslík se z křemene uvolňoval fluoračním činidlem BrF₅ za teploty 500–650 °C a následně se redukoval uhlíkem na CO₂. Chyba měření je max. 0,1 ‰.



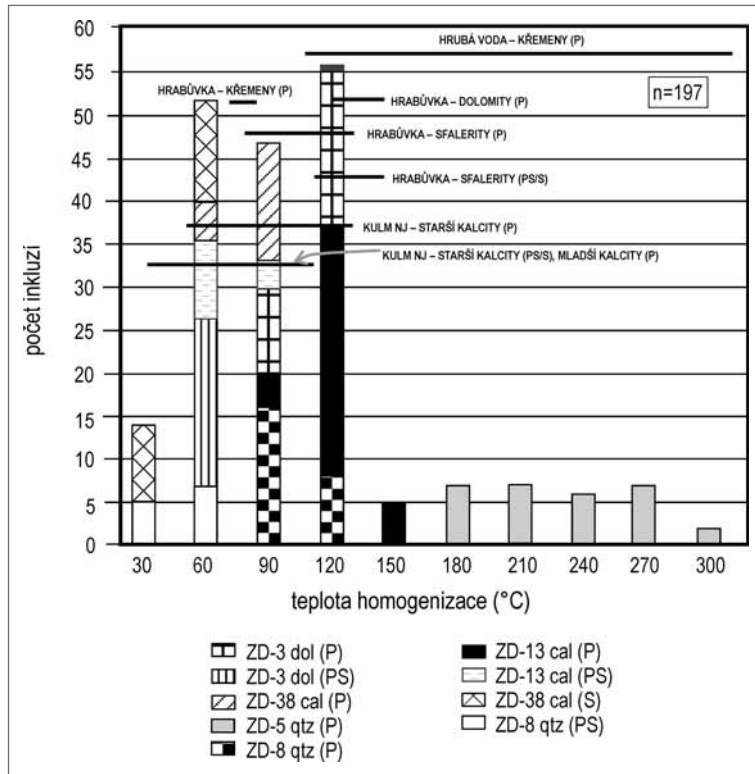
Obr. 1: Graf četnosti naměřených teplot tání posledního krystalu ledu fluidních inkluzí v minerálech povariských rudních žil ze Zlatého dolu a srovnání s dříve publikovanými daty (vodorovné pruhy) pro Hrabůvku (Slobodník – Dolníček 2001), Hrubou Vodou (Dolníček et al. 2003) a ostatní lokality kulmu Nížkého Jeseníku (Kučera 2009).

Fig. 1: Chart of frequency of measured melting temperatures of the last ice crystal in fluid inclusions in minerals from post-Varriscan ore veins from Zlatý důl and comparison with previously published data (horizontal bands) for Hrabůvka (Slobodník – Dolníček 2001), Hrubá Voda (Dolníček et al. 2003) and other localities in Culm of the Nizký Jeseník Upland (Kučera 2009).

Tab. 1: Mikrotermometrická data fluidních inkluzí v minerálech rudních žil ze Zlatého dolu.

Tab. 1: Microthermometric data of fluid inclusions in minerals of the ore veins from Zlatý důl.

Vzorek	Minerál	Geneze	Fázové složení (stupeň zaplnění)	Velikost (μm)	T _{mice} (°C)	T _h (°C)	T _c (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
ZD-3	Fe-bohatý dolomit	P	L, L+V (0,95)	2 až 7	-25,7 až -15,8	99 až 138	-55,7 až -46,8	19,5 až 26,3
		PS/S	L+V (0,95)	2 až 4	-4,3 až -0,5	49 až 62	-22,3 až -20,9	1,7 až 6,5
ZD-5	Křemen	P	L+V (0,70–0,95)	3 až 12	-4,1 až -7,0	182 až 293	-37,1 až -36,0	6,5 až 10,5
		S	L	4 až 7	-1,2 až -0,7			1,5 až 2,0
ZD-8	Křemen	P	L, L+V (0,70–0,95)	3 až 20	-22,8 až -16,2	77 až 134	-55,4 až -37,8	19,5 až 24,5
		PS	L, L+V (0,95)	2 až 5	-5,6 až -0,8	42 až 68	-23,2	1,7 až 9,2
		S	L	2 až 4	-4,3 až -0,3		-52,1 až -49,0	0,4 až 6,5
ZD-2	Křemen	P	L, L+V (0,95)	3 až 7	-26,0 až -22,3	99 až 201		24,2 až 26,3
ZD-13	Kalcit	P	L+V (0,70–0,95)	3 až 8	-27,6 až -18,4	116 až 139	-56,0 až -46,8	21,3 až 27,2
		PS	L	4 až 5	-0,3 až 0,0			0,0 až 0,4
		S	L, L+V (0,90–0,95)	4 až 8	-6,2 až -4,5	56 až 110	-37,3 až -36,8	7,0 až 9,2
ZD-38	Kalcit	P	L+V (0,95)	2 až 10	-22,1 až -16,4	68 až 94	-52,1 až -43,1	19,5 až 24,2



Obr. 2: Graf četnosti naměřených teplot homogenizace fluidních inkluzí v minerálech rudních žil ze Zlatého dolu a srovnání s dříve publikovanými daty (vodorovné pruhy) pro Hrabůvku (Slobodník – Dolníček 2001), Hrubou Vodu (Dolníček et al. 2003) a ostatní lokality kulmu Nížkého Jeseníku (Kučera 2009). Fig. 2: Chart of frequency of measured homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals from ore veins from Zlatý důl and comparison with previously published data (horizontal bands) for Hrabůvka (Slobodník – Dolníček 2001), Hrubá Voda (Dolníček et al. 2003) and other localities in Culm of the Nížký Jeseník Upland (Kučera 2009).

Petrografie a mikrotermometrie fluidních inkluzí

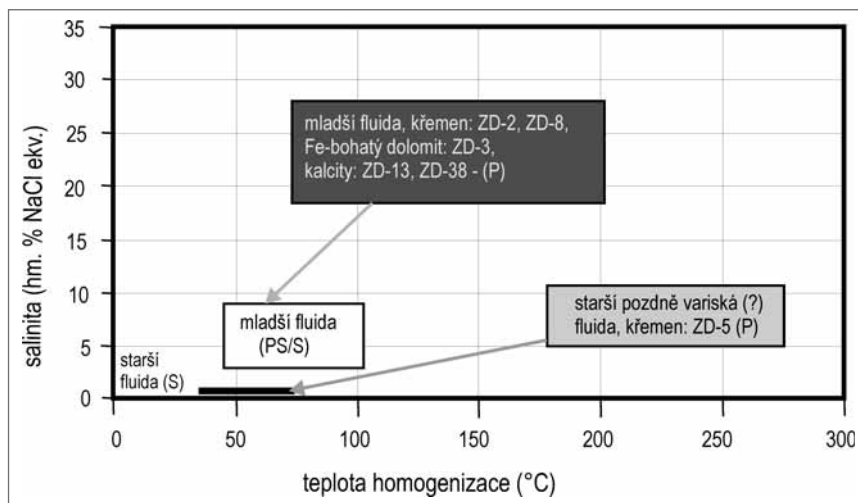
Fluidní inkluze byly studovány v křemenech (vzorky ZD-2, ZD-5, ZD-8), kalcitech (vzorky ZD-13, ZD-38) a dolomiticém karbonátu (vzorek ZD-3) z rudních žil.

Z genetického hlediska převažují u všech vzorků inkluze primární, které nalézáme podél růstových zón či soliterně nebo ve skupinkách po několika inkluzích. Dle fázového složení se jedná o plynokapalné inkluze, obsah plynné fáze je nejčastěji okolo 5 až 10 obj. %, méně často zaujímá plynná fáze až 30 obj. % (ZD-5). Tvary inkluzí jsou nejčastěji nepravidelné, spíše nahodile i tvaru negativního krystalu. U křemene (ZD-8) byly nalezeny i inkluze ve tvaru kapky. P inkluze dosahují max. velikosti 20 μm, avšak nejčastěji měřené inkluze měly velikost 4 až 8 μm. PS i S inkluze jsou nejčastěji jednofázové, kapalné. Méně často jsou dvofázové, kdy plyn zaujímá okolo 5 obj. %. Inkluze jsou většinou velmi malé (do 5 μm) a nejčastěji mají tvar kapky, oválný nebo nepravidelný.

Obsah fluidních inkluzí vymrzá za teplot -33 až -72 °C. Nejčastěji naměřené teploty eutektika (-56,0 až -43,1 °C) indikují, že ve fluidních inkluzích je uzavřen systém H₂O-NaCl-CaCl₂. U křemene starší generace (ZD-5) byl v primárních inkluzích rozpoznán i systém H₂O-NaCl s příměsí Mg či Fe chloridů (T_c v rozmezí -37,1 až -36,0 °C; Borisenko 1977). Teplota tání posledního krystalku ledu se pohybuje v širokém rozpětí (-27,6 až 0 °C; obr. 1), což odpovídá salinitě 0 až 27,2 hm. % NaCl ekv.

V primárních inkluzích ve všech minerálech, vyjma křemene starší generace, jsou nejčastěji uzavírána středně až výšesalinní fluida. Vysoké salinity byly zjištěny u kalcitu ze vzorku ZD-13 (21,3 až 27,2 hm. % NaCl ekv.) a u Fe-bohatého dolomitu ze vzorku ZD-3 (19,5 až 26,3 hm. % NaCl ekv.) (tab. 1). Pouze primární inkluze ve starším křemenu uzavírají nízkosalinní fluida (6,5 až 10,5 hm. % NaCl ekv.). Nejvyšší homogenizační teploty primárních inkluzí byly změřeny u křemene starší generace (ZD-5, 182 až 293 °C), nejnižší (68 až 94 °C) pak u kalcitu ze vzorku ZD-38 (tab. 1, obr. 2).

V PS a S inkluzích je často uzavírán systém H₂O-NaCl, H₂O-KCl nebo pouze čistá voda.



Obr. 3: Graf závislosti teplot homogenizace a salinity fluid ve fluidních inkluzích (P, PS, S – primární, pseudosekundární, sekundární) uzavíraných v minerálech rudních žil ze Zlatého dolu. Šipka značí vývojový trend fluid.

Fig. 3: Chart of relationship between homogenization temperatures and salinity of fluids in fluid inclusions (P, PS, S – primary, pseudosecondary, secondary) enclosed in minerals of the ore veins from Zlatý důl. Arrow shows fluid evolution trend.

Tab. 2: Výsledky analýz izotopového složení kyslíku a uhlíku v karbonátech a kyslíku v křemenech ze Zlatého dolu a vypočtené izotopové složení fluid.

Tab. 2: The results of analysis of isotopic composition of oxygen and carbon in carbonates and oxygen in quartz from Zlatý důl and calculated isotopic composition of fluids.

Vzorek	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ SMOW)	Th (°C)
kalcit (ZD-13)	-7,9	-11,0 až -9,9	-11,9	18,6	3,1 až 5,2	116 až 139
Fe-bohatý dolomit (ZD-3)	-1,7	-7,2 až -5,0	-17,3	13,1	-5,4 až -1,3	99 až 138
křemen (ZD-8)				15,2	-9,4 až -1,8	77 až 134
křemen (ZD-5)				15,4	2,5 až 8,1	182 až 295

Inkluze jsou často pouze jednofázové a jsou v nich uzavřena nízkosalinní fluida (0,0 až 9,2 hm. % NaCl ekv.). PS a S inkluze s obsahem plynné fáze homogenizují na kapalinu za teplot 42 až 110 °C. Nejvyšší homogenizační teploty PS/S inkluzí byly naměřeny u kalcitu (ZD-13), nejnižší naopak u křemene mladší generace (ZD-8, tab. 1, obr. 2).

V grafu závislosti teplot homogenizace a salinity fluid (obr. 3) můžeme pozorovat dva vývojové trendy:

1) Vývoj od starších středně teplotních (182 až 293 °C) (pozdně variských?), níže až středně salinních (6 až 10 hm. % NaCl ekv.) fluid systému H_2O -NaCl-(FeCl_2 - MgCl_2) v primárních inkluzích u staršího křemene (ZD-5) k nízkoteplotním (< 50 °C), nízkosalinním fluidům (okolo 2 hm. % NaCl ekv.) v sekundárních inkluzích z téhož vzorku.

2) Vývoj od středně teplotních (68 až 201 °C), výše salinních (19 až 27 hm. % NaCl ekv.) mladších fluid systému H_2O -NaCl- CaCl_2 -(MgCl_2 - FeCl_2) v primárních inkluzích v kalcitech, křemenech mladší generace a v dolomitickém karbonátu směrem k nízkoteplotním (< 50 až 68 °C), nízkosalinním (0 až 9 hm. % NaCl ekv.) fluidům systému H_2O -NaCl-(CaCl_2 -KCl) v S, případně PS inkluzích v uvedených minerálech.

Izotopové složení S, C a O

Bylo studováno izotopové složení síry galenitu starší a mladší generace ze Zlatého dolu. U galenitu starší generace byla naměřena hodnota $\delta^{34}\text{S}$ -19,2 ‰ CDT a u galenitu mladší generace byla zjištěna mírně vyšší hodnota $\delta^{34}\text{S}$ -16,8 ‰ CDT. Obdobné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ zjistili i Zimák a Večeřa (1991) u dalších sulfidických minerálů ze Zlatého dolu. Zmínění autoři uvádějí hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ pro pyrity v rozmezí od -16,6 do -19,0 ‰ CDT, pro sfalerity -17,0 až -18,6 ‰ CDT a pro chalkopyrity -17,0 až -18,0 ‰ CDT.

Analyzováno bylo i izotopové složení uhlíku a kyslíku dvou žilných karbonátů. Nižší hodnota $\delta^{13}\text{C}$ (-7,9 ‰ PDB) byla zjištěna u hrubozrnného kalcitu (ZD-13; tab. 2), přičemž hodnota $\delta^{18}\text{O}$ u téhož vzorku byla vyšší (18,6 ‰ SMOW) oproti dolomitickému karbonátu, u kterého byla hodnota $\delta^{13}\text{C}$ -1,7 ‰ PDB a hodnota $\delta^{18}\text{O}$ 13,1 ‰ SMOW. Z těchto naměřených hodnot bylo za použití homogenizačních teplot fluidních inkluzí vypočítáno izotopové složení kyslíku a uhlíku fluid (tab. 2).

Izotopové složení kyslíku žilného křemene bylo studováno u starší a mladší generace křemene ze Zlatého dolu. Starší křemen ze vzorku ZD-5 měl hodnotu $\delta^{18}\text{O}$ 15,4 ‰ SMOW. U mladšího křemene (ZD-8) byla zjištěna hodnota 15,2 ‰ SMOW.

Chemické složení výluhů fluidních inkluzí

Výluhy fluidních inkluzí byly analyzovány u tří vzorků – u křemene starší generace (ZD-5), křemene mladší generace (ZD-8) a Fe-bohatého dolomitu (ZD-3). U obou vzorků křemene převažují výrazně chloridy nad ostatními anionty (tab. 3). Pouze u dolomitického karbonátu byl analyzován vyšší obsah síranů (SO_4/Cl je 1,12). Z kationtů ve všech vzorcích převažuje Na (tab. 3), méně jsou pak zastoupeny kationty Ca, K a Mg.

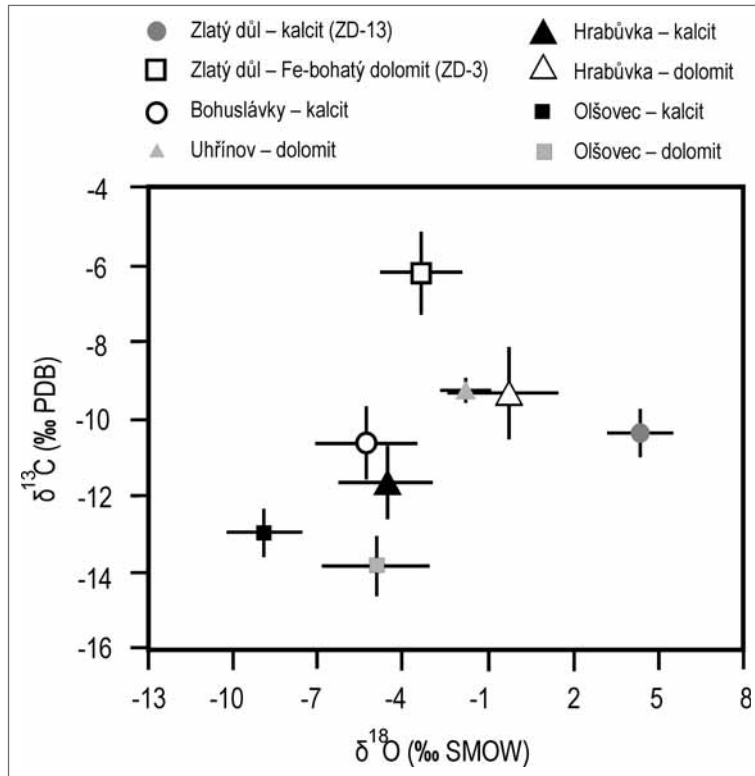
Diskuze a závěry

Na lokalitě Zlatý důl byl prokázán vícefázový vznik mineralizace, byly zjištěny dvě generace křemene a galenitu. Ve fluidních inkluzích minerálů povariských rudních žil jsou uzavřena pouze fluida typu H_2O -soli. Dominantními kationty ve fluidech jsou Na a Ca, méně K, Mg, Fe (?). Z aniontů jsou dominantní chloridy, méně jsou zastoupeny sírany a dusičnany. Starší fluida uzavřená v primárních inkluzích křemene mladší generace, kalcitech a v dolomitickém karbonátu z povariských žil jsou středněsalinní až vysokosalinní (12 až 27 hm. % NaCl ekv.), níže až středně teplotní ($T_h = 48$ až 201 °C). Mladší fluida v primárně-sekundárních a sekundárních inkluzích výše uvedených mi-

Tab. 3: Výsledky chemických analýz výluhů fluidních inkluzí v křemenech a Fe-bohatém dolomitu (hodnoty v ppb) a vypočtené molární poměry vybraných iontů a nábojová bilance (Q^+/O^-). Obsahy Fe^{2+} dopočteny za předpokladu, že $Q^+/Q^- = 1$.

Tab. 3: The results of crush-leach analysis of fluid inclusions in quartz and Fe-rich dolomite (values in ppb) and calculated molar ratios of selected ions and charge balance (Q^+/O^-). The contents of Fe^{2+} are calculated on the basis $Q^+/Q^- = 1$.

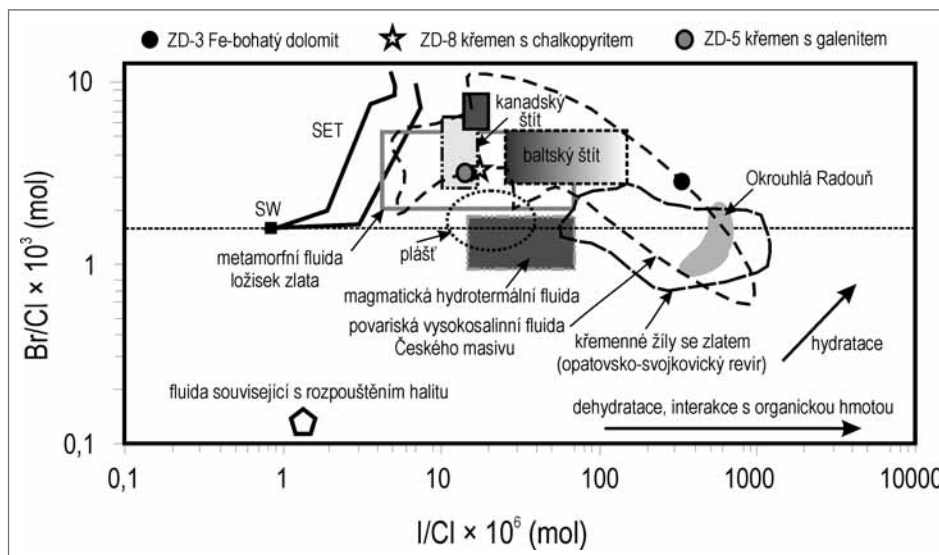
Minerál	křemen		Fe-bohatý dolomit
	ZD-8	ZD-5	ZD-3
Vzorek			
Li ⁺	11	48	
Na ⁺	12 913	21 440	3 578
K ⁺	2 056	1 663	616
Mg ²⁺	312	375	
Ca ²⁺	5957	7196	
Fe ²⁺	1,2	1,5	
F ⁻	20	115	284
Cl ⁻	31 883	51 341	5 250
Br	358	556	49
I	3,7	3,5	5,1
NO ₃ ⁻	4 320	1 108	503
SO ₄ ²⁻	298	433	5 880
Br/Cl × 10 ³	5	4,8	4,2
I/Cl × 10 ⁶	32	19	270
Cl/Br	201	208	240
K/Na	0,09	0,05	0,1
Ca/Na	0,26	0,19	
Cl/SO ₄	107	119	0,89
Q ⁺ /Q ⁻	0,96	0,95	0,53



Obr. 4: Graf vypočtených hodnot $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^{13}\text{C}$ hydrotermálních fluid v karbonátech ze Zlatého dolu a z dalších lokalit z kulmu Nížkého Jeseníku (Kotlánová 2015). V grafu jsou vyneseny průměrné hodnoty $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ a $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$, čáry značí rozmezí hodnot $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ a $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$.
 Fig. 4: Relationship between calculated $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the hydrothermal fluids in carbonates from Zlatý důl and other localities from Culm of the Nížký Jeseník Upland (Kotlánová 2015). Data points represent average values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$, bars represent range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ values.

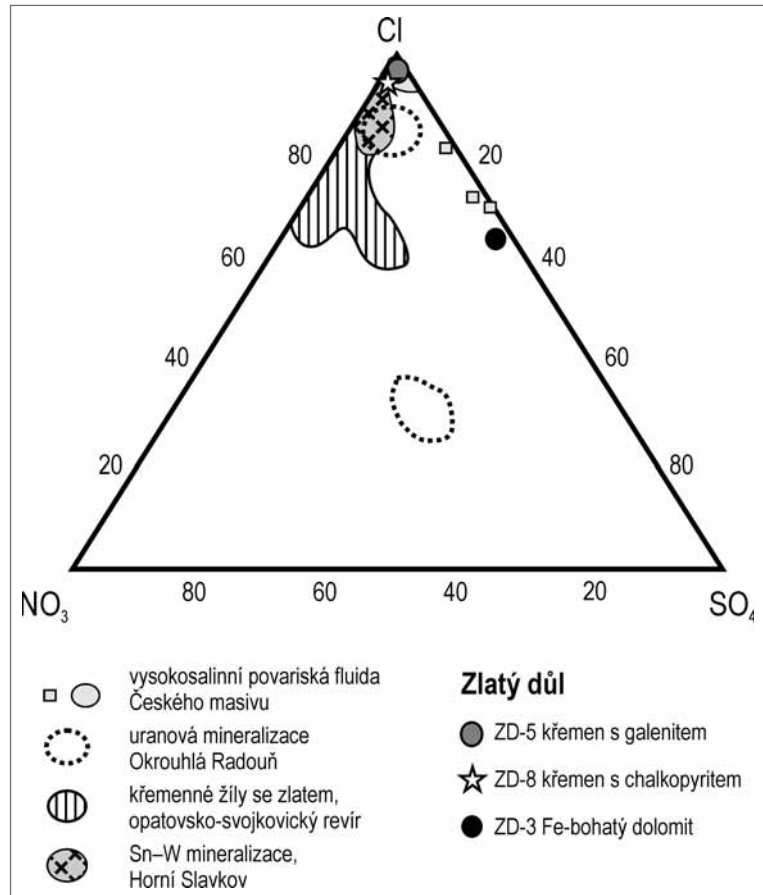
nerálů jsou nížesalinní (0 až 10 hm. % NaCl ekv.), nízkoteplotní ($T_h = < 50$ až 122 °C). Mineralizace s galenitem ze vzorku ZD-5 je pravděpodobně pozdně variského stáří. Teploty homogenizace jsou poměrně vysoké (182 – 293 °C) a salinita nízká až střední (7 až 11 hm. % NaCl ekv.). Obdobnou křemennou mineralizaci s galenitem popisují Dolníček et al. (2003) z nedalekého lomu v Hrubé Vodě. Ovšem homogenizační teploty v křemenu z těchto žil jsou nižší (77 až 154 °C pro inkluze se stupněm zaplnění 0,95, u inkluzí s větším obsahem plynu uvažují autoři o homogenizačních teplotách vyšších, pravděpodobně i nad 350 °C, ty však nebyly měřeny). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ kalcitu ukazují na zdroj fluid v mořské vodě, u dolomitického karbonátu se výrazněji uplatnila voda meteorická (Hladíková 1988; Hoefs 1997). Vypočtené izotopové složení uhlíku fluid odpovídá uhlíku homogenizované zemské kůry a částečně uhlíku organické hmoty (nejvíce záporné hodnoty u dolomitického karbonátu). Na obrázku 4 vidíme závislost $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ v karbonátech a porovnání s karbonáty z dalších lokalit v kulmu Nížkého Jeseníku. Karbonáty z ostatních lokalit vykazují velmi podobné hodnoty $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ i $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$. Vypočítané izotopové složení kyslíku fluid křemene (tab. 2) ukazuje na zdroj v meteorické vodě a částečně i ve vodě mořské (Hladíková 1988; Hoefs 1997). Naměřené homogenizační teploty u všech

měřených inkluzí s velkou pravděpodobností neodpovídají skutečným teplotám krystalizace minerálů. Uvažujeme-li, že fluidní inkluze byly zachyceny z homogenního fluida, pak skutečné teploty vzniku budou vyšší a vypočítané izotopové složení fluid se bude posouvat směrem ke kladnějším hodnotám. V tomto případě je možné uvažovat i o dalším zdroji vyjma mořských a meteorických vod. V potaz přicházejí magmatické či metamorfní vody. Hoefs (1997) uvádí hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mezi $+6$ a $+10$ ‰ SMOW pro magmatické vody. Pro metamorfní vody jsou typické hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ $+5$ až $+25$ ‰ SMOW (Taylor



Obr. 5: Diagram I/Cl vs. Br/Cl výluhů fluidních inkluzí ze Zlatého dolu a jejich srovnání s fluidy různého původu (upraveno podle Dolníčka et al. 2009, SW – mořská voda, SET – linie evaporace mořské vody). Data pro opatovsko-svojkovický revír převzata z Potočkové (2013) a pro Okrouhlou Radouň z Dolníčka et al. (2014).
 Fig. 5: I/Cl vs. Br/Cl plot of fluid inclusions leachates from Zlatý důl and comparison with fluids of various origins (modified from Dolníček et al. 2009), SW – seawater, SET – seawater evaporation trajectory. Data for Opatov-Svojkovice district are from Potočková (2013) and for Okrouhlá Radouň from Dolníček et al. (2014).

1974). Vyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid mohou také znamenat, že došlo k izotopové výměně kyslíku fluid a hornin za zvýšených teplot (Hoefs 1997). Nicméně hlavním zdrojem fluid v křemenech, kalcitech a Fe-bohatém dolomitu je pravděpodobně mořská voda, ve většině případů středně až vysoce evaporovaná, která je obsažena zejména ve starších fluidech. Molární poměry Cl/Br ve fluidech ze Zlatého dolu (200–240) odpovídají evaporitovým solankám (Labus – Grmela 2004). I vysoké obsahy SO_4 ve fluidech Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu podporují názor o původu fluid v kontinentálních evaporovaných jezerech, pravděpodobně permského stáří (Perry – Montgomery 1980; Schreiber et al. 2007). Na formování mineralizace se podílela i voda meteorická, která byla zjištěna dle hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ve fluidech mladší mineralizace. Tato fluida jsou převážně nízkosalinní. V grafu Br/Cl vs. I/Cl (obr. 5) vykazují oba analyzované vzorky křemene shodu s povariskými solankami Českého masivu a taktéž se solankami z kanadského štítu. Pro tyto solanky jsou charakteristické vysoké obsahy Na, Ca a Cl a nízké obsahy Mg, K a SO_4 , obsahy Ca jsou většinou vyšší než obsah Na. Tyto solanky odpovídají dle izotopového složení kyslíku evaporované mořské vodě či sedimentárním pánevním solankám (Perry – Montgomery 1980). Poměr I/Cl je u všech vzorků vyšší než u mořské vody (obr. 5). U dolomitického karbonátu (ZD-3) byl poměr I/Cl nejvyšší (270×10^{-6}). Nárůst obsahu I může být způsoben interakcí s organickou hmotou (Kendrick et al. 2002), která může pocházet z okolních kulmských břidlic, s nimiž fluida interagovala. Molární poměry Cl/Br jsou poměrně nízké, nejnižší poměr byl analyzován u křemene mladší generace (201), naopak nejvyšší u Fe-bohatého dolomitu (240). Mladší křemen má nejvyšší obsah NO_3 (4 320 ppb), kdežto u Fe-bohatého dolomitu byl analyzován obsah nejnižší (503 ppb). Obsahy Li a I jsou ve všech vzorcích velmi nízké (tab. 3), Br a F vykazují také poměrně nízké obsahy, nejvyšší obsah Br byl analyzován u staršího křemene (556 ppb). Nábojová bilance je vyrovnaná u obou vzorků křemene (Q^+/Q^- je 0,95 a 0,96). Hodnoty Q^+/Q^- nižší než 1 ukazují na přítomnost nějakého kationtu, který nebyl analyzován. Při mikrotermometrickém studiu fluidních inkluzí byly relativně často měřeny teploty eutektika od $-36\text{ }^\circ\text{C}$ do $-38\text{ }^\circ\text{C}$, což by mohlo svědčit pro přítomnost FeCl_2 v hydrotermálním roztoku (Borisenko 1977). Vypočítaný obsah Fe^{2+} ve výluhu (za předpokladu $Q^+/Q^- = 1$) je však velmi nízký (pouze 1,2 a 1,4 ppb). U dolomitického karbonátu (ZD-3) je Q^+/Q^- rovno 0,53, což je zapříčiněno nestanovenými kationty Ca a Mg (jde o hlavní složky, jimiž je tvořena hostitelská minerální fáze a jejich koncentrace ve výluhu je dominantně řízena rozpouštěním minerální



Obr. 6: Ternární diagram Cl- NO_3 - SO_4 výluhů fluidních inkluzí z křemenu a Fe-bohatého dolomitu ze Zlatého dolu. Srovnávací data byla převzata z Potočkové (2013) pro opatovsko-svojkovický rudní revír, Dolníčka et al. (2012) pro Horní Slavkov, Dolníčka et al. (2009) pro povariské solanky Českého masivu a Dolníčka et al. (2014) pro Okrouhlou Radouň.

Fig. 6: Ternary plot Cl- NO_3 - SO_4 of fluid inclusions leachates from quartz and Fe-rich dolomite from Zlatý důl. Comparative data are from Potočková (2013) for Opatov-Svojkovice district, Dolníček et al. (2012) for Horní Slavkov, Dolníček et al. (2009) for post-Variscan brines and Dolníček et al. (2014) for Okrouhlá Radouň.

fáze). V ternárním diagramu Cl- NO_3 - SO_4 pro výluhy fluidních inkluzí (obr. 6) vykazují oba analyzované vzorky křemene shodu s povariskými solankami Českého masivu, částečně také s Sn-W mineralizací z Horního Slavkova. Dolomitický karbonát se odlišuje vyšším obsahem síranů (obr. 6).

Z izotopového složení síry sulfidů můžeme usuzovat na vyloučení síry z okolních kulmských sedimentů – jílových břidlic a prachovců (Hladíková 1988; Hoefs 1997). Zdrojem uhlíku fluid v karbonátech je pravděpodobně uhlík homogenizované zemské kůry nebo hlubinný uhlík. Částečně můžeme hledat zdroj uhlíku i v organické hmotě pocházející ze siliciklastických kulmských sedimentů.

Geneticky obdobné mineralizace jako ve Zlatém dole byly zjištěny i na dalších lokalitách v kulmu Nízkého Jeseníku. Srovnávací data pro mikrotermometrická měření fluidních inkluzí z vybraných lokalit viz obrázky 1 a 2. Kučera (2009) studoval fluidní inkluze v minerálech hydrotermálních žil v kulmu Nízkého Jeseníku, Dražanské vrchoviny a v hornoslezské pánvi. U dolomitů z kulmu Nízkého Jeseníku zjistil vyšší homogenizační teploty ($64\text{--}148\text{ }^\circ\text{C}$)

než u dolomitů z hornoslezské pánve (67–112 °C). Fluidní systém H_2O -NaCl- $CaCl_2$ je podle uvedeného autora nejčastěji uzavírán ve starších fluidech, která jsou vysokosalinní (až 28 hmot. % NaCl ekv.). V mladších fluidech je uzavřen systém H_2O -NaCl-(KCl) nebo jen čistá H_2O a tato fluida jsou převážně nízkosalinní (do 11 hm. % NaCl ekv.). U dolomitů a sfaleritů byly naměřeny vyšší homogenizační teploty oproti kalcitům (do 121 °C). Původ starších fluid spočívá v evaporované mořské vodě, jen s malou příměsí nízkosalinních meteorických vod, zatímco u mladších fluid se uplatnila více voda meteorická (Kučera 2009).

Poděkování

Autoři děkují Mgr. I. Jačkové z ČGS v Praze za provedení analýz izotopového složení uhlíku a kyslíku karbonátů a síry sulfidů, prof. W. Prochaskovi z Montanuniversität v Leobenu za provedení analýz výluhů fluidních inkluzí a dr. H. Taubaldovi z Institutu izotopové geochemie na univerzitě v Tübingenu za vyhotovení analýz izotopového složení kyslíku křemene. Laboratorní etapa byla finančně podpořena granty PrF/2014/010 a PrF/2015/014.

Dr. K. Malému a dr. P. Dobešovi děkujeme za recenzní připomínky, které přispěly k vylepšení rukopisu.

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Borisenko, A. S. (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vklučeniij v mineralach metodom kriometrii. – *Geologia i Geofizika*, 8, 16–27.
- Dolníček, Z. (2010): Xenotim-(Y) z rudní žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2009*, 17, 133–135. Brno.
- Dolníček, Z. – Filip, J. (2008): Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2007*, 15, 62–64. Brno.
- Dolníček, Z. – Fojt, B. – Prochaska, W. – Kučera, J. – Sulovský, P. (2009): Origin of the U-Ni-Co-As-Ag/Bi deposits, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineralium Deposita*, 44, 81–97.
- Dolníček, Z. – René, M. – Hermanová, S. – Prochaska, W. (2014): Origin of the Okrouhlá Radouň episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints. – *Mineralium Deposita*, 49, 4, 409–425.
- 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 Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geologica*, 38, 7–22. Olomouc.
- Hladíková, J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. – Skripta UJEP Brno, 95 str. Brno.
- Hladíková, J. – Kříbek, B. (1988): Distribution and isotopic composition of sulphidic sulfur in rocks of the north-eastern part of the Bohemian Massif. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, 33, 2, 113–129.
- Hoefs, J. (1997): Stable isotope geochemistry. – Springer Verlag, Berlin-New York, 201 str.
- Kendrick, M. A. – Burgess, R. – Patrick, R. A. D. – Turner, G. (2002): Hydrothermal fluid origins in a fluorite-rich Mississippi Valley-type deposit: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the South Pennine Orefield, United Kingdom. – *Economic Geology*, 97, 435–451.
- Kotlánová, M. (2015): Mineralogie a podmínky vzniku rudních žil z vybraných lokalit jihozápadní části nízkojesenického kulmu. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 117 str. Olomouc.
- Kotlánová, M. – Dolníček, Z. (2014): Bornit z hydrotermální mineralizace historického ložiska Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2013*, 21, 1–2, 54–56. Brno.
- Kučera, J. (2009): Povariské paleofluidní systémy v karbonských sedimentech moravskoslezského paleozoika. – MS, disertační práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 90 str. Brno.
- Labus, K. – Grmela, A. (2004): Isotopic composition of groundwater in the SW part of the Upper Silesian Coal Basin within territories of Poland and Czech Republic. – *Sborník vědeckých Prací Vysoké Školy báňské-Technické Univerzity, Řada hornicko-geologická*, 1, 57–68.
- Novák, J. – Štěpán, V. (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nížkého 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 str. Praha.
- Novotný, P. – Pauliš, P. (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalcipetersit z Domašova nad Bystřicí. *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, přírodní vědy*, 285–287, 2–32. Olomouc.
- Novotný, P. – Pauliš, P. (2009): Pyromorfit z Hluboček-Mariánského Údolí. – *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci, přírodní vědy*, 297, 34–38. Olomouc.
- Novotný, P. – Král, J. – Zbirovský, J. (2008): Ověřovací práce v historických důlních dílech v okolí Velké Bystřice. – *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci*, 293–295, 58–73. Olomouc.
- Ohmoto, H. – Rye, R. O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon. Barnes H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 2nd edn. J. Wiley & Sons, 461–560. New York.
- O'Neil, J. R. – Clayton, R. N. – Mayeda, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *Journal of Chemical and Physical Sciences*, 51, 5547–5558.
- Perry, J. – Montgomery, C. W. (1980): Isotopic studies of hydrologic processes. – Northern Illinois University Press, DeKalb.
- Potočková, T. (2013): Mineralogie a podmínky vzniku vybraných zlatonosných mineralizací na Českomoravské vrchovině. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci, 90 str. Olomouc.
- Schreiber, B. C. – Lugli, S. – Babel, M. (2007): *Evaporites through Space and Time*. – Geological Society, London, Special Publications, 285, 373 str.
- Slobodník, M. – Dolníček, Z. (2001): Základní charakteristika fluid z hydrotermální mineralizace u Hrabůvky, Nížký Jeseník. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r. 2000*, 8, 52–54. Brno.
- Taylor, H. P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. – *Economic Geology*, 69, 843–883.
- Zheng, Y. F. (1993): Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1079–1091.
- Zheng, Y. F. (1999): Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. – *Geochemical Journal*, 33, 109–126.
- Zimák, J. (1984): Výskyt anatasu na polymetalických rudních žilách v Mariánském Údolí u Olomouce. – *Zprávy Krajského Vlastivědného Muzea v Olomouci*, 227, 16–18. Olomouc.
- Zimák, J. – Večeřa, J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl“ u Hluboček-Mariánského Údolí u Olomouce. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geographica-Geologica*, 3, 30, 63–74. Olomouc.
- 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.

ICHNOFOSILIE MYSLEJOVICKÉHO SOUVRSTVÍ DRAHANSKÉHO KULMU (SPODNÍ KARBON, MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)

Trace fossils from the Myslejovice Formation of the Drahany Culm Basin (Lower Carboniferous, Moravosilesian unit of the Bohemian Massif)

Martin Kováček¹, Tomáš Lehotský^{2,3}

¹ Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Kotlářská 267/2, 611 37 Brno; e-mail: 380089@mail.muni.cz

² Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc

³ Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc; e-mail: lehotsky@prfnw.upol.cz

(24 – 41 Vyškov)

Key words: Bohemian Massif, Moravosilesian Unit, Myslejovice Formation, Lower Carboniferous, Drahany Upland, Trace Fossils, associations

Abstract

The research in this study is focused on trace fossils of the Myslejovice Formation, which is one of the lithostratigraphical units in the Lower Carboniferous sequences of the Drahany Culm Basin that belongs to the large area of Rhenohercynian Zone of the Variscan orogenic flysch belt. Ichnofossils have mainly been collected in the southeastern part, near Vyškov. The material comes from the collection of Mr. Věslav Lang which is nowadays stored in the Regional Museum of Olomouc. From this collection total 615 specimens in 10 ichnogenera and 13 following ichnospecies were determined and redefined: ?*Alcyonidiopsis isp.*, *Cosmorhaphis isp.*, *Dictyodora liebeana*, *Diplocraterion parallelum*, *Gordia isp.*, *Chondrites cf. intricatus*, *Chondrites isp.*, *Nereites missouriensis*, *Nereites isp.*, *Phycosiphon incertum*, *Planolites beverleyensis*, *Planolites isp.* and *Rhizocorallium isp.* The revised material comes from the following locations: Opatovice, Habrovany, Hamiltony, Ježkovice, Lhota, Luleč, Myslejovice, Nemojany – Blatická dolina, Nemojany, Otaslavice, Pístovice, Radslavice and Rychtářov. The overall character of ichnoassemblages indicates conditions of *Nereites* ichnofacies, which is typical for the distal parts of the suprafan turbidite lobes. Compared to other areas of Culm facies in Middle Europe, assemblages of the Myslejovice Formation belong among the less diversified.

Úvod

Již od konce 19. století byly sedimenty zejména v jihovýchodní části Drahanské vrchoviny zkoumány ze sedimentologického, strukturního i paleontologického hlediska. Především v posledním jmenovaném oboru přispěl významně svým podílem pedagog a sběratel zka-menělin Věslav Lang. Svou rozsáhlou kolekci fosilií začal sestavovat již v roce 1939. Dnes je největší část jeho sbírky uložena v depozitáři Vlastivědného muzea v Olomouci. Spodnokarbonské fosilie, které V. Lang sbíral na lokalitách v myslejovickém souvrství, představují svým mimořádným počtem dostatečně reprezentativní soubor z jednotlivých lokalit a lze je tak využít ke stratigrafickým a paleoekologickým účelům. Významnou část sbírky tvoří fosilní stopy, které díky své autochtonní vazbě na prostředí poskytují možnost paleoekologických interpretací prostředí. Výzkum fosilních stop významně pokročil a v současnosti vznikla potřeba jednotlivé ichnodruhy z těchto lokalit nově revidovat.

Studované exempláře pocházejí z lokalit v jihovýchodní části myslejovického souvrství Drahanské vrchoviny (více např. Zita 1963; Lang 1973). Regionálně-geologicky spadá oblast do moravskoslezské jednotky Českého masivu a její převážná část je tvořena horninami kulmské facie, které byly uloženy v intervalu sp. visé–sp. namur. V protivanovském (sp.–stř. visé) a rozstáňském (sp.–sv. visé) souvrství jsou nálezy fosilních stop vzácné. Myslejovické souvrství je stratigraficky nejmladší (sv. visé–sp. namur) a zároveň reprezentuje nejuplněnější

sled horninových facií v kulmském vývoji Drahanské vrchoviny tvořený faciemi kosiřských drob, studnických břidlic, račických a lulečských slepenců (Dvořák 1966). Na základě goniatitové zonace podle Kumpéry a Langa (1975) je možné jednotlivé lokality stratigraficky zařadit do intervalu zón Goα–Goy.

Metodika

Studovaný materiál pochází ze sbírek Vlastivědného muzea v Olomouci. Z kolekce V. Langa bylo zpracováno 615 kusů. Exempláře pocházejí z lokalit v blízkém okolí obcí Opatovice, Pístovice, Ježkovice, Rychtářov, Radslavice, Hamiltony, Lhota, Nemojany, Olšany a Račice (obr. 1). V této práci je materiál řazen na základě alfabetského uspořádání v souhlasu a pracemi Häntzschela (1975), Seilachera (1992) a dalšími. Stopy jsou zachovány především v jemnozrnných členech souvrství – jílovcích, prachovcích až jemnozrnných drobách. To mnohdy negativně ovlivňuje morfologii stop a jejich kontrast vůči okolní hornině. Stopy nebývají postiženy kliváží a zvláště obytné struktury jsou zachovány relativně dobře.

Systematická část

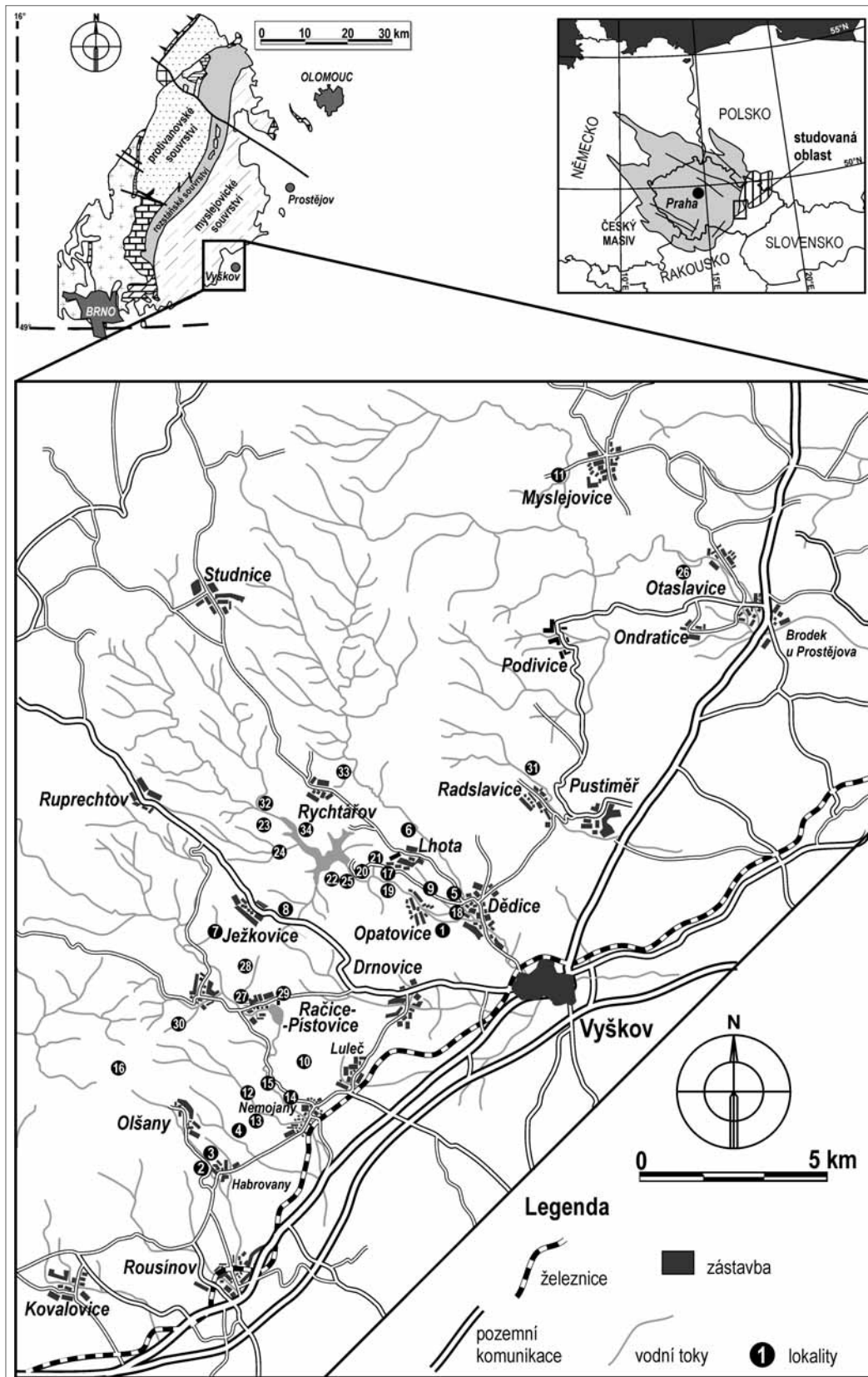
Ichnorod *Alcyonidiopsis* Massalongo 1856

?*Alcyonidiopsis isp.*

Obr. 2a.

Materiál: 31 exemplářů.

Popis: Paprscitě větvičí se stopy, které nemají stejnou délku jednotlivých větví. Šířka jednotlivých větví se pohy-



Obr. 1: Mapa lokalit s výskytem fosilních stop v kulmu jihovýchodní části Drahané vrchoviny (lokality a jejich pozice upraveny podle Langa 1973). 1 – Dědice K (= Opatovice 3); 2 – Habrovany; 3 – Habrovany 1; 4 – Habrovany Bl. D.; 5 – Hamiltony; 6 – Hamiltony 1; 7 – Ježkovice K; 8 – Ježkovice R; 9 – Lhota 1; 10 – Luleč; 11 – Myslejovice; 12 – Nemojany Bl. D.; 13 – Nemojany H; 14 – Nemojany Ch; 15 – Nemojany I; 16 – Olšany; 17 – Opatovice 1; 18 – Opatovice 2; 19 – Opatovice 4; 20 – Opatovice 5; 21 – Opatovice 6; 22 – Opatovice 7; 23 – Opatovice 8; 24 – Opatovice 9; 25 – Opatovice 10; 26 – Otaslavice; 27 – Pistovice Š; 28 – Pistovice Š1; 29 – Pistovice Ž; 30 – Račice; 31 – Radslavice; 32 – Rychtářov 1; 33 – Rychtářov 2; 34 – Rychtářov 3.

Fig. 1: Map of sites with occurrence of trace fossils in the culm of the Southeastern part of the Drahaný Upland (locations and their position according to Lang 1973).

buje v intervalu 1,5–8,0 mm. V sagitálním průběhu jsou přímé, příčně zvlněné. Povrch stopy je tvořen z drobných granulí (? pelet) eliptického až kruhovitěho obrysu. Celkový habitus stopy je plochý.

Poznámky: Uchman (1995) uvádí původní název *Granularia drahana* sp. n. Lang-Pek-Zapletal 1979 jako částečně příslušný názvu *Alcyonidiopsis* Massalongo 1856. Diagnóza podle Chamberlaina (1977): jednoduché, vzácně se větvcí tubulární chodby vyplněné fekálními peletami. Lang et al. (1979) patrně přisoudili stopě název na základě diagnózy stopy *Granularia lumbricoides* Rothpletz 1896, kterou později revidovala Fu (1991). Nicméně podle Uchmana (1995) se jedná o totéž synonymum stop *Halymentites*, *Syncoprulus*, *Tomaculum* a *Phymatoderma granulatatum*. Tyto stopy jsou rovněž charakteristické vyplněním fekálními peletami, ale stále odráží větvcí se strukturu.

Výskyt: Opatovice 6.

Ichnorod *Cosmorhaphé* Fuchs, 1895

Cosmorhaphé isp.

Obr. 2b.

Materiál: 25 exemplářů.

Popis: Nerozvětvené, hladké, páskované a horizontálně meandrující stopy. Vykazují zpravidla dva řady meandrů. Maximální šířka stopy je 3,5 mm.

Poznámky: Přestože není povětšinou zachován kompletní průběh stopy, lze přiřadit příslušnost materiálu k ichnorodu *Cosmorhaphé* např. srovnáním s ostatními ichnodruhy tohoto ichnorodu. Mikuláš et al. (2004) se domnívají, že v mnoha případech se jedná o bazální nebo horizontální části meandrujícího systému stopy ichnorodu *Dictyodora*. Také Uchman (1998) vylučuje *Cosmorhaphé timida* Pfeiffer a *Cosmorhaphé kettneri* z ichnorodu *Cosmorhaphé* a přiklání se k výše zmíněnému názoru, že se jedná o části stopy ichnorodu *Dictyodora*. Stratigrafické rozpětí ichnorodu *Cosmorhaphé* je kambrium až recent (Ekdale a Berger 1978). Část typového materiálu Langa et al. (1979) určený jako *Cosmorhaphé dvoraki* n. sp. redefinujeme jako *Cosmorhaphé* isp.

Výskyt: Hamiltony 1 a 2, Opatovice 2, Opatovice 3, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 10, Nemojany Ch, Nemojany I, Pístovice Ž, Pístovice Š, Pístovice K, Vranovice.

Ichnorod *Diplocraterion* Torell, 1870

Diplocraterion parallelum Torell, 1870

Obr. 2c.

Materiál: 204 exemplářů doupat, trubic, sagitálních průřezů a nábrusů.

Popis: Vertikální stopy tvaru písmene „U“. V transverzálním řezu (šířka 4,0–25 mm) jsou trubice kruhovitěho obrysu, postranní ramena jsou vůči sobě víceméně paralelní. Výjimečně mohou být ramena nestejně široká, jejich vzdálenost je individuální, pohybuje se v intervalu 4–10 mm. Ústí je jednoduché, u obou ramen utvářeno stejně.

Poznámky: Výplň stopy je tvořena jemnozrnnou přepracovanou drobou až prachovcem. Poloha stop v sedimentu je vůči vrstvám vždy vertikální. Lang et al. (1979) tento druh určili jako *Arenicolites* isp., který vykazuje

podobnou morfologii. Pro kompletní synonymiku viz Fürsich (1974).

Výskyt: Pístovice Š, Pístovice Ž, Pístovice K, Rychtářov, Opatovice 1, Opatovice 2, Opatovice 3, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8, Opatovice 9, Nemojany P, Nemojany H, Nemojany Blatnická Dolina, Hamiltony 1, Habrovany, Rychtářov.

Ichnorod *Dictyodora* Weiss, 1884

Dictyodora liebeana (Geinitz, 1867)

Obr. 2d.

Materiál: 171 exemplářů.

Popis: Základním charakteristickým rysem této stopy v horizontálním průřezu jsou spirální formy a dále formy meandrující (pravidelně i nepravidelně) či zcela nepravidelné typy. Transverzální rozměr stopy je 1,0–1,2 mm.

Poznámky: Pro detailní synonymiku odkazujeme na práci Bentona (1982). Komplikovaná třídímenzionální stavba stopy je důvodem velké morfologické variability na povrchu vrstev. Původcem stopy je komplexní endobiotní požirač substrátu (Stepanek a Geyer 1989).

Výskyt: Habrovany, Hamiltony 1, Ježkovice R, Kobylničky, Lhota 1, Myslejovice, Nemojany H, Nemojany I, Opatovice 2, Opatovice 3, Opatovice 4, Opatovice 6, Opatovice 8, Opatovice 10, Otaslavice, Pístovice K, Pístovice Š, Pístovice Ž, Podivice, Radslavice, Rychtářov, Vranovice.

Ichnorod *Gordia* Emmons, 1844

Gordia isp.

Obr. 2e.

Materiál: 65 exemplářů.

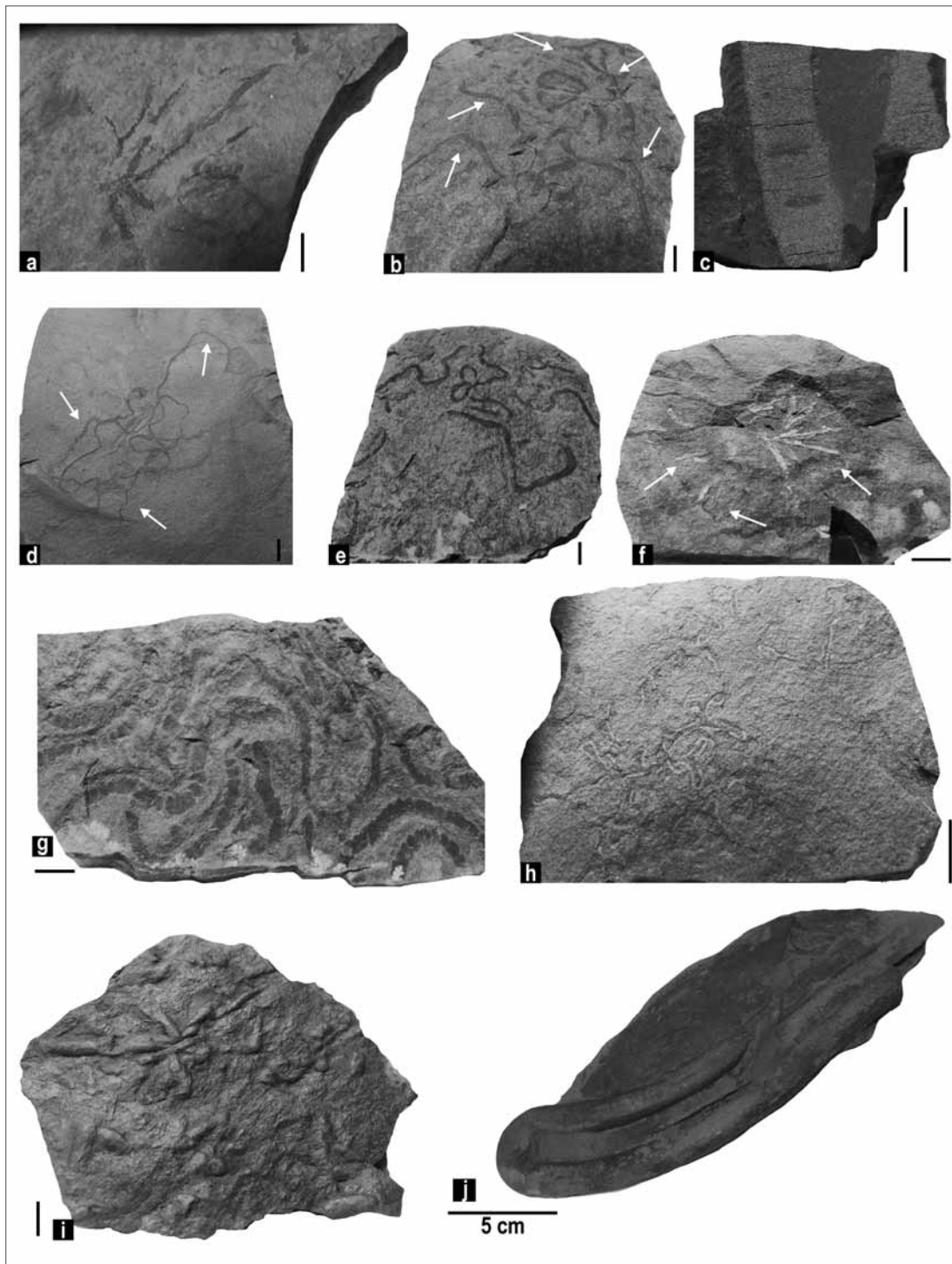
Popis: Nevětvené, nepravidelně a horizontálně meandrující stopy, které vytvářejí náhodné smyčky. Stopa je obvykle zachována v hypichniálním semireliéfu. Šířka stopy dosahuje maximálně 3,5 mm. Na některých exemplářích ze sbírky V. Langa je patrná sagitální linie probíhající středem a paralelně orientovaná mediální struktura probíhající paralelně s vnějšími okraji.

Poznámky: Taxonomickou problematiku ichnorodu detailně řešili ve své práci např. Fillion a Pickerill (1990) či Pickerill a Peel (1991). Ichnorod *Gordia* vykazuje podobné znaky se stopami ichnorodu *Helminthoidichnites*, který však vytváří smyčky pouze příležitostně, narozdíl od typického ichnodruhu *Gordia marina* Emmons, 1844 (Uchman 1998; Gaigalas a Uchman 2004). Podle Pickerilla et al. (1984) se jedná o faciálně přechodnou stopu známou jak z mořského, tak i z terestrického (lakustrinního) prostředí. V této práci je nový druh *Cosmorhaphé dvoraki* popisovaný Langem et al. (1979) uváděn jako sporný název a jejich typový materiál řadíme do ichnorodu *Gordia* na základě velmi častých smyčkovitých forem, které Lang et al. (opus cit.) neberou v potaz. Možná je však i příbuznost k druhu *Helminhopsis* Heer, 1877, který má stratigrafické rozpětí od kambria po recent (Wetzel 1983a, 1983b).

Výskyt: Opatovice, Dědice, Vranovice, Pístovice, Hamiltony, Nemojany.

Ichnorod *Chondrites* Sternberg, 1833

Chondrites cf. *intricatus* (Brongniart, 1823)



Obr. 2: Vybrané exempláře fosilních stop ze sbírky V. Langa: a) ?*Alcyonidiopsis* isp., i. č. 11239-1, Opatovice 6, část větvičí se stopy; b) *Cosmorhaphé* isp., i. č. 6273, Opatovice 2, části meandrů stopy; c) *Diplocraterion parallelum*, i. č. 1929, Opatovice 4, laterální pohled (nábrus) střední části stopy; d) *Dictyodora liebeana*, i. č. 10662-1, Pístovice Ž, horizontální řez svrchní částí stopy, nepravidelně meandrující průběh stopy; e) *Gordia* isp., i. č. 6272, Opatovice 2, smyčkovité vinutí stopy; f) *Chondrites* cf. *intricatus*, i. č. 4664, Opatovice 10, přímé větvení stopy; g) *Nereites missouriensis*, i. č. 13913, Opatovice 2, meandrující vinutí stopy; h) *Phycosiphon incertum*, i. č. 17274, Lhota 1, detail jednotlivých laloků; i) *Planolites beverleyensis*, vzorek bez i. č., Dědice K; j) *Rhizocorallium* isp., i. č. 5091, Pístovice Š, zachovaná prachovcová výplň stopy s patrnou subhorizontální orientací a bazální částí. Grafické měřítko = 1 cm (a–i).
 Fig. 2: Selected specimens of trace fossils from the collection of V. Lang: a) ?*Alcyonidiopsis* isp., i. n. 11239-1, Opatovice 6, part of branchig trace; b) *Cosmorhaphé* isp., i. n. 6273, Opatovice 2, part of trace meanders; c) *Diplocraterion parallelum*, i. n. 1929, Opatovice 4, lateral view of middle part of a trace; d) *Dictyodora liebeana*, i. n. 10662-1, Pístovice Ž, horizontal cut of upper part of trace, irregularly meandering pattern of trace; e) *Gordia* isp., i. n. 6272, Opatovice 2, looping pattern of trace; f) *Chondrites* cf. *intricatus*, i. n. 4664, Opatovice 10, narrow branching of trace; g) *Nereites missouriensis*, i. n. 13913, Opatovice 2, meandering pattern of trace; h) *Phycosiphon incertum*, i. n. 17274, Lhota 1, detail of individual lobes; i) *Planolites beverleyensis*, specimen without i. n., Dědice K; j) *Rhizocorallium* isp., i. n. 5091, Pístovice Š, preserved siltstone fill of the trace with subhorizontal orientation and preserved basal part. Graphic scale = 1 cm (a–i).

Obr. 2f.

Materiál: 4 exempláře.

Popis: Endichniální, subhorizontální větvené stopy. Chodby jsou bezstrukturní. Způsob větvení je jednoduchý, průřezy jednotlivých chodeb jsou spíše kruhovitě. Jednotlivé tunely jsou vyplněny jemnozrnným jílovým kontrastním materiálem. V příčném řezu se stopa může jevit jako shluky malých, kruhovitých až eliptických bodů, jejichž průměr je srovnatelný s šířkou tunelů, která je v závislosti na exempláři 0,6–2,0 mm.

Poznámky: Ichnorod revidovala Fu (1991), která vyčlenila pouze čtyři ichnodruhy (*Chondrites intricatus*, *Ch. targionii*, *Ch. patulus* a *Ch. recurvus*). Ovšem ne všechny exempláře mohou být s těmito druhy ztotožněny. Studovaný materiál se nejvíce přibližuje druhu *Chondrites intricatus*, materiál V. Langa však vykazuje určité odlišnosti, jako např. distenzní rozměr tunelů, který dosahuje i více než 2 mm. Organismy způsobující tuto stopu byly patrně schopny žít v aerobním i anoxickém prostředí jako chemosymbionti (Fu 1991).

Výskyt: Opatovice 10, Nemojany Ch.

Chondrites isp.

Materiál: 19 exemplářů.

Popis: Větvené stopy se subparalelní až kolmou orientací vůči vrstevnatosti. Endichniální stopy vykazují složitější typ větvení druhého až třetího řádu. Chodby jsou bezstrukturní s mírně zdrsňelým povrchem.

Výskyt: Hamiltony 1, Opatovice 4, Opatovice 10, Nemojany Ch, Nemojany I, Nemojany H.

Ichnorod *Nereites* Macleay, 1839

Nereites missouriensis (Weller, 1899)

Obr. 2g.

Materiál: 32 exemplářů.

Popis: Horizontální, nepravidelně zakřivená, mírně meandrující stopa často ve tvaru položeného písmene J, nebo asymetrických spirálních forem. Stopy jsou tvořeny stužkovitými, oddělenými či meniskovitými mediálními částmi s laločnatými okraji. Přetisky listů však nejsou na dostupném materiálu patrné či jsou velmi špatně zachovány. Šířka stopy se pohybuje od 1,5 do 5,5 mm.

Poznámky: Jsou známy četné varianty této stopy, včetně těch, které zachovávají pouze mediální, menisky vyplněnou pásku. *Nereites missouriensis* je eurybatická stopa známá především z flyšovských formací od svrchního prekambria po miocén. Detailní synonymika ichnorodu *Nereites* je uvedena v práci Uchmana (1995).

Výskyt: Hamiltony, Dědice, Lhota, Opatovice, Pístovice.

Nereites isp.

Materiál: 22 exemplářů.

Popis: Stopa je obvykle nepravidelně meandrující. Materiál z myslejovického souvrství nevykazuje detailnější stavbu, stopy jsou bez mediální rýhy.

Poznámky: Původci stop byli pravděpodobně červi požírající substrát, zanechávající za sebou fekální pásku, zachovanou jako mediální tunel. Materiál zde označený

jako *Nereites isp.* je povětšinou nekompletní či špatně zachovalý.

Výskyt: Dědice K, Kobylničky, Nemojany H, Nemojany I, Opatovice 2, Pístovice K, Pístovice Š, Pístovice ŽII.

Ichnorod *Phycosiphon* Fischer-Ooster, 1858

Phycosiphon incertum Fischer-Ooster, 1858

Obr. 2h.

Materiál: 5 exemplářů.

Popis: Poměrně drobné, úzké a nepravidelně se stáčeající trubičky. Na dostupném materiálu bez patrných struktur typu spreite. Povětšinou paralelní s vrstevnatostí. Mohou sestávat i z trubic tvaru písmene U rozvětřujících se v laločnatý systém. Šířka stopy je 1–1,2 mm.

Poznámky: Tento ichnodruh reprezentuje činnost eurybatických, oportunistických požíračů sedimentu. Stopa se může objevovat v různých subtrátech, od jílovo-prachových po jemnozrnné písky. Výskyt je doložen od pobřeží a podle Wetzela a Bromleyho (1994) až po batyál, patrně i abysál. Stratigrafické rozpětí je ordovik–recent.

Výskyt: Lhota 1.

Ichnorod *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites beverleyensis (Billings, 1862)

Obr. 2i.

Materiál: 4 exempláře.

Popis: Horizontální, nerozvětvené válcovité stopy, většinou přímé nebo mírně zakřivené, méně často nepravidelně zakřivené. V průřezu mohou být kruhové nebo eliptické. Povrch stop je bezstrukturní, relativně hladký. Jejich transversální šířka se pohybuje v intervalu 3–5 mm. Převládající zachování je pozitivní epireliéf a hyporeliéf. Výlitky jsou bezstrukturní, vyplněné stejným materiálem jako okolní sediment, barva a výplň zřídka kontrastuje s okolní horninou. Výztuž stěny není patrná.

Poznámky: Eurybatická stopa. Stratigrafické rozpětí je od sp. proterozoika po recent (Pemberton a Frey 1982; Wetzel 2010).

Výskyt: Dědice K, Opatovice 2.

Planolites isp.

Materiál: 8 exemplářů z kolekce V. Langa.

Popis: Chodby jsou rovné až mírně zahnuté, méně často lehce zvlňené, nevětvené. Povrch stop je bezstrukturní, mají konvexní epireliéf. Výplň stop tvoří přepracovaný okolní sediment, v některých případech mírně zrnitější.

Výskyt: Dědice K, Opatovice 2, Opatovice 3.

Ichnorod *Rhizocorallium* Zenker, 1836

Rhizocorallium isp.

Obr. 2j.

Materiál: 25 exemplářů.

Popis: Trubicovité stopy víceméně tvaru písmene U, orientovány vzhledem k vrstevním plochám kose nebo subhorizontálně, s náznaky spreiten struktur. Stěny trubic jsou vyztuženy, ústí je jednoduché. Variabilita ramen je různorodá, ramena mohou být konvergentní i divergentní, spirálně stáčená či s prudkými změnami orientace (úklonu) ramen. Výplň stop je analogická s ichnodruhem

Diplocraterion parallelum, tedy přepracovaná jemnozrná droba až prachovec.

Poznámky: Stopy tohoto ichnorodu jsou méně časté než trubicovité stopy ichnodruhu *Diplocraterion parallelum*, vyskytují se často společně.

Výskyt: Habrovany, Ježkovice R, Nemojany Blatnická Dolina, Nemojany H, Opatovice 9, Pístovice Š.

Asociace fosilních stop

Rozšíření ichnofosilií v kulmu jv. části Dražanské vrchoviny poukazuje na určité rozdíly. Velmi diverzifikovanou ichnocenózu představují lokality Opatovice 2, 3 a 4. Na těchto lokalitách byly v hojném počtu nalezeny ichnodruhy *Cosmorhaphé* isp., *Gordia* isp., *Dictyodora liebeana*, *Diplocraterion parallelum*, *Nereites missouriensis* a *Nereites* isp. Za spíše sporadický lze označit výskyt *Planolites beverleyensis* a *Planolites* isp., přičemž *Rhizocorallium* isp. je z této ichnocenózy zastoupen pouze na lokalitě Opatovice 4. Další rozvinutou ichnocenózu představují lokality Pístovice Š, Pístovice Š1, Pístovice K a Pístovice Ž, na kterých je rovněž přítomna asociace stop s *Cosmorhaphé* isp., *Gordia* isp., *Dictyodora liebeana*, *Diplocraterion parallelum*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp. a *Rhizocorallium* isp. Unifikovaná společenstva v myslejovickém souvrství vytvářejí především ichnodruhy *Diplocraterion parallelum* a *Rhizocorallium* isp. a na druhé straně *Nereites missouriensis* a *Cosmorhaphé* isp., přičemž doprovodný prvek u obou tvoří *Dictyodora liebeana*.

Stratigraficky je možno v porovnání s existující goniatitovou zónací lokalit (podle Kumperey a Langa 1975) sledovat zřejmou tendenci vývoje od druhově chudých k pestrým společenstvům (tab. 1). Na základě výše jmenovaných asociací a zejména přítomnosti grafoglyptidních stop *Cosmorhaphé* isp., *Gordia* isp., *Dictyodora liebeana* a *Nereites missouriensis* lze v prostředí myslejovického souvrství indikovat nereitovou ichnofacii. Společenstva stop lze rozdělit na predepoziciční kolonizátory (*Dictyodora*, *Cosmorhaphé* a *Nereites*), kteří osidlovali dno v období, kdy nedocházelo periodicky k turbiditnímu přísunu materiálu. Stopy *Diplocraterion* isp., *Rhizocorallium* isp., *Planolites* isp. a *?Alcyonidiopsis* isp. představují postdepoziciční spo-

Tab. 1: Vertikální rozšíření ichnofosilií a počet exemplářů z jednotlivých lokalit podle revidované části sbírky V. Langa. Biostratigrafická pozice podle Kumperey a Langa (1975).

Tab. 1: Vertical distribution of ichnofossils and numbers of individual pieces from various sites in accordance with the revised parts of the V. Lang's collection. Biostratigraphical position according to Kumperey and Lang (1975).

Lokality	Biostratigrafie	<i>Cosmorhaphé</i> isp.	<i>Gordia</i> isp.	<i>Dictyodora liebeana</i>	<i>Diplocraterion parallelum</i>	<i>?Alcyonidiopsis</i> isp.	<i>Chondrites cf. intricatus</i>	<i>Chondrites</i> isp.	<i>Nereites missouriensis</i>	<i>Nereites</i> isp.	<i>Plycosiphon incertum</i>	<i>Planolites beverleyensis</i>	<i>Planolites</i> isp.	<i>Rhizocorallium</i> isp.
Bukovina	nezjištěno			2	1									1
Habrovany	Goβ _{fa}			1	8									
Hamiltony	sp. Goβ	2	2	1	2			4	1					
Jedovnice	nezjištěno			3										
Ježkovice R	sp. Goβ (?)			1										1
Kobylničky	nezjištěno			3										
Lhota	Goβ _{fa} (?) -sv. Goβ _{mu}		1						1		5			
Nemojany H	Goβ _{mu}			21	4			2	1	2				
Nemojany Ch	Goβ _{spi}		1				1	2						
Nemojany I	Goβ _{mu}	1	6	8	4	1		1	1					
Nemojany Bl.D.	Goβ _{fa}				11									
Němčany L	nezjištěno			2					1					
Opatovice 1	Goβ _{mu}				10	4								
Opatovice 2	sv. Goβ _{mu}	8	25	5					6	12			3	
Opatovice 3	? Goβ _{fa} , Goβ _{el} + sp. Goβ _{mu}	2	6	6					6	5		4	5	
Opatovice 4	Goβ _{el} + sp. Goβ _{mu}	4	6	17	62	4		8						1
Opatovice 6	Goβ _{mu}				7	20								
Opatovice 8	Goβ _{mu}			2	4	2			2					
Opatovice 9	? Goβ _{str}				3									
Opatovice 10	Goβ _{mu}			3			3	2						
Pístovice K	sv. Goβ		5	5	1				1	1				
Pístovice Š	Goβ _{spi} – Goy ₁	6	3	13	21				6					11
Pístovice Š1	Goβ _{spi}	2	9	35	49				2					11
Pístovice Ž	sp. Goβ _{mu}		1	17	1				3	2				
Prostějovičky	nezjištěno				1									
Radslavice	Goy ₃ nebo Goy ₄			7										
Rychtářov	?Goy ₁			13	15				1					
Vranovice	nezjištěno			6										

lečenstva organismů, které kolonizovaly substráty dna po eventové sedimentaci turbiditních proudů, ale původně se vyskytovali v proximálnějších prostředí turbiditního systému.

Diskuze

Obecně jsou v moravskoslezské kulmské pánvi rozšířeny v zóně Goα zoofyková ichnofacie, v zóně Goβ zoofyková ichnofacie (obohacená o prvky nereitové ichnofacie) a v zóně Goy pak nereitová ichnofacie (Pek a Zapletal 1990; Zapletal a Pek 1999). Oproti sedimentům Nížkého Jeseníku na Dražanské vrchovině zcela chybí síťovité stopy *Paleodictyon*, *Protopaleodictyon* či spirální stopy ichnorodu *Spirodesmos*. Sedimentologické a ichnologické poměry by mohly naznačovat i na rozvinutí zoofykové ichnofacie, avšak v sedimentech myslejovického souvrství zcela chybí signifikantní stopy ichnorodu *Zoophycos*. Ve většině

případů rovněž chybí pro tuto ichnofacii charakteristická asociace ichnorodů *Chondrites* a *Phycosiphon*. Z etologického hlediska se na lokalitách myslejovického souvrství nejvíce vyskytují pascichnia. Obvytné struktury reprezentují především ichnorody *Diplocraterion* a *Rhizocorallium*. Vzácným příkladem orientovaného využívání substrátu představují stopy po vyžírání sedimentu v podobě stop typu *Planolites* isp. a *?Alcyonidiopsis* isp. (fodinichnia). Stopy *Chondrites* isp. jsou jediným případem chemichnií. V oblasti rhenohercynika lze srovnávat asociace fosilních stop především z Rýnského břidličného pohoří (Benton 1982), Harzu (Pfeiffer 1969; Stepanek a Geyer 1989), Polska (Muszer a Uglík 2013) ale zejména s oblastí Nízkého Jeseníku (Pek a Zapletal 1990). Ichnospolečenstva z lokalit v myslejovickém souvrství poblíž Vyškova jsou méně diverzifikována než ostatní srovnatelná společenstva kulmského vývoje. Oproti Nízkému Jeseníku jsou sedimenty myslejovického souvrství Dražanské vrchoviny ochuzeny o četné ichnodruhy, které jsou ve středoevropském kulmském prostoru celkem běžné.

Závěr

Celkem bylo ve sbírce V. Langa uloženo v depozitáři Vlastivědného muzea v Olomouci popsáno, zdokumentováno a redefinováno 615 exemplářů v 10 ichnorodech a 13 ichnodruzích. Ve společenstvech stop se běžně vyskytují grafoglyptidní stopy (*Dictyodora* a *Cosmorhapse*), které jsou hlavní indicií pro určení nereitové ichnofacie. Nereitová ichnofacie je obecně vázána na prostředí periodicky ovlivňované pulsním přísunem materiálu, což souhlasí se sedimentologickou analýzou v případě myslejovického souvrství. Méně stabilní společenstvo je reprezentováno ichnodruhy *Diplocraterion* isp., *Rhizocorallium* isp., *Planolites* isp., *?Alcyonidiopsis* isp. a *Cosmorhapse* isp. Jelikož je ve sbírce V. Langa zastoupení pre a postdepoziciálních stop poměrně vyrovnané lze stanovit toto společenstvo jako ichnofacii nereitovou, která byla v určitých fázích osidlována přistěhovalci z proximálních částí turbiditního systému. Druhově nejrozmanitěji se jeví lokality Opatovice 4, Pístovice Š a Pístovice Š1. V Nízkém Jeseníku jsou přítomny stopy, které více korespondují s ostatními částmi kulmské pánve ve středoevropském prostoru, ty však na Dražanské vrchovině chybějí. V tomto ohledu se zdá být tato část kulmské pánve poněkud netypická.

Literatura

- Benton, M. J. (1982): *Dictyodora* and associated trace fossils from the Paleozoic of Thuringia. – *Lethaia*, 15, 115–132.
- Billings, E. (1862): New species of fossils from different parts of the lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada. – In: Dawson Brothers (ed.): *Palaeozoic Fossils, Volume 1 (1861–1865)*, 96–168. Geological Survey of Canada.
- Brongniart, A. T. (1823): Observations sur les Fucoïdes. – *Société d'Historie Naturelle de Paris, Mémoire*, 1, 301–320.
- Dvořák, J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Dražanské vrchovině. – *Zprávy o geologických výzkumech v r. 1964, Ústřední ústav geologický*, 182–185.
- Ekdale, A. A. – Berger, W. H. (1978): Deep-sea ichnofacies: modern organism traces on and in pelagic carbonates of the western equatorial Pacific. – *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 268–278.
- Emmons, E. (1844): *The Taconic System based on observation on New York, Massachusetts, Maine, Vermont, and Rhode-Island*. – 65 s., Carroll and Cook, Albany.
- Fillion, D. – Pickerill, R. K. (1990): Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. – *Palaentographica Canadiana*, 7, 1–119.
- Fischer-Ooster, C. (1858): *Die fossilen Fucoïden der Schweizer Alpen, nebst Erörterungen über deren geologisches Alter*. – 130s., Huber, Bern.

- Fu, S. (1991): Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoctenoider Lebensspuren. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 135, 1–79.
- Fuchs, T. (1895): Studien über Fucoiden und Hieroglyphen und Fucoiden. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 104, 7–12.
- Fürsich, F. T. (1974): On *Diplocraterion* TORELL 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. – Journal of Paleontology, 48, 952–954.
- Gaigalas, A. – Uchman, A. (2004): Trace fossils from Upper Pleistocene varved clays S of Kaunas, Lithuania. – Geologija, Sedi-mentologija, 45, 16–26.
- Geinitz, H. B. (1867): Über *Dictyophyton ?Liebeanum* Gein. aus dem Culmschiefer vom Heersberge zwischen Gera und Weyda. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 3, 286–288.
- Häntzschel, W. (1975): Trace fossils and problematica. – In: Teichert, C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, part W, Miscellanea, Supplement I, 1–269, Geological Society of America and University of Kansas Press.
- Heer, O. (1877): Flora Fossilis Helvetiae. – 182 s., Vorweltliche Flora der Schweiz, Zürich.
- Chamberlain, C. K. (1977): Ordovician and Devonian Trace Fossils from Nevada. – 28 s., Nevada Bureau of Mines & Geology, Reno.
- Kumpera, O. – Lang, V. (1975): Goniatitová fauna v kulmu Dražanské vsočiny (moravskoslezská zóna Českého masivu). – Časopis Slezského muzea, Vědy přírodovědné, 24, 11–32.
- Lang, V. (1973): Zkameněliny v kulmských břidlicích jihovýchodní části Dražanské vrchoviny. – 22s., Muzeum Vyškovska, Vyškov.
- Lang, V. – Pek, I. – Zapletal, J. (1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Dražanské vrchoviny. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium, Geographica–Geologica, 18, 57–96.
- MacLeay, W. S. (1839): Note on the Annelida. – In: Murchison, R. I. (ed.): The Silurian System, part II, Organic remains, 699–701, J. Murray.
- Massalongo, A. (1856): Studi Paleontologici. – 53 s., Antonelli, Verona.
- Mikuláš, R. – Lehotský, T. – Bábek, O. (2004): Trace fossils of the Moravice Formation from the southern Nížký Jeseník Mts. (Lower Carboniferous, Culm facies; Moravia, Czech Republic). – Bulletin of Geosciences, 79, 2, 81–98.
- Muszer, J. – Uglík, M. (2013): Palaeoenvironmental reconstruction of the Upper Visean Paprotnia Beds (Bardo Unit, Polish Sudetes) using ichnological and palaeontological data. – Geological Quarterly, 57, 3, 365–384.
- Nicholson, H. A. (1873): Contributions to the study of the errant annelids of the older Palaeozoic rock. – Proceedings of the Royal Society of London, 21, 288–290.
- Pek, I. – Zapletal, J. (1990): The importance of ichnology in geologic studies of the eastern Bohemian Massif (Lower Carboniferous), Czechoslovakia. – Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces, 1, 174–149.
- Pemberton, S. G. – Frey, R. W. (1982): Trace fossil nomenclature and the *Planolites – Palaeophycus* dilemma. – Journal of Paleontology, 56, 4, 843–881.
- Pfeiffer, H. (1969): Die Spurenfossilien des Kulms (Dinant) und Devons der Frankenwälder Querzone (Thüringen). – Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 2, 651–717.
- Pickerill, R. K. – Peel, J. S. (1991): Trace fossils from the Lower Cambrian Bastion Formation of North-East Greenland. – Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport, 147, 5–43.
- Rothpletz, A. (1896): Über die Flysch-Fucoiden und einige andere fossile Algen sowie über liassische, Diatomeen-führende Hornschwämme. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 48, 854–914.
- Seilacher, A. (1992): Quo vadis ichnology? – In: Maples C. G. – West R. R. (ed.): Trace fossils, 224–238, Short Courses in Paleontology, Knoxville.
- Stepanek, J. – Geyer, G. (1989): Spurenfossilien aus dem Kulm (Unterkarbon) des Frankenwaldes. Beringeria 1, 1–55.
- Sternberg, K. G. (1833): Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. IV Heft. – 48 s., C. E. Brenck, Regensburg.
- Torell, O. M. (1870): Petrifacta Suecana Formationis Cambricae Lunds Universitet. – Tidskrift, 6, 1–14.
- Uchman, A. (1995): Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-Arenacea Formation and associated facies (Northern Apennines, Italy). – Beringeria, 15, 3–115.
- Uchman, A. (1998): Taxonomy and ethology of flysch Trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, 68, 105–218.
- Weiss, E. (1884): Beitrag zur Culm-Flora von Thüringen. – Jahrbuch für Geologie Landesanst, 4, 81–100.
- Weller, S. (1899): Kiderhook faunal studies. I. The fauna of the vermicular sandstone at Northview, Webster County, Missouri. Trans. – Academie of Sciences St. Louis, 9, 9–51.
- Wetzel, A. (1983a): Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 42, 285–304.
- Wetzel, A. (1983b): Biogenic sedimentary structures in a modern upwelling region: northwest African continental margin. – In: Thiede, J. – Suess, E. (ed.): Coastal upwelling and its sediments, Record of ancient coastal upwelling, 123–144.
- Wetzel, A. (2010): Deep-sea ichnology: Observations in modern sediments to interpret fossil counterparts. – Acta Geologica Polonica, 60, 1, 125–138.
- Wetzel, A. – Bromley, R. G. (1994): *Phycosiphon incertum* revisited: *Anconichmus horizontalis* is its junior subjective synonym. – Journal of Paleontology, 68, 6, 1396–1402.
- Zapletal, J. – Pek, I. (1999): Ichnofacies of the Lower Carboniferous in the Jeseník Culm (Moravo-Silesian Region, Bohemian Massif, Czech Republic). – Bulletin of the Czech Geological Survey, 74, 3, 343–346.
- Zenker, J. C. (1836): Historisch-topografisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in seiner naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. – 339 s., J. C. Zenker, Jena.
- Zita, F. (1963): Přehled dosavadních nálezů kulmské fauny a flóry na Dražanské vrchovině a jejich stratigrafický význam. – Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum naturalium, 10, 193–207.

MINERALOGIE ŽELEZNÝCH RUD Z ROZVODNÉHO VRCHU U ČABOVÉ VE STŘEDNÍ ČÁSTI ŠTERNBERSKO-HORNOBENEŠOVSKÉHO PRUHU (MORAVSKOSLEZSKÁ JEDNOTKA ČESKÉHO MASIVU)

Mineralogy of the iron ores from the Rozvodný vrch Hill near Čabová in the central part of the Šternberk-Horní Benešov belt (Moravian-Silesian Unit, Bohemian Massif)

Jiří Zimák¹, Lenka Urbanová², Lenka Kopecká³

¹ Katedra geologie PřF UP, tř. 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc; e-mail: jiri.zimak@upol.cz

² Lavičné 25, 569 04 Lavičné; e-mail: lenkasabatkova@seznam.cz

³ URGA, s.r.o., Holická 31A, 772 00 Olomouc; e-mail: urga@urga.cz

(15-33 Moravský Beroun)

Key words: Šternberk-Horní Benešov belt, iron ore, magnetite, stilpnomelane, chamosite, siderite, iron calcite, chlorite compositional geothermometry

Abstract

The Čabová deposit of the Lahn-Dill type is located in the historical Beroun iron-ore district in the central part of the Devonian Šternberk-Horní Benešov Belt, consisting of metasedimentary and metavolcanic rocks (metabasites prevail). Iron ores in the district were mined mainly in the 19th century. This article summarizes the results of mineralogical research of iron ores obtained from a heap on the Rozvodný vrch Hill at Čabová. Six types of ores were distinguished: 1/ so-called jaspilite ores (ferruginous jasper with a variable content of hematite and magnetite, usually a very poor iron ore), 2/ jaspilite ores rich in magnetite and/or hematite, 3/ quartz-hematite ores, 4/ quartz-magnetite ores (stilpnomelane is often present), 5/ carbonate ores (siderite is an essential component, also calcite, hematite, magnetite, quartz and stilpnomelane may be present in substantial quantities), and 6/ chlorite ores (composed mainly of chamosite, which is accompanied by varying quantities of calcite, stilpnomelane, ilmenite, white mica, quartz and albite). Up to several centimetres thick veins consisting mainly of calcite and/or quartz penetrate ores. Common part of the veins are chlorite (chamosite) and stilpnomelane, less abundant are white mica, magnetite and hematite, barite is rare. Compositional chlorite geothermometers of Kranidiotis and MacLean (1987) and Zang and Fyfe (1995) yielded temperatures of formation of the ore and vein chlorites that range from 189 to 225 °C and from 206 to 267 °C, respectively (there is no fundamental difference between the chlorites of the iron ores and the veins).

Úvod

Berounský (moravskoberounský) železnorudný revír lze na základě značného objemu těžby v 19. století zařadit mezi historicky nejvýznamnější rudní revíry jesenické oblasti. Součástí tohoto revíru jsou ložiska na k. ú. Čabová, kde v letech 1828–1874 probíhala těžba na více než 20 dolech (Tomšík 1993). Geologické poměry na ložiskách u Čabové hodnotí Kretschmer (1917), v jehož době byly některé z dolů ještě přístupné. Kolem r. 1930 byla na Rozvodném vrchu u Čabové vyhloubena Vítkovickým těžářstvem jáma (k zamýšlené těžbě však nedošlo), v 50. letech 20. století zde byl proveden geofyzikální průzkum a na něj navazující geologicko-průzkumné práce – jáma s překopem, šachtice a vrty (Skácel 1966, 1968, 2000). V současnosti je lokalizace většiny starých důlních děl v terénu problematická nebo zcela nemožná; přehlednou mapku s vyznačením důlních měř v berounském revíru zveřejnil Staněk (1997), a to na základě podkladů v nepublikované zprávě Z. Pouby z r. 1952.

Železnorudné akumulace lahn-dillského typu u Čabové jsou součástí horninového prostředí šternbersko-hornobenešovského pruhu. Některá rudní tělesa probíhají při kontaktu vulkanické série s nadložními břidlicemi, jiná jsou uvnitř vulkanické série, tvořené zde bazickými vulkanity a tufy, v malé míře jsou přítomny keratofyrové horniny – petrografickými poměry se zabývá např.

Kretschmer (1917), Skácel (1966), Dvořák et al. (1986) a Přichystal (1986, 1990).

Údajů o mineralogických poměrech na železnorudných ložiskách u Čabové je ve starší literatuře jen velmi málo (to je zřejmě i z kompendia Burkarta 1953), několik poznámek lze najít v publikacích Skácela (1966) a Zimáka (1999), podrobnější hodnocení ve dvou diplomových pracích (Šabatková 2009; Kopecká 2012). Tento článek přináší mineralogickou charakteristiku železných rud z Rozvodného vrchu u Čabové.

Vzorky a metody

Místo odběru vzorků rud (N 49°49'25" E 17°29'01", odečteno na www.mapy.cz) leží zhruba 350 m s. od kóty 673,2 m, označované jako Rozvodný vrch, ve starší literatuře jako „Sornickel“ nebo „Sanikel“. Vzorky byly odebrány z montánní haldy v blízkosti hranice důlních měř Sofie (Zophia) a Josefa (Joseph) převážně v 80. letech 20. století, kdy zde bylo možno najít dostatek materiálu z rudního tělesa zastiženého při hloubení jámy (tyto vzorky jsou označeny jako RV-1 až RV-76). V současnosti je rudních fragmentů v uvedeném prostoru výrazně méně díky činnosti sběratelů minerálů po zveřejnění informace (Mátl 1994) o kvalitě zdejšího jaspilitu. Do článku byly začleněny i některé výsledky studia železných rud z blízkosti kóty Železník (vzorek Žel-1) a z důlních měř Josefa

a Aloisia v prostoru mezi Rozvodným vrchem, Železníkem a obcí Čabová (vzorky Jos-1 až Jos-3 a Alois-10).

Z vybraných rudních vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy, které byly studovány mikroskopicky v procházejícím i v odraženém světle. Chemické složení sedmi rudních vzorků z k. ú. Čabová bylo stanoveno v Acme Analytical Laboratories Ltd (Vancouver, Kanada) převážně metodou ICP-ES/MS (hmotnost vzorku před homogenizací byla kolem 750 g). Pomocí XRF-analýzátoru DELTA PREMIUM (výrobce Olympus Innov-X Systems, Inc.) byl v laboratořích olomoucké firmy URGA stanoven chemismus 15 vzorků rud. XRF analýza byla provedena v modu GEOCHEM na lehce (tlakem ruky) slisovaném prášku získaném semletím vzorků o hmotnosti cca 600 g. Zjištěné obsahy jednotlivých prvků byly korigovány na základě výsledků analýz 68 rozpráskovaných vzorků hornin a rud (včetně Fe-rud ze šternbersko-hornobenešovského pruhu a vrbenské skupiny), které byly analyzovány za stejných podmínek výše uvedeným XRF-analýzátořem a současně přesnějšími metodami v laboratořích Acme. Vhodnost tohoto postupu při stanovení některých prvků pomocí obdobného „outdoorového“ XRF-analýzátořu prověřili např. Geršl a Kněsl (2009). V tabulce 1 jsou uvedeny přepočtené výsledky, a to pouze u prvků vykazujících vysoký koeficient determinace mezi hodnotami zjištěnými v laboratořích Acme a analýzátořem DELTA PREMIUM (a současně s obsahy nad mezí detekce tohoto analýzátořu).

Chemické složení jednotlivých minerálů bylo sledováno pomocí elektronového mikroanalýzátořu Cameca SX100 (PEMM, PřF MU Brno, analytici R. Čopjaková, R. Škoda a P. Gadas, analyzováno převážně v letech 2007–2011). Reprezentativní WDX-analýzy fylosilikátů a karbonátů jsou uvedeny v tabulkách 4 a 5 – přepočet analýz chloritů byl proveden na 14 atomů kyslíku, muskovitu na 11 atomů kyslíku, karbonátů na $R^{2+} = 1$ (kalcit, siderit) nebo 2 (neurčený karbonát, přepočten jako by šlo o ankerit), v případě stilpnomelanu byl zvolen přepočet na sumu 20 kationtů s vyloučením K, Na, Ba a Ca (postup Mückeho et al. 2013). WDX analýzy fylosilikátů a karbonátů byly provedeny za těchto podmínek: napětí 15 kV, proud 10 nA, průměr svazku 4 nebo 5 μm (fylosilikáty), 7 nebo

5 μm (karbonáty). Výsledky WDX analýz dalších minerálů jsou pouze stručně komentovány v textu.

Mineralogická charakteristika

– hlavní typy železných rud

V haldovém materiálu na Rozvodném vrchu lze na základě nerostného složení rozlišit šest typů rud: jaspilitové rudy (dále označovány jako rudy typu A), magnetit-hematitové jaspilitové rudy (typ B), křemen-hematitové rudy (typ C), křemen-magnetitové rudy (typ D), karbonátové rudy (typ E) a chloritové rudy (typ F). Rudy typů A, B a C na lokalitě převažují.

Jaspilitové rudy (typ A) mají cihlově červenou barvu, při vyšším obsahu magnetitu a zrnitého hematitu (tedy při přechodu do typu B) mohou být až červenočerné, často jsou (v brekciovitých typech) prostoupeny žilkami šedobílého křemene. Jaspilitová hmota má charakter velmi jemnozrnného agregátu složeného z xenomorfních zrn křemene (zpravidla do 0,02 mm) s velmi drobnými šupinkami hematitu. Vždy jsou přítomny automorfní až hypautomorfní porfyroblasty magnetitu o velikost zpravidla do 0,2 mm. Místy jsou v rudě magnetitová zrna nahloučená do elipsoidálních nebo kulovitých forem o průměru obvykle do 2–3 mm, na jejichž povrchu jsou individua magnetitu téměř dokonale omezena krystalovými plochami, ve vnitřní části je stupeň automorfie zrn výrazně nižší. Běžně jsou v rudě přítomny drobné jemnozrnné nebo šupinkovité agregáty hematitu, často jde o paprscité agregáty složené jen z několika hematitových šupinek. Množství magnetitu a hematitu je velmi proměnlivé, při vyšším obsahu magnetitu nebo hematitu přechází do typu B.

Magnetit-hematitové jaspilitové rudy (typ B) jsou obvykle červenočerné, mají šmouhovitou nebo šmouhovitě páskovanou texturu. Kromě partií, jejichž povaha v podstatě odpovídá typu A, jsou v rudě přítomny šmouhy až neprůběžné pásy tvořené zrnitým hematitem nebo složené z hypautomorfních až automorfních individuí magnetitu o velikosti do 0,3 mm (výjimečně až 0,5 mm). Kvantitativní zastoupení hematitu a magnetitu je velmi proměnlivé, většinou převažuje hematit nad magnetitem. Ruda někdy obsahuje karbonáty – vtroušeniny kalcitu

Tab. 1: Chemismus železných rud (hm. %) stanovený pomocí XRF analýzátořu DELTA PREMIUM.

Tab. 1: Chemistry of iron ores (wt. %) determined by the XRF analyser DELTA PREMIUM.

typ rudy	A	A + F	B	B	B	B	C	C/D	D	E	E	E	E	E	F	F	F
vzorek	Jos-3	RV-33	RV-27	RV-34	RV-43	Žel-1	Alois-10	RV-68	RV-62	RV-1	RV-10	RV-22	RV-67	RV-76	RV-13	Jos-1	Jos-2
SiO ₂	72,2	23,3	36,8	51,0	55,1	51,3	53,3	28,4	47,5	45,0	64,4	33,5	36,3	55,6	22,2	15,5	17,4
TiO ₂	< 0,1	1,9	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	2,2	6,0	3,8
Al ₂ O ₃	0,4	6,5	1,1	1,1	1,2	1,4	1,0	1,9	2,2	0,4	1,1	2,6	2,8	0,7	15,3	11,1	13,7
FeO	20,5	29,0	29,5	40,1	44,3	42,8	42,6	51,6	37,4	32,0	28,4	53,9	33,6	35,6	33,9	53,8	49,4
CaO	0,6	10,9	10,7	4,1	0,5	0,6	0,6	7,3	3,3	8,6	2,1	4,2	7,7	0,7	1,3	3,2	1,3
MnO	< 0,01	0,19	0,24	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,10	0,01	0,08	< 0,01	0,08	0,04	< 0,01	0,03	0,10	0,03
K ₂ O	< 0,10	< 0,10	0,19	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,23	0,31	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,29	< 0,10	0,56	0,24	< 0,10
P ₂ O ₅	0,10	0,78	0,24	0,12	0,11	0,10	0,13	0,23	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,41	3,87	0,73
S	< 0,01	< 0,01	0,04	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,04	0,02	0,03	0,02	< 0,01	0,12	< 0,01	< 0,01
As	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	0,005	< 0,003	< 0,003
Zn	< 0,003	0,011	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	0,003	0,003	< 0,003	0,028	0,011	0,037

nebo i jeho relativně hrubozrnné agregáty tvořící šmouhy, méně obvyklý je jemnozrnný Fe-karbonát (podobné povahy jako v rudách typu E).

Křemen-hematitové rudy (typ C) mají šedočernou barvu s namodralým odstínem. Jejich textura je někdy masivní, jindy šmouhovitá, poměrně často brekciovitá. Na složení se často podílí jen oba minerály uvedené v názvu rudního typu. Hematit

Tab. 2: Chemické složení železných rud stanovené v Acme Analytical Laboratories Ltd.

Tab. 2: Whole-rock composition of iron ores determined in the Acme Analytical Laboratories Ltd.

typ rudy	A	B	B	C	D	E	F
vzorek	Jos-3	RV-43	Žel-1	Aloi-10	RV-62	RV-22	Jos-2
SiO ₂ (hm. %)	80,16	49,73	53,95	52,73	52,14	31,05	13,88
Al ₂ O ₃ (hm. %)	0,28	0,13	0,37	0,11	0,71	0,54	10,74
Fe ₂ O ₃ (hm. %)	18,29	49,87	43,58	46,71	42,76	55,14	62,25
MgO (hm. %)	0,11	< 0,01	0,01	< 0,01	0,18	0,39	2,58
CaO (hm. %)	0,08	0,15	0,24	0,1	2,27	1,47	1,28
Na ₂ O (hm. %)	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
K ₂ O (hm. %)	0,01	< 0,04	0,08	< 0,01	0,15	0,12	0,02
TiO ₂ (hm. %)	0,05	< 0,01	0,02	< 0,01	0,11	0,03	3,31
P ₂ O ₅ (hm. %)	0,098	0,1	0,201	0,132	0,16	0,06	1,025
MnO (hm. %)	0,1	0,01	0,03	< 0,01	0,04	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃ (hm. %)	< 0,002	< 0,001	< 0,002	< 0,002	0,002	0,001	0,005
LOI (hm. %)	0,80	-0,10	1,50	0,20	1,50	11,00	4,80
TOT/C (hm. %)	0,03	0,01	0,02	0,02	0,48	3,38	< 0,02
TOT/S (hm. %)	< 0,02	< 0,01	< 0,02	0,02	< 0,01	0,02	< 0,02
suma (hm. %)	100,01	99,92	99,99	100	100,03	99,89	99,95
Ba (ppm)	108	5,6	15	7	59	172,6	128
Be (ppm)	< 1,0	< 1,0	< 1,0	2,0	< 1,0	< 1,0	1,0
Co (ppm)	4,8	0,7	1,2	1,4	1,6	0,9	76,4
Cs (ppm)	0,1	0,1	0,2	< 0,1	2,6	1,9	1,5
Ga (ppm)	1,2	< 0,5	1,7	5,3	1,9	1,7	33
Hf (ppm)	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,3	< 0,1	6,0
Nb (ppm)	1,0	0,2	0,6	< 0,1	2,9	0,5	35,1
Rb (ppm)	0,4	0,5	1,3	0,2	2,9	1,9	1,0
Sn (ppm)	< 1,0	1	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0
Sr (ppm)	4,8	6,2	4,8	8,5	61,3	30,7	19,7
Ta (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	2,5
Th (ppm)	0,3	0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	0,3	1,6
U (ppm)	0,2	0,4	1,1	0,3	0,3	0,4	3,4
V (ppm)	40,0	14,0	41,0	46,0	44,0	21,0	145,0
W (ppm)	1,3	1,0	12,9	3,3	2,2	0,8	2,7
Zr (ppm)	3,9	1,7	4,5	1,6	9	7,3	264,8
Y (ppm)	2,4	1,6	2,3	1,2	4,5	2,5	30,1
Mo (ppm)	2,4	7,8	1,6	2,9	2,5	3,6	1
Cu (ppm)	4,7	3,3	4,1	4,7	2,4	7,3	1,3
Pb (ppm)	1,1	1,1	2,2	2,1	3,6	1,9	1,2
Zn (ppm)	24,0	3,0	6,0	10,0	17,0	28,0	294,0
Ni (ppm)	13,5	4,9	11,9	6,5	6,3	4,8	161,6
As (ppm)	1,4	3,2	2,3	5,9	3	0,9	< 0,5
Cd (ppm)	0,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,2	0,4
Sb (ppm)	0,2	0,6	1,1	0,9	0,8	0,1	< 0,1
Bi (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Ag (ppm)	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Au (ppb)	69,7	17,1	543,5	19,2	23,6	15,7	30,3
Hg (ppm)	0,02	< 0,01	0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Tl (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Se (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,5	< 0,5

tvoří velké agregáty složené z anizometrických zrn o velikosti zpravidla do 0,05 mm, jen místy jsou přítomny tabulky nebo i drobné šupinky hematitu (typické jaspilitové partie jsou výjimečné). Křemen je relativně hrubozrnný – větší zrna mají až 0,7 mm, jsou výrazně anizometrická, vykazují undulózní zhašení. S rostoucím obsahem hematitu v rudě průměrná velikost zrn křemene klesá.

Křemen-magnetitové rudy (typ D) jsou šedočerné, někdy s namodralým odstínem. Dominantním rudním minerálem je magnetit, jehož drobná zrna (o velikosti kolem 0,05 mm) bývají seskupena do až 5–6 mm velkých izometrických agregátů, jejichž vnější omezení je tvořeno krystalovými plochami. Součástí rudy jsou jednotlivá hypautomorfní až automorfní individua magnetitu o velikosti do 1 mm. Křemen je velmi jemnozrnný, a to zejména na styku s magnetitovými agregáty, směrem do centra křemenných agregátů se velikost křemenných zrn zvětšuje až na 0,4 mm (tato zrna vykazují výrazné undulózní zhašení). Častou součástí křemenných agregátů jsou jednotlivé šupinky nebo vějířky stilpnomelanu. Hematit je v rudě přítomen jen ojediněle – tvoří drobná zrníčka a šupinky inkludované křemenem.

Karbonátové rudy (typ E) mají tmavě hnědou až červenohnědou barvu, jejich šmouhovitě páskovaná textura je jen někdy pozorovatelná již makroskopicky. Charakteristickou složkou rudy jsou jemnozrnné agregáty Fe-karbonátů (identifikován byl siderit), tvořící šmouhy, neprůběžné pásy nebo i formy zcela nepravidelných tvarů, jejichž součástí jsou šupinky a zrníčka hematitu, drobná zrna křemene a magnetitu (zrna magnetitu bývají seskupena do plochých čoček o velikosti až 5 mm), šupinky stilpnomelanu, lokálně vtrošeny pyritu (až 0,5 mm velká hypautomorfní individua hexaedrického typu). Na stavbě rudy se podílí vždy křemenem bohaté jemnozrnné až drobnozrnné čočky, šmouhy nebo neprůběžné pásy. Ve variabilním množství je v rudě přítomen kalcit – je-li podstatnou složkou, pak obvykle tvoří drobnozrnné pásy. Partie bohaté křemenem nebo kalcitem vždy obsahují hematit, magnetit a stilpnomelan (je-li hojný stilpnomelan, nebývá v těchto partiích vysoký podíl hematitu a naopak).

Chloritové rudy (typ F) mají černozeleňou barvu. Jejich dominantní složkou je jemně šupinkovitý chlorit, ve variabilním množství je přítomen kalcit, jehož zrna mohou vytvářet šmouhovité pásy. V některých vzorcích je chlorit provázen stilpnomelanem (často v partiích s kalcitem). V podobě převážně xenomorfních zrn je přítomen magnetit, někdy ruda obsahuje tabulky ilmenitu, šupinky nebo tabulky muskovitu, zrna křemene a albitu. Běžnou akcesorií je minerál skupiny TiO₂ a monazit, tvořící místy hojná xenomorfní zrna o velikosti až 0,03 mm, zjištěn byl i apatit.

Tab. 3: Obsahy vzácných zemin (v ppm) v železných rudách stanovené v Acme Analytical Laboratories Ltd.

Tab. 3: REE contents (in ppm) in iron ores determined in the Acme Analytical Laboratories Ltd.

typ rudy	A	B	B	C	D	E	F
vzorek	Jos-3	RV-43	Žel-1	Aloi-10	RV-62	RV-22	Jos-2
La	1,6	1,4	1,7	1,4	3,6	2,7	14,0
Ce	3,1	1,9	4,2	1,4	6,3	6,3	30,3
Pr	0,36	0,32	0,54	0,24	0,95	0,64	4,70
Nd	1,7	1,3	2,2	1,1	3,9	2,7	20,2
Sm	0,43	0,30	0,48	0,20	0,60	0,60	5,21
Eu	0,17	0,08	0,15	0,06	0,26	0,21	1,52
Gd	0,57	< 0,50	0,52	0,24	0,91	0,59	6,00
Tb	0,11	0,05	0,10	0,05	0,14	0,08	0,76
Dy	0,49	0,26	0,49	0,21	0,59	0,53	5,04
Ho	0,09	0,04	0,12	0,05	0,12	0,09	0,99
Er	0,26	0,16	0,28	0,13	0,39	0,29	3,03
Tm	0,04	0,02	0,05	0,03	0,04	0,04	0,39
Yb	0,17	0,09	0,23	0,11	0,22	0,19	2,60
Lu	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,39
suma	9,13	5,95	11,11	5,25	18,07	15,00	95,13
LREE	7,19	5,22	9,12	4,34	15,35	12,94	74,41
HREE	1,94	0,73	1,99	0,91	2,72	2,06	20,72
HREE/LREE	0,27	0,14	0,22	0,21	0,18	0,16	0,28

Rudami pronikají vlasové žilky až několik cm mocné žilky tvořené kalcitem nebo křemenem v různém kvantitativním poměru. Podstatnou složkou některých žilek jsou fylosilikáty, zastoupené hlavně stilpnomelanem (až 3 mm velké hnědavé černé lupínky, přítomné zejména při okraji kalcitových žilek) a chlorit (tmavě zelené až černozeleň jemně šupinkovité agregáty); ojedinělou součástí žilek je muskovit (drobné tabulky a šupinky při okraji žilek). Součástí žilek může být zrnitý magnetit a zejména hrubě lupenitý hematit (hojný na křemenných žilkách). Na kal-

citové žilce v rudě typu F byla zjištěna xenomorfní zrna barytu o velikosti do 0,003 mm (ověřeno EDX).

Rudní vzorky z haldy na Rozvodném vrchu jsou jen nepatrně postiženy supergenními procesy, které se projevují slabou limonitizací Fe-karbonátů a někdy i chloritu a stilpnomelanu. Železné rudy z blízkosti kóty Železník a z důlních měř Josefi a Aloisia jsou zvětráváním ovlivněny mnohem výrazněji (karbonáty jsou často vylouženy, dutiny po nich bývají vyplněny limonitem). Stupeň supergenního postižení se projevuje i rozsahem martitizace magnetitu – v rudách z Rozvodném vrchu je rozsah této přeměny jen nepatrný, v rudách od Železníku a z důlních měř Josefi a Aloisia jsou přítomny i dokonalé pseudomorfozy hematitu po magnetitu.

Chemismus rud a vybraných minerálů

Chemismus rud je zřejmý z tabulek 1 až 3, do nichž byly začleněny údaje o složení vzorků reprezentujících výše rozlišené rudní typy A až F, do tabulky 1 byl zařazen i vzorek se složením na rozhraní typů C a D (v tabulce C/D) a také vzorek brekciovité rudy s klasty odpovídajícími typům A a F (v tabulce A+F).

Reprezentativní WDX analýzy karbonátů (kalcit, siderit a neurčený karbonát – viz následující kapitola) a fylosilikátů (stilpnomelan, chlorit, muskovit) jsou uvedeny v tabulkách 4 a 5. V magnetitu bylo vedle dominantního Fe v analyzovaných bodech zjištěno (v hm. %) až 0,73 TiO₂, 0,77 SiO₂, 0,17 Al₂O₃, 0,10 Cr₂O₃ a 0,12 V₂O₃. Ilmenit obsahuje (v apfu, na bázi 3 atomy kyslíku) 0,06 Si, 0,04 Al, 0,02 Mg a 0,01 Mn. V monazitu zcela nepatrně převažuje Ce nad sumou La + Nd, počty atomů těchto tří prvků (apfu, na bázi 4 atomy kyslíku) jsou následující: 0,42–0,44 Ce, 0,22–0,27 La a 0,15–0,18 Nd.

Tab. 4: Chemismus karbonátů v železných rudách a na hydrotermálních žilkách (hm. %).

Tab. 4: Chemistry of carbonates in iron ores and hydrothermal veins (wt. %).

vzorek	kalcit						siderit					neurčitelný karbonát		
	ruda			žilka			ruda					ruda		
	RV-22	RV-22	RV-62	RV-10	RV-62	RV-68	RV-22	RV-22	RV-76	RV-76	RV-1	RV-1	RV-1	
CaO	52,67	53,87	53,03	51,66	50,63	53,30	0,54	0,69	0,65	0,68	0,73	37,15	39,32	36,51
FeO	3,97	3,33	3,37	3,81	2,66	3,11	59,11	58,76	58,08	60,52	59,36	21,94	19,06	22,98
MgO	0,11	0,25	0,19	0,06	0,21	0,28	1,71	1,13	2,39	0,69	1,01	0,03	0,02	0,04
MnO	0,06	0,27	0,23	0,13	0,82	0,24	0,23	0,10	0,35	0,07	0,16	0,53	0,09	0,30
SrO	-	0,01	0,09	0,10	0,10	0,28	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	nest.	-	-	nest.	-	-	-	-	0,03	-	-	-
BaO	-	-	nest.	0,01	0,02	nest.	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	nest.	nest.	-	nest.	nest.	-	nest.	nest.	nest.	-	0,01	-	-	-
P ₂ O ₅	nest.	nest.	0,03	0,03	0,03	0,02	nest.	nest.	nest.	-	0,04	-	-	-
SiO ₂	-	0,01	nest.	0,08	0,01	nest.	0,04	1,20	0,07	0,02	0,32	0,21	0,11	0,15
Al ₂ O ₃	0,08	-	-	nest.	nest.	0,02	0,11	0,66	0,19	0,01	0,02	0,11	0,08	0,06
SO ₃	-	-	-	nest.	nest.	0,01	-	0,03	0,02	0,01	-	-	-	-
suma	56,89	57,74	56,94	55,88	54,48	57,26	61,74	61,68	61,75	62,00	61,68	59,97	58,68	60,04
počet kationtů (apfu):														
Ca ²⁺	0,941	0,944	0,944	0,941	0,943	0,944	0,011	0,014	0,013	0,014	0,015	1,357	1,448	1,334
Fe ²⁺	0,055	0,046	0,047	0,054	0,039	0,043	0,937	0,936	0,914	0,965	0,953	0,626	0,548	0,655
Mg ²⁺	0,003	0,006	0,005	0,002	0,005	0,007	0,048	0,047	0,067	0,020	0,029	0,002	0,002	0,002
Mn ²⁺	0,001	0,004	0,003	0,002	0,012	0,003	0,004	0,004	0,006	0,001	0,003	0,015	0,003	0,009
Sr ²⁺	-	-	0,001	0,001	0,001	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-

Diskuze

1) V haldovém materiálu na Rozvodném vrchu jsou zastoupeny hlavně „kyselé rudy“ (typy A, B, C a D – rudy typu B převažují), méně hojné jsou zde „zásadité rudy“ obsahující jako podstatnou složku siderit nebo chamosit (typy E a F). Rudy typu A jsou na železo relativně chudé, jeho obsah je vždy pod 20 hm. % Fe (a nutno poznamenat, že rudnina této povahy by k výrobě železa nebyla využitelná). V rudách všech ostatních typů jsou obsahy Fe v průměru mezi 30 a 35 hm. %, nejvyšší obsahy Fe v jednotlivých rudních vzorcích byly zjištěny u typů E a F

(shodně 42 hm. %). Pro rudy typu F jsou vedle relativně nízkých obsahů SiO_2 a vysokých obsahů Al_2O_3 charakteristické zvýšené koncentrace titanu, fosforu (tab. 1 a 2) a také prvků skupiny vzácných zemin (tab. 3), vázaných patrně hlavně na monazit – (Ce). To je dáno rozdílnou povahou protolitu: u typů A až E šlo primárně o hydrotermálně-sedimentární silicity s vysokým podílem oxidů a oxihydroxidů Fe s lokálními akumulacemi Fe-karbonátů a s příměsí pyroklastického materiálu, protolit rud typu F je patrně produktem hydrotermální alterace bazických vulkanitů, příp. pyroklastik. Zvýšené obsahy vzácných zemin (hlavně

Tab. 5: Chemismus stílpnomelanu, chloritu a muskovitu v železných rudách a na hydrotermálních žilkách (hm. %).

Tab. 5: Chemistry of stilpnomelane, chlorite and muscovite in iron ores and hydrothermal veins (wt. %).

vzorek	stilpnomelan						chlorit						muskovit		
	ruda			žilka			ruda			žilka			ruda	žilka	
	RV-10	RV-68	RV-67	RV-22	RV-27	RV-68	Jos-2	RV-67	RV-10	RV-33	RV-1	RV-68	Jos-1	RV-68	RV-68
SiO_2	43,80	43,47	43,50	43,92	43,40	44,38	24,57	24,16	24,72	24,90	22,79	23,39	45,04	47,07	46,52
TiO_2	–	0,02	–	0,01	0,01	0,02	0,06	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,30	0,05	0,02
Al_2O_3	5,82	6,43	6,48	6,14	5,77	6,22	17,04	17,59	16,36	16,64	19,65	18,38	25,50	25,90	26,60
Cr_2O_3	0,01	–	nest.	–	–	0,01	0,02	–	–	–	–	–	–	0,03	0,03
V_2O_5	nest.	–	nest.	nest.	nest.	–	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,05	nest.	0,04	0,09
P_2O_5	0,04	0,03	0,01	nest.	nest.	–	–	–	–	nest.	nest.	0,01	–	–	–
FeO	35,52	34,98	33,73	34,59	33,43	33,81	37,69	40,72	42,38	38,92	40,20	42,62	8,20	8,97	8,30
MgO	2,00	2,28	2,03	1,73	2,18	2,90	4,83	5,48	4,80	6,58	5,28	4,58	1,12	1,26	1,09
MnO	0,17	0,09	0,08	0,04	0,05	0,12	0,03	0,08	0,04	0,08	0,06	0,13	–	–	0,04
NiO	–	–	0,03	nest.	nest.	–	0,12	0,01	0,05	nest.	nest.	nest.	0,03	nest.	nest.
CaO	0,25	0,32	1,32	0,48	0,47	0,35	0,14	0,04	0,07	0,04	–	0,04	0,04	0,03	0,02
BaO	0,66	0,79	0,62	nest.	nest.	0,54	–	–	0,02	nest.	nest.	–	0,09	0,05	0,14
ZnO	0,02	0,05	–	nest.	nest.	–	0,09	0,02	–	nest.	nest.	0,09	0,03	–	–
K_2O	1,73	1,76	1,91	1,90	1,41	2,23	0,06	0,17	–	0,01	0,02	0,03	10,47	10,53	10,79
Na_2O	0,04	–	0,09	0,05	–	0,02	0,02	0,06	0,05	0,04	–	0,01	0,16	0,04	0,13
Rb_2O	nest.	0,04	–	nest.	nest.	0,02	–	–	–	nest.	nest.	0,04	nest.	–	–
F	–	–	–	nest.	nest.	–	–	–	–	nest.	nest.	–	0,15	0,08	0,12
Cl	0,05	0,03	0,04	nest.	nest.	0,01	–	0,01	–	nest.	nest.	–	0,01	0,01	–
O=F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	-0,06	-0,03	-0,05
O=Cl	-0,01	-0,01	-0,01	–	–	–	–	–	-0,00	–	–	–	-0,00	-0,00	–
suma	90,10	90,28	89,83	88,86	86,72	90,63	84,67	88,38	88,50	87,23	88,01	89,38	91,07	94,02	93,84
počet kationtů a aniontů (apfu):															
Si^{4+}	10,485	10,368	10,549	10,621	10,656	10,512	2,903	2,772	2,856	2,863	2,618	2,682	3,274	3,310	3,278
Ti^{4+}	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,016	0,003	0,001
Al^{3+}	1,642	1,807	1,852	1,750	1,670	1,736	2,373	2,379	2,228	2,255	2,660	2,484	2,184	2,147	2,209
Cr^{3+}	0,002	–	–	–	–	0,002	0,002	–	–	–	–	–	–	0,002	0,002
V^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,005	–	0,002	0,005
P^{5+}	0,008	0,006	0,002	–	–	–	–	–	–	–	–	0,001	–	–	–
Fe^{2+}	7,111	6,977	6,841	6,995	6,864	6,698	3,724	3,908	4,095	3,742	3,861	4,087	0,498	0,528	0,489
Mg^{2+}	0,714	0,811	0,734	0,624	0,798	1,024	0,851	0,937	0,827	1,128	0,904	0,783	0,121	0,132	0,114
Mn^{2+}	0,034	0,018	0,016	0,008	0,010	0,024	0,003	0,008	0,004	0,008	0,006	0,013	–	–	0,002
Ni^{2+}	–	–	0,006	–	–	–	0,011	0,001	0,005	–	–	–	0,002	–	–
Ca^{2+}	0,064	0,082	0,343	0,124	0,124	0,089	0,018	0,005	0,009	0,005	–	0,005	0,003	0,002	0,002
Ba^{2+}	0,062	0,074	0,059	–	–	0,050	–	–	0,001	–	–	–	0,003	0,001	0,004
Zn^{2+}	0,004	0,009	–	–	–	–	0,008	0,002	–	–	–	0,008	0,002	–	–
K^+	0,528	0,536	0,591	0,586	0,442	0,674	0,009	0,025	–	0,001	0,003	0,004	0,971	0,945	0,970
Na^+	0,019	–	0,042	0,023	–	0,009	0,005	0,013	0,011	0,009	–	0,002	0,023	0,005	0,018
Rb^+	–	0,006	–	–	–	0,003	–	–	–	–	–	0,003	–	–	–
suma	20,673	20,697	21,035	20,734	20,565	20,825	9,911	10,053	10,035	10,013	10,053	10,076	7,097	7,077	7,094
F^-	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,034	0,018	0,027
Cl^-	0,020	0,012	0,016	–	–	0,004	–	0,002	–	–	–	–	0,001	0,001	–
O^{2-}	31,709	31,705	32,188	31,927	31,837	31,865	14,000	13,998	14,000	14,000	14,000	14,000	10,964	10,981	10,973

LREE) ve vulkanitech šternbersko-hornobenešovského pruhu jsou zřejmě z práce Přichystala (1990) – citovaným autorem uváděné obsahy REE v diabasech a keratofyrech z berounského revíru jsou vyšší než v rudách typu F. Součástí tabulky 3 je hodnota poměru HREE/LREE, která se v případě rud od Čabové pohybuje v rozpětí 0,14 až 0,28. Z nepublikovaných dat autora je zřejmé, že pro železné rudy typu Lahn-Dill (kyselé i bazické) v jesenické oblasti je převaha LREE nad HREE typická: v souboru 29 analýz železných rud lahndillského typu z jižní a střední části šternbersko-hornobenešovského pruhu a ze všech úseků vrbenské skupiny jsou hodnoty HREE/LREE v rozpětí 0,09 až 0,42 (HREE = 0,73 až 41,34 ppm, LREE = 2,16 až 440,69 ppm). Data uváděná Mückem et al. (2013) pro železné rudy z ložiska Horní Benešov lze vzhledem k převaze HREE nad LREE ve všech rudních vzorcích považovat za anomální (nejnižší hodnota HREE/LREE je 1,13). Nutno poznamenat, že na železnorudných akumulacích typu Lahn-Dill v jesenické oblasti byla převaha HREE nad LREE zjištěna autorem této zprávy v pyritových rudách s magnetitem z Horní Moravice. Rozdíly v chemismu Fe-rud od Čabové a Horního Benešova mohou svědčit o rozdílnosti procesů vzniku obou akumulací. Železné rudy hornobenešovského ložiska se podle Mückeho et al. (2013) geneticky liší od typických železnorudných akumulací lahndillského typu. Podle citovaných autorů lze Fe-rudy hornobenešovského revíru považovat za železem bohatou distální facii spjatou se submarinními hydrotermálními vývěry, jejichž produktem byly polymetalické sulfidické akumulace s barytem. Výše již bylo zmíněno, že pyritové rudy s magnetitem od Horní Moravice se poměrem HREE a LREE podobají železným rudám z Horního Benešova. V případě Horní Moravice může být genetická interpretace obdobná představě Mückeho et al. (2013), hydrotermálně sedimentární polymetalická sulfidická mineralizace s barytem byla zjištěna jen několik km od hornomoravického ložiska (vrty v blízkosti historického ložiska Nová Ves).

2) Železné rudy s podstatným podílem Fe-karbonátů (typ E) nejsou z ložisek typu Lahn-Dill v sv. části Českého masivu často popisovány, což ale neznamená, že zde nejsou běžným rudním typem. Dokud nebyla k dispozici EDX nebo WDX analýza, byla identifikace Fe-karbonátů v rudách velmi obtížná, v případě vzorků se silným supergenním postižením nemožná. Ve starších pracích věnovaných berounskému revíru proto rudy tohoto charakteru zmiňovány nejsou, v novějších publikacích je přítomnost Fe-karbonátů uváděna z železnorudných akumulací v jiných úsecích šternbersko-hornobenešovského pruhu (Řídeč, Horní Benešov) a také v severní části vrbenské skupiny. Z povahy materiálu deponovaného na Rozvodném vrchu u Čabové lze usuzovat, že rudy typu E nejsou na ložisku příliš hojné. Mocnost jejich poloh však musela být alespoň v některých případech větší než cca 25 cm. Siderit z Rozvodného vrchu se výraznou dominancí železa v pozici divalentního kationtu (Fe apfu = 0,91–0,97) výrazně liší od sideritů v železných rudách na ložisku Horní Benešov, v nichž byly zjištěny často značné obsahy Mn, Mg a také Ca (Mücke et al. 2013). Již výše v textu zmiňovaný a v tabulce 4 uvedený „neurčený karbonát“ byl zjištěn ve formě

Tab. 6: Chemismus chloritu (Si apfu, F/FM) a na chemismu založená chloritová geotermometrie.

Tab. 6: Chemistry of chlorite (Si apfu, F/FM) and chlorite compositional geothermometry.

	ruda typu E	ruda typu F	žilky
Si apfu (na bázi 14 at. O)	2,66–2,86	2,76–2,92	2,62–2,73
F/FM	0,81–0,84	0,76–0,83	0,77–0,84
Cathelineau – Nieva (1985)	260–302	247–281	286–311
Cathelineau (1988)	306–369	287–338	346–383
Kranidiotis – MacLean (1987)	200–223	189–211	210–225
Jowett (1991)	322–385	301–354	361–698
Zang – Fyfe (1995)	215–255	206–236	242–267

jemnozrnných agregátů pouze v jednom vzorku; v BSE obrazu se tyto agregáty jeví jako homogenní. Výsledky tří bodových analýz tohoto karbonátu (viz tab. 4) jsou si velmi blízké, avšak poměrem Ca/Fe neodpovídají ankeritu, a nelze uvažovat ani o Fe-kalcitu (v tomto případě je obsah Fe naopak příliš vysoký). Kalcit s relativně vysokým obsahem železa (Fe apfu = 0,04–0,06) je však na Rozvodném vrchu přítomen, a to jak v Fe-rudách, tak i jako podstatná složka jimi probíhajících žilek. Kalcit s obdobnou koncentrací Fe je uváděn z Horního Benešova, kde však má i zvýšené obsahy Mn a Sr (Mücke et al. 2013).

3) Fylosilikáty jsou v rudách zastoupeny hlavně chloritem a stilpnomelanem. Zatímco chlorit může být i dominantní složkou rudy (typ F), množství stilpnomelanu v rudě jen výjimečně dosahuje 15–20 obj. %. Již z optických vlastností chloritů v rudách a na žilkách (vždy výrazný pleochroismus od jemně nažloutlé po středně zelenou, anomální šedomodré interferenční barvy) je zřejmé, že jde o Fe-chlority velmi podobného složení, což dokládají i výsledky WDX analýz. Na základě výrazné převahy Fe v oktaedrické pozici lze všechny analyzované chlority označit jako chamosit. Podle starší Melkovy klasifikace založené na Si apfu a hodnotě F/FM odpovídají chlority v rudě typu E chamositu až thuringitu, v rudě typu F chamositu, na žilkách thuringitu (tab. 6). Rozdíly v chemismu mezi analyzovanými chlority (celkem 20 analýz) jsou však velmi malé a všechny se v Melkově klasifikaci nachází při rozhraní mezi poli chamositu a thuringitu (hranice je na 2,75 Si apfu). Ke zjištění teplot krystalizace chloritů bylo použito pět rozdílných geotermometrů (tab. 6), založených na množství tetraedrického Al a na poměru Fe/(Fe+Mg). Pouze dva z geotermometrů (Kranidiotis – MacLean 1987; Zang – Fyfe 1995) poskytly teploty, které lze považovat za akceptovatelné (189 až 225 °C a 206 až 267 °C), teploty vypočtené podle tří zbývajících jsou nerealně vysoké (tab. 6). Obdobně jako u chloritu, neexistuje žádný zásadnější rozdíl v chemismu a optických vlastnostech stilpnomelanu v rudě a na žilkách. Minerál vykazuje výrazný pleochroismus v barvách charakteristických pro „ferristilpnomelan“ (žlutá x hnědočerná až téměř černá), zcela výjimečně byly ve stilpnomelanu zjištěny drobné „ostrůvky“, jejichž pleochroismus (bledě žlutá x zelená) by odpovídal „ferrostillpnomelanu“. Stilpnomelan z Rozvodného vrchu se chemismem podobá stilpnomelanu z ložiska Řídeč v jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu (Zimák 2015) a také stilpnomelanu ze železných rud na lo-

žisku Horní Benešov, kde však obsahuje více barya a méně draslíku (Mücke et al. 2013).

Závěr

V haldovém materiálu na Rozvodném vrchu u Čabové bylo rozlišeno šest typů rud: jaspilitové rudy (s obsahy Fe pod 20 hm. %), magnetit–hematitové jaspilitové rudy, křemen–hematitové rudy, křemen–magnetitové rudy, karbonátové rudy a chloritové rudy (v pěti posledních typech jsou průměrné obsahy Fe mezi 30 a 35 hm. %). Na složení rud se podílí v různých proporcích hlavně křemen, magnetit, hematit, kalcit, siderit, chamosit a stilpnomelan; k běžným akcesoriím chloritových rud patří ilmenit,

minerál skupiny TiO_2 , monazit–(Ce) a apatit. Protolitem chloritových rud je nejspíše produkt hydrotermální alterace bazických vulkanitů, příp. pyroklastik. Ostatní rudní typy se patrně vytvořily ze silicitů hydrotermálně sedimentárního původu s vysokým podílem oxidů a oxihydroxidů Fe s lokálními akumulacemi Fe-karbonátů a s příměsí pyroklastického materiálu.

Poděkování

Autoři děkují editorovi doc. RNDr. Zdeňku Lososovi, CSc. a recenzentovi prof. RNDr. Bohuslavu Fojtovi, CSc. za cenné rady a připomínky, které přispěly ke zkvalitnění tohoto článku.

Literatura

- Burkart, E. (1953): Mährens Minerale und ihre Literatur. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.
- Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. – *Clay Minerals*, 23, 471–485. London.
- Cathelineau, M. – Nieva, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235–244.
- Dvořák, J. – Kalvoda, J. – Otava, J. – Přichystal, A. (1986): Zpráva o podrobném geologickém mapování v okolí Moravského Berouna. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1984*, 59–60.
- Geršl, M. – Knésl, I. (2009): Validace terénního rentgen–fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýzy půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, XVI, 126–130.
- Jowett, E.C. (1991): Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. – *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts 16, A62*. Toronto.
- Kopecká, L. (2012): Mineralogie železných rud typu Lahn–Dill ve šternbersko–hornobenešovském pruhu. – MS, diplomová práce. PřF UP Olomouc. 90 s.
- Kranidiotis, P. – MacLean, W.H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. – *Economic Geology*, 82, 1898–1911.
- Kretschmer, F. (1917): Die Erzführende Diabas- und Schalteinstonezone Sternberg–Bennisch. – *Archiv für Lagerstättenforschung*, 24. Heft, 1–198.
- Mátl, V. (1994): Jaspilit – málo známý netradiční drahý kámen. – *Minerál*, 2, 1, 42.
- Mücke, A. – Dolníček, Z. – Fojt, B. – Hladíková, J. – Pudilová, M. – Reif, J. – Škoda, R. (2013): The Horní Benešov ore deposit in the Devonian Šternberk–Horní Benešov Belt, Jeseníky Mts, Czech Republic. Part II: Fe-ore occurrences. – *Časopis Slezského zemského muzea, Vědy přírodní*, 62, 3, 215–254.
- Přichystal, A. (1986): Vulkanity šternbersko–hornobenešovského pruhu. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1984*, 175–176.
- Přichystal, A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko–hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). – *Sborník geologických věd, řada LGM*, 29, 41–66.
- Skácel, J. (1966): Železorná ložiska moravskoslezského devonu. – *Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematických a přírodních věd*, 76, sešit 11, 3–59.
- Skácel, J. (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky. – MS. Geologický průzkum, n. p. Ostrava.
- Skácel, J. (2000): Přehled geologicko–průzkumných akcí na železné rudy v Jeseníkách a okolí po 2. světové válce. – *Minerál*, 8, 4, 309–312.
- Staněk, S. (1997): Tajemství podzemí. – In: *Sborník „Hvězda pod Rosuticí“*, 14–26, 146–147. Moravská expedice Moravský Beroun.
- Šabatková, L. (2009): Mineralogie železných rud typu Lahn–Dill v okolí Moravského Berouna. – MS, diplomová práce. PřF UP Olomouc. 83 s.
- Tomšík, J. (1993): Vulkanosedimentární ložiska Fe rud na severní Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, 71–78. Moravské muzeum Brno a PřF MU Brno.
- Zang, W. – Fyfe, W.S. (1995): Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. – *Mineralium Deposita*, 30, 30–38.
- Zimák, J. (1999): Stilpnomelan z akumulací Fe–rud lahn–dillského typu ve šternbersko–hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině. – In: *Seminář „Současné výzkumy v Slezsku“ u příležitosti životního jubilea prof. B. Fojta*. *Sborník abstraktů*, 29–32. PřF MU Brno.
- Zimák, J. (2015): Mineralogie železných rud z ložiska Řídeč v jižní části šternbersko–hornobenešovského pruhu (moravskoslezská jednotka Českého masivu). – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 22, 1–2, 25–28.

NOVÝ SEVEROKOREJSKÝ JADERNÝ TEST A ROLE STANICE VRAC V RÁMCI MEZINÁRODNÍHO MONITOROVACÍHO SYSTÉMU CTBTO

New North Korean nuclear test and role of the station VRAC in the framework of the International Monitoring System of the CTBTO

Josef Havíř

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: havir@ipe.muni.cz

Key words: seismic monitoring, CTBTO, nuclear explosions, station VRAC

Abstract

Many seismological stations situated all round the world have registered seismic signal related to North Korean nuclear test explosion conducted on 6th January 2016. Good seismic record was provided also by station VRAC operated by IPE (Institute of Physics of the Earth) which is part of the International monitoring system CTBTO focused on the verification of the compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. Seismic network of the International monitoring system CTBTO is composed of 170 seismic stations. Data are transmitted into International Data Centre in Vienna. In the IPE, Czech "National Data Centre" (NDC) is established, which is responsible for operation of station VRAC and technical information of state authorities. Czech NDC provides also independent data processing of important seismic events, such as the Korean nuclear test. Results of seismic data processing prove very close position of epicentre of the discussed explosion in comparison to previous North Korean nuclear tests conducted in 2006, 2009 and 2013 at the nuclear test site Punggye-ri. Calculated values of body wave magnitude m_b (the body wave magnitude m_b reaches value from 4.8 according IDC CTBTO to 5.1 according U. S. seismological survey NEIC) show, that yield of the 2016 test explosion is probably slightly lower relative to the 2013 nuclear test.

Dne 6. ledna 2016 byl na severokorejském jaderném polygonu Punggye-ri uskutečněn nový jaderný test. Seismický signál související s tímto testem byl zaznamenán řadou seismologických stanic po celém světě. Velmi dobře byl registrován stanicemi situovanými v Evropě, mimo jiné také stanicí VRAC (Vranov u Brna) provozovanou Ústavem fyziky Země (ÚFZ) Masarykovy University v Brně. Stanice VRAC i datové centrum provozované na ÚFZ Brno je součástí Mezinárodního monitorovacího systému Organizace smlouvy o všeobecném zákazu jaderných zkoušek (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organisation – CTBTO). Tato zařízení proto mají tedy v rámci monitorování jaderných explozí určitou výjimečnou roli. Cílem tohoto článku je stručně informovat jak o zmíněné roli stanice VRAC, tak i o parametrech letošního severokorejského jaderného testu zjištěných na základě seismologických dat.

Stanice VRAC a Mezinárodní monitorovací systém CTBTO

Dlouhodobé snahy o zastavení či alespoň omezení jaderných experimentů vyvrcholily předložením Smlouvy o úplném zákazu jaderných zkoušek (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty) Valnému shromáždění OSN v září 1996. Česká republika tuto smlouvu podepsala již 12. 11. 1996 a ratifikovala 11. 9. 1997. Do této chvíle smlouvu CTBT podepsalo 183 států a 164 z nich ji ratifikovalo.

Součástí smlouvy je také vybudování a provozování celosvětového monitorovacího systému, který by byl schopen sledovat dodržování smlouvy. Hlavním úkolem Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO je tedy zaregistrovat a určit polohu takových jevů, které by moh-

ly souviset s případným uskutečněním jaderného testu kdekoli na povrchu Země. Pro monitorovací systém byly vybrány čtyři technologie, a to seismická, infrazvuková, hydroakustická a radionuklidová (Hoffmann et al. 1999). Zásadní roli při detekci a lokalizaci jevu hraje metoda seismického monitorování (viz např. Bowers – Selby 2009). Seismická síť Mezinárodního monitorovacího systému má sestávat z celkem 170 stanic. Z nich má být 50 tzv. primárních stanic (primary stations), určených k primární automatické detekci jevů, a 120 tzv. pomocných stanic (auxiliary stations), jejichž data jsou nezbytná k přesnému určení parametrů (lokace, magnitudo apod.) detekovaného seismického jevu. V tuto chvíli má seismická síť Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO instalováno a certifikováno 42 primárních a 107 pomocných stanic.

Data všech stanic Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO jsou přenášena satelitním spojením do Mezinárodního datového centra (International Data Centre – IDC) ve Vídni, kde jsou následně vyhodnocována. Každoročně je v IDC zpracováno více než 30 000 jevů zaregistrovaných seismickou sítí Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO.

Jednou z pomocných stanic seismické sítě Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO je také stanice VRAC situovaná u Vranova u Brna. Stanice VRAC je v provozu od roku 1990, do Mezinárodního systému CTBTO byla zařazena jako pomocná stanice AS26 již od roku 1996 a certifikována byla v roce 2002, po dokončení modernizace přístrojového vybavení (Havíř a kol. 2003). Registrace seismického signálu je na stanici VRAC zajištěno širokopásmovým seismometrem STS-2 high gain a digitizérem Quanterra Q330, což umožňuje monitorová-

ní v širokém rozmezí frekvencí od lokálních po vzdálené (teleseismické) jevy. Záznamy stanice VRAC je tak možné rutinně využívat pro seismické monitorování na lokální, regionální i globální úrovni. Počet jevů zaregistrovaných stanicí VRAC během jednoho roku se pohybuje většinou v rozmezí od jednoho do dvou tisíc.

Za technické zajištění provozu stanic zodpovídají tzv. Národní datová centra (National Data Centre – NDC). České NDC zřízené v rámci struktury Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO je umístěno na Ústavu fyziky Země v Brně. Jeho úkolem je nejen zajišťovat bezporuchový kontinuální provoz stanice VRAC, ale také informovat Státní úřad pro jadernou bezpečnost (SÚJB) o významných skutečnostech týkajících se globálního monitorování prováděného v rámci CTBTO. Informace o seismických jevech souvisejících s jadernými testy patří, pochopitelně, k těm nejvýznamnějším ze sledovaných skutečností. Seismické záznamy jaderné exploze provedené 6. 1. 2016 v Severní Koreji proto byly nezávisle zpracovány také v NDC v Brně, podobně jako v minulých letech záznamy předchozích korejských jaderných testů (Havíř 2013), a výsledky zpracování byly průběžně poskytovány pro potřeby SÚJB.

Zpracování záznamů severokorejského testu z 6. 1. 2016

Pro určení parametrů zdroje seismického signálu byla v NDC v Brně v případě severokorejského jaderného testu ze dne 6. 1. 2016 využita data celkem 58 stanic situovaných v různých částech světa (obr. 1), v epicentrálních vzdálenostech od 3° do 95° od severokorejského jaderného

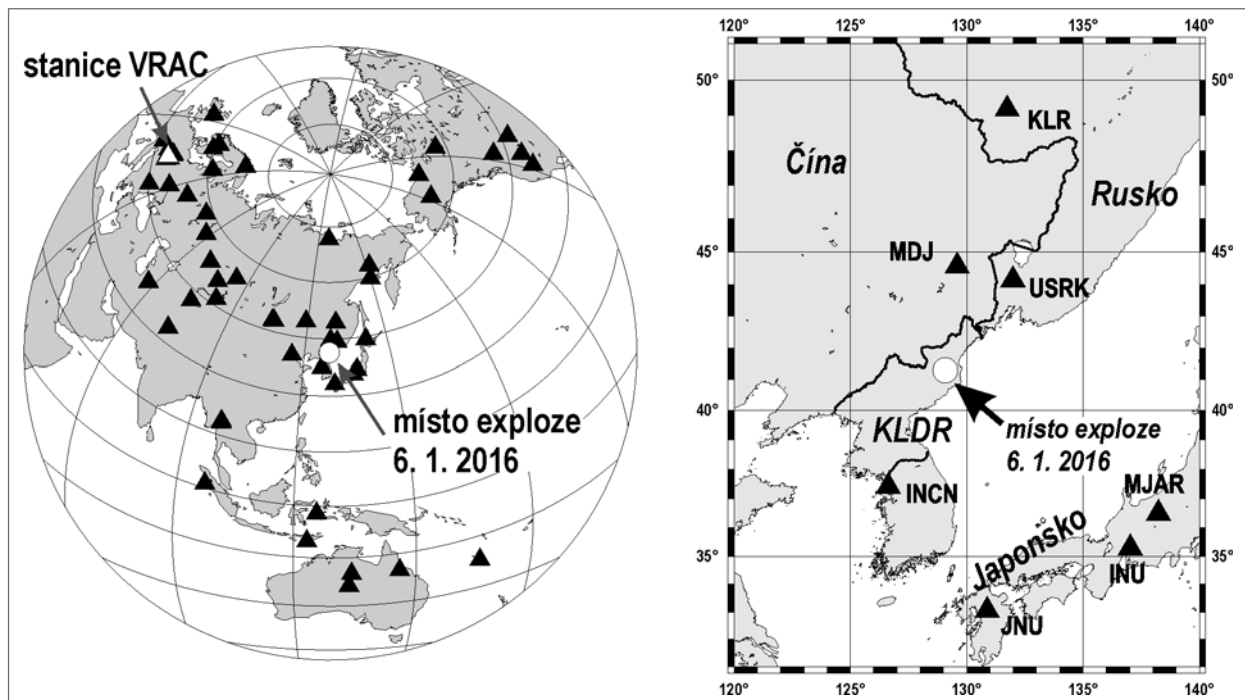
polygonu (viz obr. 2). Kromě stanice VRAC a dalších širokopásmových stanic provozovaných Ústavem fyziky Země byly zpracovány také záznamy ostatních seismických stanic Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO. Datový soubor byl doplněn také o dostupné záznamy dalších vhodně umístěných stanic provozovaných jinými seismologickými organizacemi.

Poloha epicentra otřesu spojeného se severokorejským jaderným testem ze dne 6. 1. 2016 určená v NDC v Brně byla 41.30° severní šířky a 129.07° východní délky. Odchyłka polohy epicentra určené v NDC v Brně od bodů určených nezávisle v IDC CTBTO a v datovém centru seismologické služby USA (NEIC) nepřesáhla hodnotu dvou kilometrů. Rozdíly mezi zmíněnými nezávisle určenými polohami epicentra jsou mnohem menší než délka poloos chybové elipsy a jsou tak výrazně pod úrovní chyby výpočtu.

Magnitudo mb určené z amplitud objemových vln bylo v NDC v Brně počítáno pouze ze záznamů širokopásmových stanic provozovaných Ústavem fyziky Země. Průměrná hodnota magnituda mb určená v NDC v Brně byla 5,0. Seismologická služba USA (NEIC) udává hodnotu magnituda mb 5,1, podle výsledků zpracování dat v IDC CTBTO ve Vídni dosáhlo magnitudo mb diskutovaného jevu hodnoty 4,8.

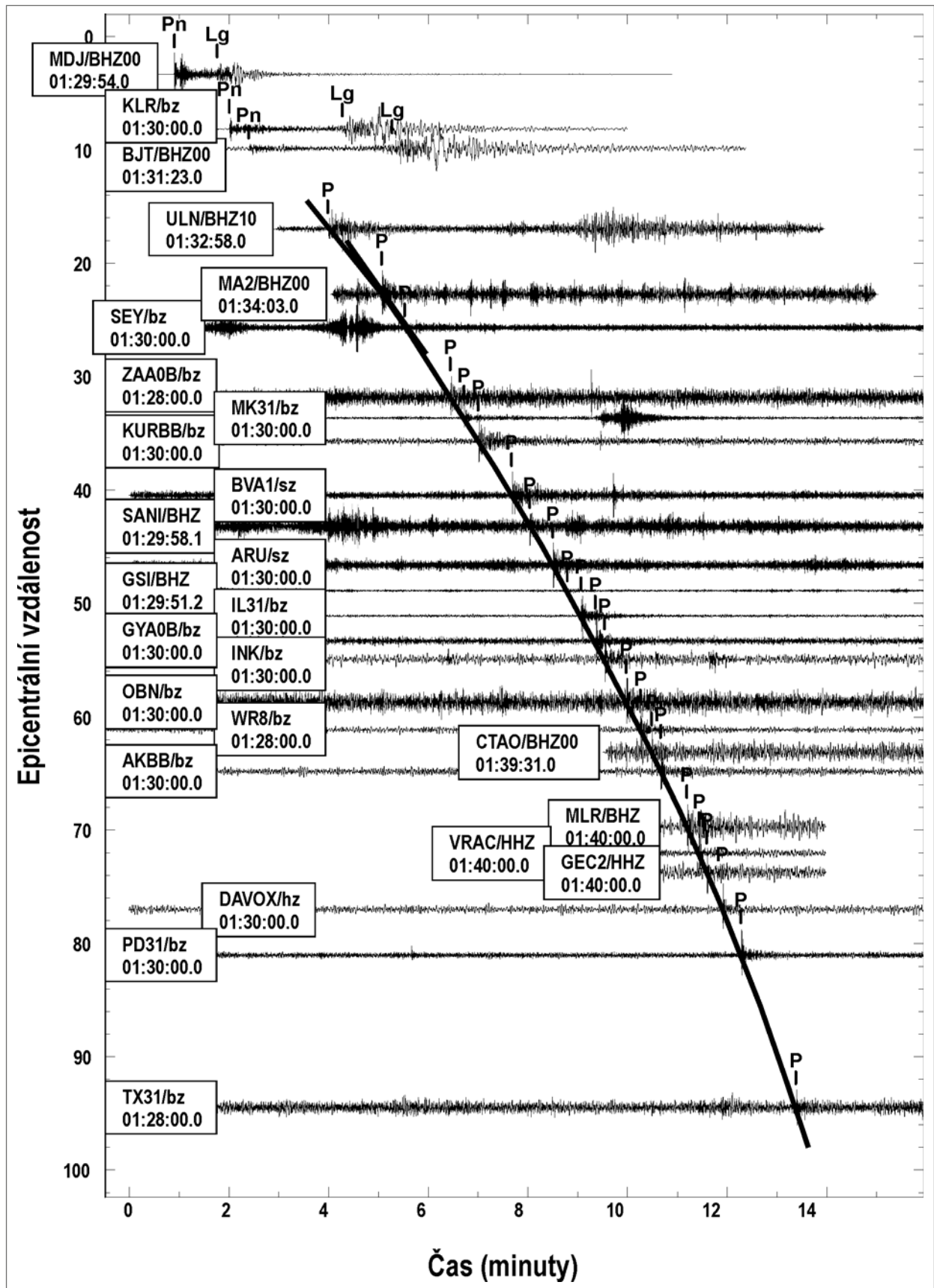
Porovnání severokorejských testů z let 2006, 2009, 2013 a 2016

Seismická síť Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO, včetně stanice VRAC, zaznamenala v posled-



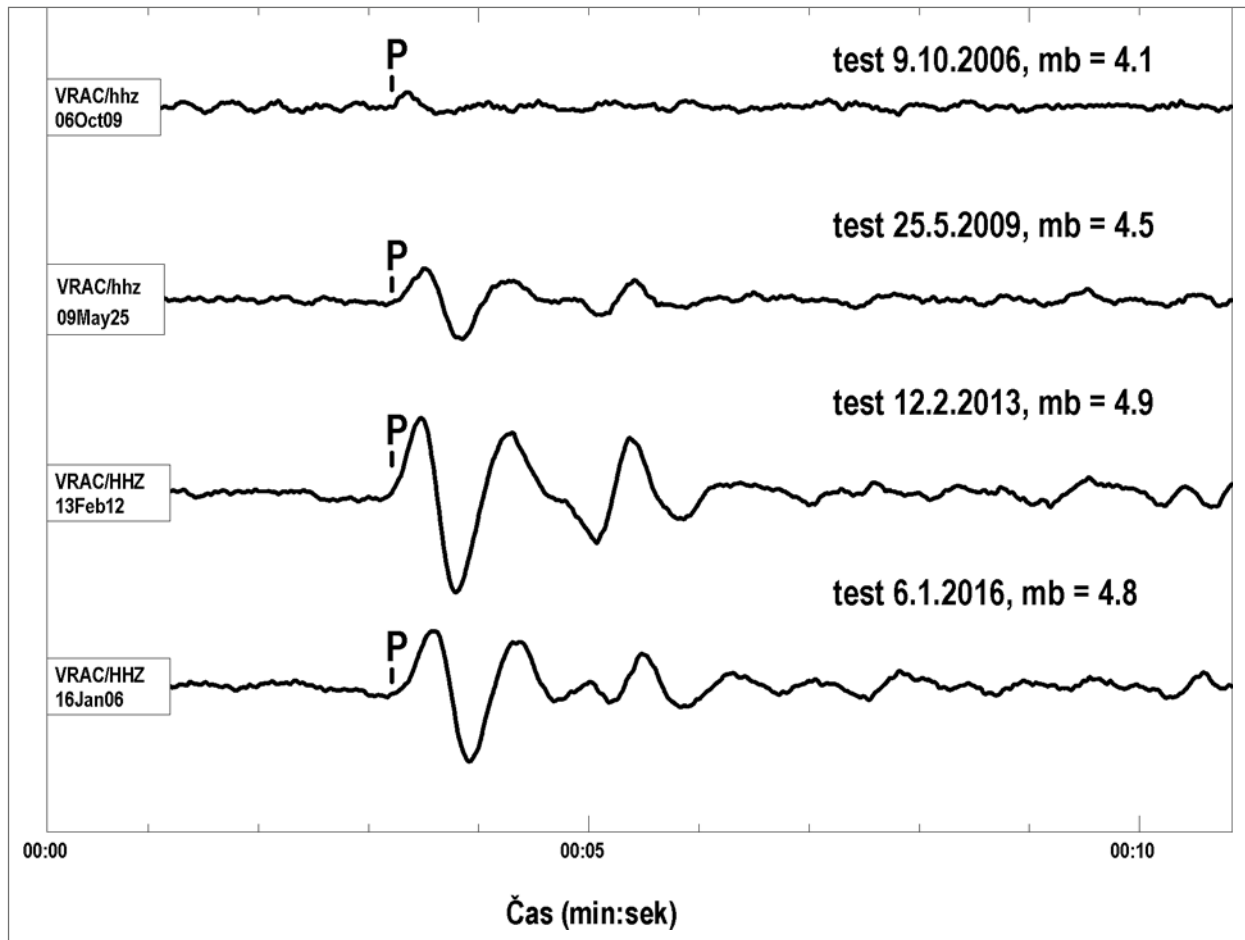
Obr. 1: Schematické mapy umístění epicentra severokorejské jaderné exploze z 6. 1. 2016 v globálním měřítku (vlevo) a v detailnějším výřezu (vpravo): kolečka – epicentrum jaderné exploze; trojúhelníky – pozice stanic využitých v ÚFZ k lokaci exploze (bílý trojúhelník – stanice VRAC; černé trojúhelníky – ostatní stanice).

Fig. 1: Schematic maps of epicentre position of the North Korean nuclear explosion from 6. 1. 2016 in the global scale (left map) and in the regional scale (right map): circles – epicentre of the nuclear explosion; triangles – stations used by IPE for location of nuclear explosion (white triangle – station VRAC; black triangles – other stations).



Obr. 2: Záznamy severokorejské jaderné exploze z 6. 1. 2016 na vybraných stanicích využitých v ÚFZ k lokaci exploze (vertikální složka, amplitudy mají nesteréjná měřítka) vertikálně seřazené v závislosti na epicentrální vzdálenosti stanic. Černou silnou čarou je vyznačena hodochrona podélné vlny P.

Fig. 2: Waveforms of North Korean nuclear explosion from 6. 1. 2016 registered by selected stations used by IPE for location this explosion (vertical component, amplitudes are in different scales) vertically arranged in relation to epicentral distances. Black thick line shows the hodochrone of longitudinal wave P.



Obr. 3: Záznamy severokorejských jaderných explozí na stanici VRAC (vertikální složka, amplitudy mají stejná měřítka).
 Fig. 3: Waveforms of North Korean nuclear explosions registered by station VRAC (vertical component, amplitudes are plotted in same scales).

ním desetiletí celkem čtyři jaderné exploze uskutečněné v Severní Koreji, a to v letech 2006, 2009, 2013 a 2016 (viz obr. 3), přičemž exploze z roku 2006 byla vůbec prvním zaznamenaným jaderným testem provedeným na území KLDK. Epicentra všech čtyř explozí jsou vzájemně blízká, rozdíly mezi nimi se pohybují v řádově kilometrových hodnotách. Malé rozdíly v polohách epicenter explozí byly potvrzeny také studii zaměřenými na upřesnění určení polohy s využitím satelitních snímků a dat regionálních seismických sítí (Zhang – Wen 2013). Již tedy jen vysoká podobnost lokace epicentra exploze ze dne 6. 1. 2016 s lokacemi předchozích severokorejských jaderných testů potvrzuje, že daný jev souvisí s činností v místě severokorejského jaderného komplexu Punggye-ri.

Nejslabším z diskutovaných čtyř severokorejských jaderných testů byl test z 9. 10. 2006. Velikost magnituda mb určeného z objemových vln se u této exploze pohybovala mezi hodnotami 4,1 (IDC CTBTO, stejná hodnota byla určena také v NDC Brno) a 4,3 (NEIC). V případě magnituda mb exploze z 25. 5. 2009 uvádí Mezinárodní datové centrum CTBTO hodnotu 4,5 a seismologická služba USA NEIC hodnotu 4,7. V NDC v Brně byla na základě amplitud odečtených na širokopásmových stanicích ÚFZ vypočtena pro magnitudo mb exploze z 25. 5. 2009 hodnota 4,8. Jaderný test z 12. 2. 2013 je reprezentován dosud nejsilnějším seismickým jevem. Jeho magnitudo mb se po-

hybovalo mezi hodnotami 4,9 (IDC CTBTO) a 5,1 (NEIC, stejná hodnota byla určena také v NDC Brno). Pro zatím poslední explozi, ze dne 6. 1. 2016, uvádí seismologická služba USA hodnotu magnituda mb 5,1, tedy shodnou s magnitudem určeným pro předešlou explozi z roku 2013. Porovnání amplitud na stanici VRAC (obr. 3) ale ukazuje, že signál odpovídající poslední explozi (6. 1. 2016) je přinejmenším na této stanici evidentně o něco slabší, než signál exploze z roku 2013. Z dat širokopásmových stanic provozovaných ÚFZ bylo pro jaderný test z 6. 1. 2016 určeno magnitudo mb o velikosti 5,0, tedy mírně menší, než hodnota magnituda mb vypočtená v NDC v Brně pro explozi z roku 2013. Tento závěr koresponduje s výsledkem zpracování v IDC CTBTO ve Vídni, které pro explozi z 6. 1. 2016 uvádí pro magnitudo mb hodnotu 4,8, tedy rovněž mírně menší oproti magnitudu mb určenému pro předešlý jaderný test z roku 2013.

Závěr

Výsledky zpracování záznamů jaderné exploze na severokorejském polygonu Punggye-ri ze dne 6. 1. 2016 ukazují dobrou korelaci s předešlými severokorejskými jadernými testy. Velikost exploze byla blízká předešlé explozi z roku 2013, na základě porovnání dat ze stanic Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO lze předpokládat, že exploze z roku 2016 byla oproti předešlému

testu z roku 2013 spíše o něco slabší. Dobrá shoda mezi výsledky získanými nezávisle v Mezinárodním datovém centru CTBTO, v datovém centru seismologické služby USA (NEIC) a v NDC v Brně dokládá vysokou spolehlivost nezávislého určení základních parametrů zdrojů v případě sledovaných jaderných explozí.

Poděkování

Príspevek vznikl s finanční podporou projektu MŠMT, program č. LM2015079, CzechGeo/Epos. Autor děkuje oběma recenzentům (RNDr. Vladimíru Nehybkoví a Mgr. Tomáši Peckovi) za jejich připomínky.

Poznámka autora:

V době před konečným tiskem tohoto článku, dne 9. 9. 2016, byl uskutečněn na jaderné střelnici Punggye-ri v sv. části KLDK další jaderný test. Magnitudo mb určené z objemových vln této nejnovější exploze se pohybovalo mezi hodnotami 5,1 (CTBTO) a 5,3 (NEIC a NDC Brno), jednalo se tedy zatím o nejsilnější explozi na diskutovaném severokorejském jaderném polygonu. Také seismologická data z tohoto nejnovějšího testu byla nezávisle zpracována v NDC v Brně, z časových a organizačních důvodů však již nebylo možné detailnější informace o nejnovějším jaderném testu zahrnout do tohoto článku, jehož text byl předložen začátkem r. 2016.

Literatura

- Bowers, D. – Selby, N. D. (2009): Forensic Seismology and the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 209–236.
- Havíř, J. (2013): Záznamy severokorejských jaderných explozí na seismické stanici VRAC. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 1–2, 185–187.
- Havíř, J. – Švancara, J. – Otruba, J. (2003): Úloha a využití nově certifikované seismologické stanice VRAC v rámci Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO. – In: *Sborník 12. regionální konference „Nové výsledky seismologických, geofyzikálních a geotechnických průzkumů“*. – *Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební*, 3, 2, 77–84.
- Hoffmann, W. – Kebeasy, R. – Firbas, P. (1999): Introduction to the verification regime of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. – *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 113, 1–4, 5–9.
- Zhang, M. – Wen, L. (2013): High-precision location and yield of North Korea's 2013 nuclear test. – *Geophysical Research Letters*, 40, 2941–2946.

APLIKACE TEXTURNÍ RTG-DIFRAKČNÍ ANALÝZY V TEKTONICE – KVANTIFIKACE PŘEDNOSTNÍ ORIENTACE KALCITU V KARBONÁTOVÝCH HORNINÁCH

Application of texture x-ray diffraction analysis in tectonic – an example of calcite preferred orientation quantification in carbonate rocks

Stanislav Kurdík¹, Rostislav Melichar¹, Jiří Novák^{2,3}, Dalibor Všianský¹

¹ Ústav geologických věd, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: st.kurdik@gmail.com

² Ústav fyziky kondenzovaných látek, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 611 37 Brno

³ CEITEC – Středoevropský technologický institut, Masarykova univerzita, Kamenice 753/5, 625 00 Brno

Key words: texture x-ray diffraction analysis, tectonic, calcite, preferred orientation, pole figures

Abstract

The goal of this work was to apply texture x-ray diffraction analysis to study naturally strained rocks, in which the quantification of main preferred orientation cannot be conducted by the optical methods. This method has mainly been developed for metallography and its application in geology has been very limited so far. Samples of the fine-grained limestone have been collected from an outcrop, in which the direction of tectonic movement has been known. Thus, the tectonic situation could be correlated with the data obtained by XRD texture analysis. Analyses have been done by two devices with different geometry of experiment. The first experiment (Schulz reflection geometry) needed correction for the gain data, because of tilting of the sample, which led to the misalignment of the sample from the x-ray beam direction. The second one (in-plane geometry) has been measured, when the sample has been fixed and rotated, thus the correction was not needed. The results in a form of pole figures reflect the mechanism of deformation. The orientation of cleavage planes of calcite parallel to foliation indicates a cataclastic flow. Thus, the method could be used to study deformation mechanisms. The asymmetry of the results can show sense of shear, but it could also reflect inhomogenities of the samples.

Úvod

Texturní rentgenová (RTG) difrakční analýza je metoda, pomocí které lze identifikovat a kvantifikovat přednostní orientaci krystalitů, a to i minerálů submikroskopických nebo opticky izotropních. Metodika určování přednostní orientace minerálů pomocí RTG-difrakce a první experimenty byly prováděny v roce 1920, kdy Gross (1920) uveřejnil jednu z prvních studií o studiu monokrystalů Laueho metodou, přičemž uvažoval i o jejich orientaci v prostoru a záměrně ji měnil. V následujících letech publikovala řada autorů údaje o modifikacích Laueho metody pro stanovení prostorové orientace krystalitů. Zpravidla se jednalo o kovy. Významnou byla práce Wevera (1924) tím, že autor použil pro studium přednostní orientace zrn hliníku a železa v utvářených materiálech nejen Laueho metodu, ale i modifikaci Debye-Scherrerovy metody užívané ke studiu polykrystalických materiálů. Přednostní orientace se zde projevila nestejným vyhasínáním difrakčních kružnic na registračním filmu. Teprve v roce 1930 se objevily práce, v nichž byla tato výzkumná metoda aplikována na řešení petrografických a mineralogických problémů. Studium hornin však bylo v dřívějších dobách náročné. Příprava cylindrického vzorku (používaného kvůli geometrii difrakčního experimentu) byla technicky obtížná, a u méně soudržných hornin prakticky nemožná. Tyto aparatury byly principiálně určeny především pro registraci vyšších úhlů 2θ , což je vhodné pro studium kubických krystalů, proto se tato metoda dále vyvíjela zejména v metalografii. V pozdějších letech byly horninové vzorky měřeny více transmisními metodami, kdy byla zapotřebí destička dostatečně tenká na prosvícení vzorku

(0,1–0,3 mm). U reflexních metod musely být prováděny korekce na geometrii vzorku (Schmidt 1975).

Od poloviny 20. století se používaly přímé registrace záření detektorem namísto registrace na film (zůstal pouze u některých speciálních metod) a výsledky byly uváděny ve formě konturových diagramů (např. Schmidt 1975). V šedesátých a sedmdesátých letech dvacátého století prováděli v Československu rentgenografická měření pro studium hornin Schmidt a Štelcl. Pro svá měření zkonstruoval Schmidt vlastní goniometr. Přístroj byl testován a využit na vzorcích z okolí brněnského masivu (Štelcl et al. 1980). I dnes vychází metodika RTG-difrakční texturní analýzy z poznatků metalografie. V geologickém výzkumu je obvykle aplikována méně často, a tak je účelem této práce ověřit použitelnost dané metody se současnými možnostmi přístrojů.

Metodika

Odběr a příprava vzorků

Pro studium byly odebírány orientované vzorky kalcitického vápence číslované (1 až 4). Orientace vzorků byla určována geologickým kompasem. Zároveň byly změřeny orientace deformačních foliací ve vápencích. Z vybraných vzorků byly zhotoveny preparáty. Ze vzorku č. 1 byl připraven krytý výbrusový preparát pro petrografická pozorování pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX 51. Pro samotnou texturní analýzu byly použity vzorky 1 a 4. Jednalo se o stejnou horninu, rozdílly ve vzorcích měly tedy být v pozici na výchoze a tedy v možné orientaci krystalů. Byly nařezány na destičky, jejichž orientace byla zvolena podle deformačních souřadnic x, y, z . Plochy destiček byly

orientovány podél ploch foliace (kolmo na osu z), delší strana destičky ve směru lineace (osa x).

RTG-difraktometrie

Veškerá měření byla prováděna na difraktometru SmartLab společnosti Rigaku se stacionární měděnou anodou ($\lambda_{\text{K}\alpha} = 0,15418 \text{ nm}$). Použité napětí bylo při měření v rovině (in-plane) 45 kV a proud 200 mA. U ostatních měření bylo napětí 40 kV a proud 30 mA.

Před vlastní texturní analýzou byla leštěná destička ze vzorku č. 4 analyzována na Ústavu fyziky kondenzovaných látek PřF MU při konvenční Brag-Brentano parafokusační geometrii přístroje v rozmezí od 20° do 60° 2θ s krokem $0,05^\circ/\text{s}$ 2θ .

Dále proběhly dvě série měření vzorků čísla 1 a 4. Vzorek č. 4 byl měřen pomocí Schulzovy reflexní geometrie, vzorek č. 1 byl měřen geometrií v rovině (in-plane). Vzorky byly do přístroje vkládány tak, aby deformační osy x , y , z souhlasily s hlavními osami přístroje, což umožnilo jednodušší interpretaci výsledků bez nutnosti dodatečné rotace výsledných dat.

Schulzova reflexní geometrie

Měření přednostní orientace vybraných krystalografických ploch kalcitu probíhalo reflexní metodou, kdy byl difrakční úhel 2θ fixován v pozici odpovídající Bragovu úhlu těchto rovin. Intenzity difrakce byly zaznamenávány ve dvou proměnlivých úhlech, a to úhlu náklonu α difrakční roviny vzhledem k normále (kolmice odpovídající deformační ose z) k normále k povrchu vzorku a úhlu rotace β vzorku taktéž kolem normály. Změna úhlu α byla realizována náklonem vzorku okolo horizontální osy, zatímco difrakční rovina určená polohou detektoru a zdroje záření byla orientována stále vertikálně. Jednotlivé intenzity pro dané úhly byly zobrazovány ve stereografické projekci jako pólové obrazce. Střed pólového obrazce byl definován pro úhel náklonu $\alpha = 0^\circ$ a pro okraj je $\alpha = 90^\circ$. Úhel $\alpha = 0^\circ$ odpovídá orientaci, při níž je normála difrakčujících krystalových rovin paralelní s normálou plochy vzorku a $\alpha = 90^\circ$ znamená, že normála krystalové plochy je paralelní s povrchem vzorku. Úhel rotace má hodnotu $\beta = 0^\circ$ v horní části diagramu a stoupá ve směru proti pohybu hodinových ručiček (Nagao – Kagami 2011). První série analýz proběhla na Ústavu fyziky kondenzovaných látek PřF MU, kdy byl měřen vzorek č. 4. Byla použita Schulzova reflexní geometrie přístroje s paralelním svazkem. Všechny roviny byly měřeny s krokem 3° , a to v rozsahu $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ a $0^\circ < \beta < 360^\circ$, rychlostí $3^\circ/\text{min}$.

Korekce defokusační chyby

V průběhu měření byla zjištěna defokusační chyba při extrémních náklonech vzorku. Tato chyba byla popsána už dříve (Nagao – Kagami 2011). Pro opravu chyby, ke které docházelo v průběhu měření při náklonu vzorku, byly naměřeny difrakční intenzity odrazů práškového vzorku bez přednostní orientace. Byl použit prášek křemene, který je neštěpný, aby byla minimalizována možnost přednostní orientace. Bylo měřeno pomocí Schulzovy reflexní geometrie přístroje s fokusačním zrcadlem a vzorek tak

byl ozařován rovnoběžným svazkem. Všechny roviny byly měřeny s krokem 5° , a to v rozsahu $0^\circ < \alpha < 80^\circ$ a $0^\circ < \beta < 360^\circ$ rychlostí $5^\circ/\text{min}$. Korekce defokusační chyby byla provedena vydělením intenzit studovaného vzorku intenzitami práškového vzorku, což bylo přímo výstupem programu na vyhodnocování pólových obrazců.

Měření geometrie v rovině (in-plane)

Měření probíhalo při konstantním difrakčním úhlu 2θ . Náklon α byl pro toto měření realizován kombinací změny úhlu dopadu záření (tedy pohybem ramene detektoru), úhlu detektoru nad povrchem vzorku a rotací ramene detektoru okolo osy kolmé na povrch vzorku, jehož povrch byl fixován v horizontální poloze. Úhel rotace β okolo normály k povrchu vzorku byl shodný s měřením v Schulzově reflexní geometrii. To umožnilo konstruovat kompletní pólový diagram od $\alpha = 0^\circ$ po $\alpha = 90^\circ$ bez nutnosti vzorek naklánět, a tím byla odstraněna defokusační chyba. Zářivý tok z RTG-lampy tak byl efektivněji využíván, neboť čárové ohnisko bylo po celou dobu paralelní s povrchem vzorku.

Druhá série měření proběhla ve výzkumném centru CEITEC. Analyzován byl vzorek č. 1. Geometrie přístroje byla v rovině (in-plane) s paralelním RTG-svazkem. Intenzity difraktovaného svazku byly měřeny pro různé orientace strukturních rovin s krokem 3° , a to v rozsahu $0^\circ \leq \alpha \leq 90^\circ$ a $0^\circ \leq \beta < 360^\circ$ rychlostí $3^\circ/\text{min}$. Byly zjišťovány orientace stejných rovin jako v první sérii (Schulzovou reflexní geometrií). Na difrakčním záznamu se úhlová pozice lišila (viz tab. 1).

Tab. 1: Pozice úhlu 2θ z databáze pro analyzované krystalografické roviny jsou zapsány Millerovými indexy, pozice difrakčních maxim jsou v jednotkách 2θ a mezivířinná vzdálenost je v ångstromech.

Tab. 1: Position of 2θ angle from database for analyzed crystallographic planes are shown as Miller indices, positions of maximum intensities are shown in 2θ degrees and spacing of planes is in ångstroms.

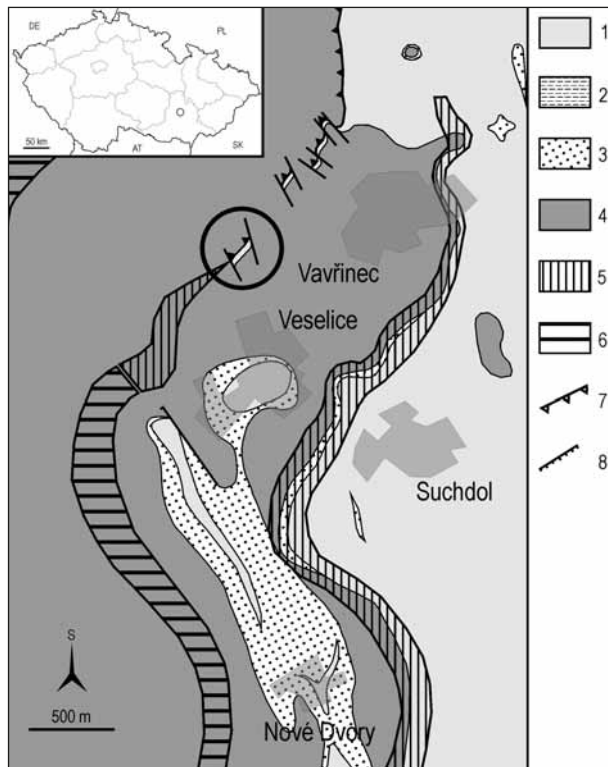
indexy (h k l)	pozice [$^\circ 2\theta$]	mezivířinná vzdálenost [Å]
(1 0 4)	29,390	3,037
(0 1 8)	47,486	1,913
(1 1 3)	39,396	2,285
(0 0 6)	31,422	2,845
(2 0 2)	43,145	2,095

Výstup z měření

Naměřená data byla programem 3D Explore vyobrazena jako pólové obrazce, což jsou stereografické projekce na horní polokouli, kde jsou v dvourozměrném řezu vyobrazeny osy TD (transverse direction) a RD (rolling direction). V kontextu s deformačními osami vzorků je x rovnoběžné s TD, y je rovnoběžné s RD a z je kolmé na obrazec.

Materiál

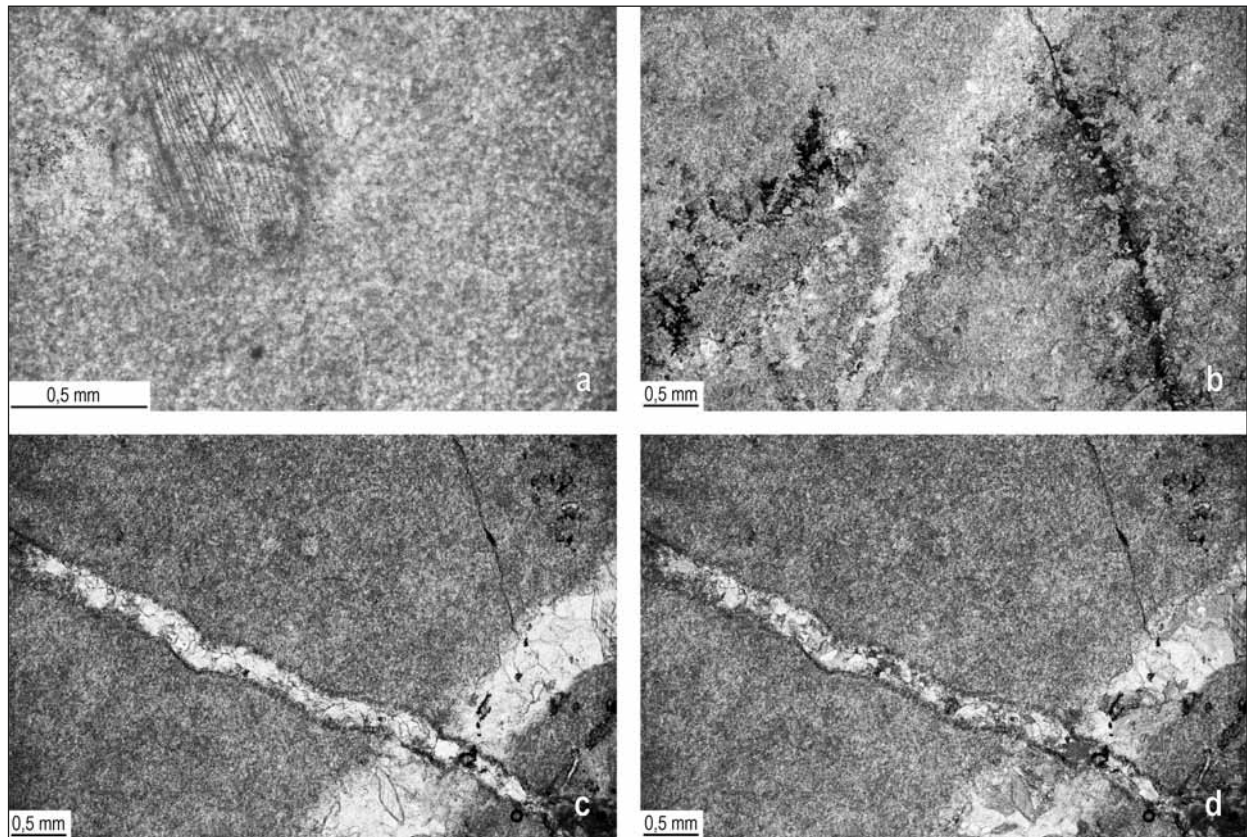
Vzorky byly odebrány v okolí obce Vavřinec-Veselice (N $49^\circ 24' 04.8''$ E $16^\circ 42' 28.6''$), v mapovém listu 1 : 50 000, list 24-23 Protivanov (viz obr. 1), asi 20 metrů od sebe a mají podobnou orientaci ve výchoze. Lokalita leží v mo-



Obr. 1: Mapové schéma s vyznačením místa odběru kruhem: 1 – devonské vápence; 2 – petrovické břidlice; 3 – devonská bazální klastika; 4 – granitoidy brněnského masivu; 5 – oblasti na povrch vystupujících násunových ploch; 6 – oblasti předpokládaných násunových ploch vystupujících na povrch; 7 – násun; 8 – zlom (podklad Marhanský 2014).

Fig. 1: Map with the sampling point marked by a ring: 1 – Devonian limestone; 2 – Petrovice slate; 3 – Devonian basal clastic; 4 – granitoids of Brno massif; 5 – outcrops of thrust zones; 6 – presumed outcrop of thrust zone; 7 – slide; 8 – fault (based on Marhanský 2014).

ravkoslezské oblasti, konkrétně v brněnském masivu, kde je severozápadně od zmíněné obce v granitoidech brněnského masivu tektonická šupina devonských vápenců, které patří k platformnímu vývoji moravskoslezského devonu. Devonské kalcitické vápence na výchozech jsou silně deformované mechanismem jednoduchého stříhu, mají vyvinutou výraznou deformační foliaci, která je místy vrásněna sevřenými vrásami. Foliace má dominantní směr SSV–JJZ s mírným úklonem k ZSZ (310/40). Dřívější studia ukázala smysl pohybu nadloží podle porfyroklastových systémů s tlakovými stíny k SSV. Okolní granitoidy jsou silně chloritizovány, což implikuje deformaci v podmínkách facie zelených břidlic s teplotami kolem 300 °C (Marhanský 2014).



Obr. 2: a – Lamelovaný krystal kalcitu (úlolek ?článku lilijce) v mikrosparitu, PPL (světlo polarizované jedním nikolem); b – rozptýlené Fe-oxidy a (nebo) oxy-hydroxidy, PPL; c – vzorek 1 – žilky vyplněné hruběji krystalickým kalcitem, PPL; d – vzorek 1 – žilky vyplněné hruběji krystalickým kalcitem, XPL (světlo polarizované zkříženými nikoly).

Fig. 2: a – The lamellae in calcite (fragment of ?crinoid article) in microsparite, PPL (Planar Parallel Light); b – Fe-oxides and (or) oxy-hydroxides, PPL; c – sample 1 – veins healed by coarsely crystalline calcite, PPL; d – sample 1 – veins healed by coarsely crystalline calcite, XPL.

Studovaný devonský vápenec je velmi jemnozrnný a deformačně laminovaný. Má šedou barvu a praskliny vyhojené bílými žilkami kalcitu. Mikroskopicky se jedná o mikrosparitický vápenec. Místa se v hornině objevují větší krystaly kalcitu (úlolek? článku lilijice) dosahující až 1,2 mm, které vykazují mechanické dvojčatné lamelování (viz obr. 2a). Výplň žilek je tvořena krystaly hrubějšího sparitu (obr. 2c a 2d). Vedle dominujícího kalcitu jsou zde přítomny i oxidy/oxy-hydroxidy železa (obr. 2b).

Výsledky

První a druhá série měření byla prováděna na různých vzorcích (1 a 4) a zároveň na dvou přístrojích s odlišnou geometrií. Přesto jsou dosažené výsledky srovnatelné. Byly změřeny intenzity difrakce následujících krystalografických ploch: (1 0 4), (0 1 8), (1 1 3), (0 0 6) a (2 0 2).

Konvenční Bragg-Brentano parafokusační uspořádání

Difrakční maxima na záznamu kusového vzorku vápence č. 4 se shodovala s pozicemi difrakčních maxim kalcitu. Na záznamu je patrná přednostní orientace – poměry intenzit difrakčních maxim jsou odlišné od záznamu z databáze (PDF 2, číslo 98-015-8257) (viz obr. 3). Přehled dále studovaných strukturních rovin je uveden v tabulce 1.

Defokusační chyba

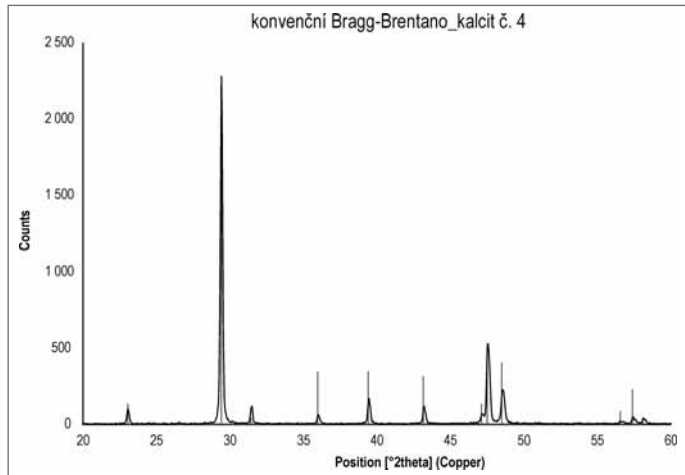
Hodnoty intenzit pro roviny práškového vzorku křemene při daných úhlech 2θ jsou vyobrazeny v závislosti na změně úhlu náklonu α na obrázku 4. Ukazují lineární pokles intenzit při náklonu vyšším než 20°.

Pólové obrazce

Strukturní roviny (1 0 4) na obrázku č. 5a vykazují nejvyšší intenzity v okolí středu, asymetrie se odráží vyššími intenzitami ve spodní části obrazce. Na obrázku č. 5b strukturní roviny (1 0 4) vychází téměř symetricky v pravolevé ose s náklonem směrem do středu, a jsou tedy částečně protažené paralelně s měřenou plochou, která odpovídá foliaci.

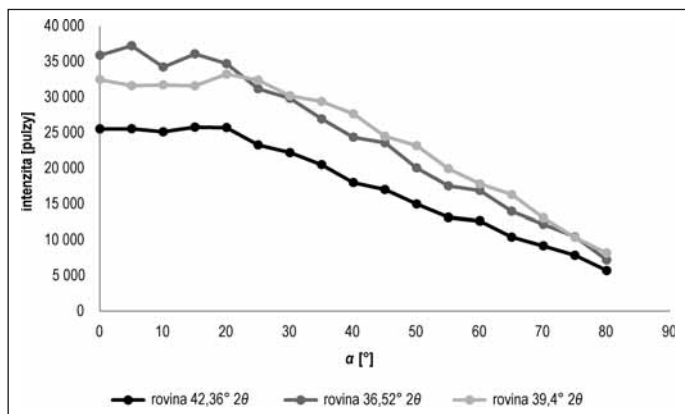
Strukturní roviny (0 1 8) na obrázku č. 6a mají nejvyšší intenzity ve středu obrazce, slabě vychýlené od symetrie do spodní části obrazce. Strukturní roviny (0 1 8) na obrázku č. 6b vykazují po korekci asymetrickou orientaci směrem do středu, a to z horní poloviny obrazce. Roviny jsou tedy nakloněny na jednu stranu.

Strukturní roviny (1 1 3) na obrázku č. 7a mají intenzity po obvodu pólového obrazce, které odpovídají pravolevé ose symetrie. Na levé straně obrazce jsou vyšší intenzity. Strukturní roviny (1 1 3) na obrázku č. 7b vycházejí po korekci symetricky s intenzitami ve středu a hlavně po obvodu obrazce. To odpovídá vysokému úhlu náklonu vzhledem k měřené ploše a tedy i k foliaci.



Obr. 3: Difrakční záznam vápence z lokality Vavříneec-Veselice (vzorek č. 4) s porovnáním poloh a intenzit difrakčních maxim kalcitu se vzorem kalcitu z databáze (hůlky odpovídají kalcitu z databáze).

Fig. 3: Diffraction pattern of limestone from Vavříneec-Veselice (sample n. 4), which compares 2θ angle and intensities of diffraction maxima with database pattern of calcite (sticks shows the database pattern).



Obr. 4: Pokles naměřených intenzit difrakčních maxim práškového křemene v závislosti na úhlu náklonu vzorku.

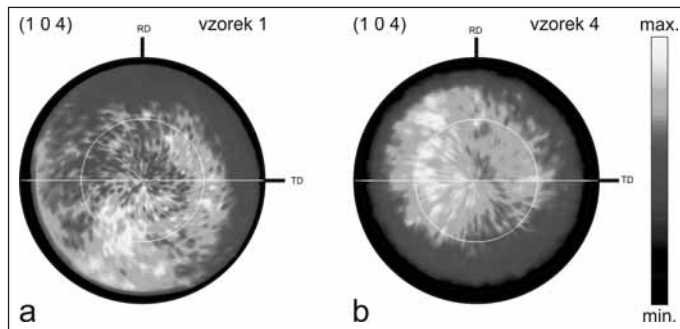
Fig. 4: Decreasing of measured intensities of diffraction maxima of quartz powder sample according to the α angle.

Strukturní roviny (2 0 2) vycházejí stejně jako roviny (1 1 3), tedy s nejvyššími intenzitami po obvodu s mírnou asymetrií vyšších intenzit na levé straně obrazce.

Strukturní roviny (0 0 6) vyšly v prvním měření zcela asymetricky s intenzitami ve dvou bodech ve spodní části obrazce a jednom bodě v horní části obrazce. Ve druhém měření vyšly intenzity ve středu, mírně vychýlené do spodní části obrazce.

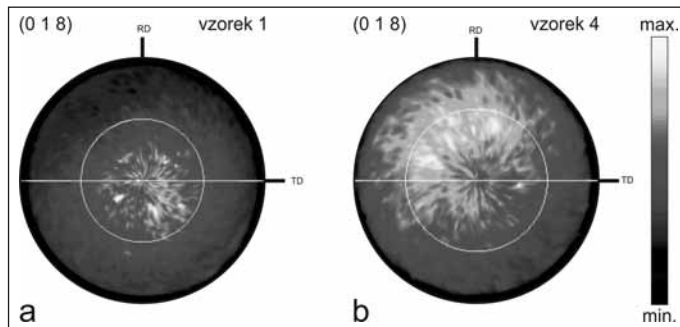
Pólové obrazce vynesené z dat z první série měření bez defokusační korekce mají nejvyšší intenzity ve středu, což je způsobené lineárním klesáním velikostí intenzit při naklonění vzorku o více než 20°.

Pólové obrazce různých krystalografických ploch obou vzorků vykazují zhruba rotační symetrii s mírnou asymetrickými polohami intenzit. V první sérii měření (vzorek č. 4) jsou intenzity většiny měření v obrazcích mírně posunuté k levé horní části do rozsahu 0° < β < 100°. U druhé série měření (vzorek č. 1) jsou intenzity posunuty na opačnou stranu k 160° < β < 250°, s výjimkou výsledků s intenzitami po obvodu obrazce.



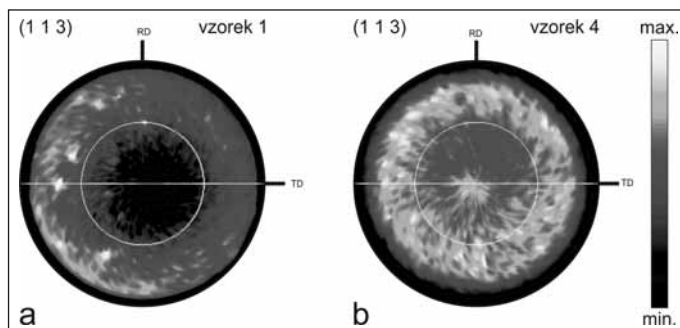
Obr. 5: Intenzity difraktovaného záření na studovaných vzorcích vápence pro rovinu (1 0 4): a – vzorek č. 1, měření v in-plane geometrii; b – vzorek č. 4, měření v Schulzově reflexní geometrii s provedenou defokusační korekcí. Stereografická projekce na horní polokouli.

Fig. 5: Diffraction intensities of limestone samples for crystallographic plane (1 0 4): a – sample n. 1, in-plane geometry; b – sample n. 4, Schulz reflection geometry with applied defocusing correction. Stereographic projection on the upper sphere.



Obr. 6: Intenzity difraktovaného záření na studovaných vzorcích vápence pro rovinu (0 1 8): a – vzorek č. 1, měření v in-plane geometrii; b – vzorek č. 4, měření v Schulzově reflexní geometrii s provedenou defokusační korekcí. Stereografická projekce na horní polokouli.

Fig. 6: Diffraction intensities of limestone samples for crystallographic plane (0 1 8): a – sample n. 1, in-plane geometry; b – sample n. 4, Schulz reflection geometry with applied defocusing correction. Stereographic projection on the upper sphere.



Obr. 7: Intenzity difraktovaného záření na studovaných vzorcích vápence pro rovinu (1 1 3): a – vzorek č. 1, měření v in-plane geometrii; b – vzorek č. 4, měření v Schulzově reflexní geometrii s provedenou defokusační korekcí. Stereografická projekce na horní polokouli.

Fig. 7: Diffraction intensities of limestone samples for crystallographic plane (1 1 3): a – sample n. 1, measurement of in-plane geometry; b – sample n. 4, measurement of Schulz reflection geometry with applied defocusing correction. Stereographic projection on the upper sphere.

Diskuze

Výsledky ukazují, že krystality kalcitu jsou přednostně orientovány a že roviny s nejintenzivnějšími difrakčními maximy (1 0 4) a (0 1 8) jsou natočeny přibližně paralelně s plochou foliace, tedy s rovinou stříhu. To je v souladu s pozorováním intenzit difrakce pro roviny (1 1 3), které mají maxima po obvodu obrazce. Stejně tak přednostní orientaci ploch (0 1 8) rovnoběžně s foliací odpovídá i příčná pozice (2 0 2) s maximy intenzit podél obvodu diagramu. Rovina (0 0 6) byla označena za chybné měření.

Dominující přednostní orientace ploch štěpnosti podél plochy foliace potvrzuje souvislost ploch deformačního stříhu s rovinami štěpnosti klenec (1 0 4) a rovinami nižšího klenec (0 1 8) a zároveň to dokládá uplatnění kataklastického toku jako hlavního mechanismu deformace hornin, kdy se kombinovalo drčení po plochách štěpnosti a prokluz po hranicích zrn.

U většiny pólových obrazců se projevila mírná asymetrie oproti rotační nebo kosočtverečné deformační symetrii, která může být způsobena řadou faktorů, jako například nehomogenitami ve vzorku (fosilie a jiné zbytky nerekrystalizované při deformaci, a tedy s nižší symetrií). I když nelze vyloučit vliv primárních nehomogenit, mohly by zjištěné mírné asymetrie obrazců být důsledkem nižší (jednoklonné) symetrie deformace jednoduchým stříhem. Zároveň v závislosti na původu asymetrie (S-C stavba, p-stříhy) by tato asymetrie mohla ukazovat směr tektonického pohybu nadloží. S tím souvisí otázka vysvětlení asymetrie přednostní orientace v diagramech. Měření roviny (1 0 4) v první sérii ukázalo asymetrii odpovídající mechanismu p-stříhů, zatímco ve druhé sérii měření by asymetrie obrazce intenzit difrakce roviny (1 0 4) implikovala spíše mechanismus vzniku S-C-C' struktury. Vzhledem k malému počtu studovaných vzorků je nutno tuto otázku nechat otevřeno.

Závěr

Cílem práce bylo ověřit využití texturní retn-genové difrakční analýzy pro studium tektonicky postižených hornin, u kterých není možné kvantifikovat přednostní orientaci krystalů běžnými optickými metodami, a rozšířit tak tuto metodu v geologické praxi. Byly odebrány vzorky jemnozrnných hornin, u kterých bylo možné na výchoze určit smysl tektonického pohybu, který byl korelovan se získanými daty rentgenového měření. Výsledky ve formě pólových obrazců ukazují na mechanismus deformace, který byl určen jako kataklastický tok, na základě natočení ploch štěpnosti klenec vůči plochám foliace. Metodou je tedy možné určit mechanismy porušení hornin. Výsledky vykazují mírné asymetrie, které mohou poukazovat na smysl tektonického pohybu, ale mohou být také způsobeny nehomogenitami ve vzorcích. Pro další studium

by bylo třeba určit, jakým způsobem nehomogenity ovlivňují symetrie pólových obrazců.

Poděkování

Autor tímto děkuje za umožnění provedení RTG-difrakčních experimentů projektu CEITEC – open access project, ID number LM2011020 a Ing. Pavle Roupcové, Ph.D., za důsledné provedení odborné recenze.

Literatura

- Gross, R. (1920): *Erweiterte Laumethode*. – *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 120, 52–64, Stuttgart.
- Marhanský, T. (2014): *Násunová stavba na styku brněnského masivu a paleozoických sedimentů severní části Moravského krasu*. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Nagao, K. – Kagami, E. (2011): *X-ray thin film measurement techniques*. – *The Rigaku Journal*, 27, 2, 6–13, Tokio.
- Schmidt, J. (1975): *Rentgenografické metody studia vnitřní stavby hornin*. – *Folia Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis*, 16, 8, 1–87, Brno.
- Štelcl, J. – Beneš, K. – Pták, J. (1980): *Základy drobné tektoniky a petrotektoniky*. – Univerzita J. E. Purkyně, Brno.
- Wever, F. (1924): *Über die walzstruktur kubisch kristallisierender metalle*. – *Zeitschrift für physik*, 28, 69–90, Berlín.

SROVNÁNÍ ZMĚN KVALITY VODY V POVRCHOVÉM TOKU A PRŮTOKU JESKYNNÍM SYSTÉMEM

Comparison of the water quality of surface flow and karst conduit flow

Kateřina Schrimpelová

Ústav chemie FAST VUT v Brně, Žižkova 511/17, Brno; e-mail: SchrimpelovaK@study.fce.vutbr.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian-Silesian Paleozoic Basin, Moravian Karst, Jedovnice Brook, water quality

Abstract

Karst rivers are special types of watercourses due to their hydrography characteristics. When rivers enter the karst, they usually disappear underground and flow through karst cavities. A self-purification of karst rivers is typically poor, because of cave conditions, e.g. absence of light and low temperature. The aim of this study is to compare surface and karst conduit flows via water quality measurement. For this purpose, two sections of the Jedovnice Brook in the Moravian Karst were chosen. First section was a part of an open channel, while the other one was a cave system Rudické propadání – Býčí skála. Measurements of water quality were provided every two weeks during 6 months at surface sampling points. Additional one-off samples were collected in the cave system. Flow rate, temperature, conductivity, dissolved oxygen concentration and pH were measured in-situ. Afterwards, content of solids, chemical oxygen demand, biochemical oxygen demand, $N-NH_4^+$, $N-NO_2^-$, $N-NO_3^-$, $P-PO_4^{3-}$ and P_{total} were determined in the laboratory. According to the results of this study, quality of water in Jedovnice brook is already poor when it enters the Moravian Karst. In the surface section, the self-purification process is running well. Situation in the cave section is complicated due to underground tributaries with unknown water quality. Water leaving the cave system contains lower concentrations of the pollutants, however, overall mass flows are larger, which is evidence of pollution increase.

Úvod

Krasové toky jsou specifické svými hydrografickými poměry a z hlediska znečištění velice zranitelné. Obvykle dochází k jejich propadání do podzemí a část toku probíhá v jeskynních dutinách, a to průtokem s volnou hladinou, nebo v tlakovém režimu. Podzemní tok většinou přibírá další přítoky a na vývěru vytéká voda v jiné kvantitě a kvalitě. Průtok podzemím je velmi rychlý, což krasovou oblast zcela odlišuje od jiných hydrogeologických rajónů podzemních vod. Povrchové vody, které se propadají do podzemí bez infiltrace přes půdní vrstvy, s sebou nesou veškeré znečištění.

Prostředí v jeskyních se značně liší od povrchových vod. Při průtoku podzemím je zejména z důvodu absence světla, a tím i fotosyntetizujících organismů, a nízké teploty ovlivněna jejich samočisticí schopnost. Odstraňování znečišťujících látek na bázi filtrace je v krasových dutinách, v porovnání s běžným průtokem horninovým prostředím, zanedbatelné (Taraba 1976). Jestli však dochází v jeskynním prostředí k samočisticím procesům a k jakým, nebylo dosud podrobně zkoumáno.

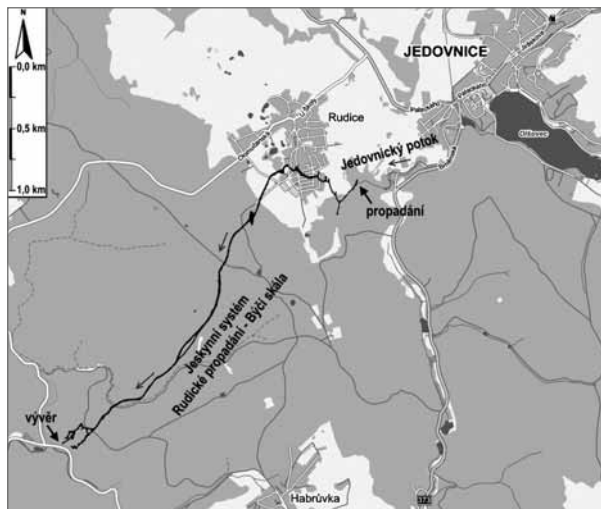
Cílem práce bylo porovnat průběh samočisticích procesů v povrchovém a podzemním úseku krasového toku, zejména se zaměřením na odstraňování nerozpuštěných látek, organických látek a živin. To bylo studováno na případu Jedovnického potoka na území CHKO Moravský kras.

Zájmové území

Pro účely srovnání povrchového a podzemního toku byl vybrán Jedovnický potok na území Moravského krasu (obr. 1). Jedovnický potok pramení v oblasti kulmu Drahanské vrchoviny a protéká zde několika rybníky. Následně

u obce Jedovnice přitéká do střední části Moravského krasu, kde se propadá do podzemí a vytváří jeskynní systém Rudické propadání – Býčí skála. Před propadáním se do něj vlévá Rudický potok, který je antropogenním tokem, tvořeným převážně vodami z místní ČOV. Po průtoku podzemím Jedovnický potok vyvěrá na povrch skupinou vyvěraček u osady Josefov.

Jeskynní systém je vyvinut v devonských vápencích macošského souvrství. Má celkovou délku zhruba 13 km a jedná se o druhý nejdelší jeskynní systém v ČR. První část systému začíná ponorem, označovaným jako Rudické



Obr. 1: Mapa Jedovnického potoka a jeskynního systému Rudické propadání – Býčí skála v Moravském krasu.

Fig. 1: Map of the Jedovnice brook and the cave system Rudické propadání – Býčí skála in the Moravian Karst.

propadání, za nímž je vertikální vodopádová kaskáda o celkové hloubce cca 90 m. Dále je vytvořen horizontální jeskynní koridor, kde se nachází řada drobných i větších přítoků (Zeman – Bruthans 2007). Druhá část jeskynního systému, Býčí skála, je od Rudického propadání oddělena Srbským sifonem. Je výrazně méně členitá s chudší krápníkovou výzdobou a s podzemními přítoky vod.

Přítoky v jeskynním systému jsou obtížně monitorovatelné, jak z důvodu rozdílné a v čase se měnící kvantity a kvality, ale i samotného vytipování míst přítoků. Zeman a Bruthans (2007) prováděli monitoring 15 přítoků Jedovnického potoka v Rudickém propadání a jednoho významného přítoku v Býčí skále. Vydátnost přítoků byla zhruba 11–52 l s⁻¹ v závislosti na vodním stavu. Nejvýznamnější je přítok Stará řeka, u které byl zjištěn průtok až 401 s⁻¹, takže může převyšovat průtok Jedovnického potoka. I chemické složení se u jednotlivých přítoků liší. U tří přítoků v Rudickém propadání byl zjištěn nízký obsah dusičnanů (1,1–5,6 mg l⁻¹ N-NO₃⁻). Všechny ostatní byly vyhodnoceny jako přítoky s vysokým obsahem znečištění, u kterých se obsah dusičnanů pohybuje v rozmezích 3,8–36,0 mg l⁻¹ N-NO₃⁻. Obsah dusičnanů ve Staré řece se pohyboval v rozmezí 13–20 mg l⁻¹ N-NO₃⁻.

Hlavními zdroji znečištění Jedovnického potoka jsou komunální odpadní vody nebo splachy ze zemědělsky využívané půdy. Odpadní vody jsou zde sice čištěny na dvou čistírnách odpadních vod (ČOV Jedovnice a ČOV Rudice), může však docházet k nedostatečnému čištění, přepadům nařazených odpadních vod odlehčovacími komorami, případně k nelegálnímu vypouštění odpadních vod obyvateli obcí. K přínosům znečištění ze zemědělské půdy, které se vyznačují vysokým obsahem dusičnanů z hnojiv, může docházet nejen přímým splachem do vodního toku, ale i skrze závrtý nebo průsaky puklinami z plošiny nad jeskynním systémem. Zdrojem znečištění mohou být také rybníky výše po toku, postižené eutrofizací a výskytem vodního květu v letních měsících.

Metodika

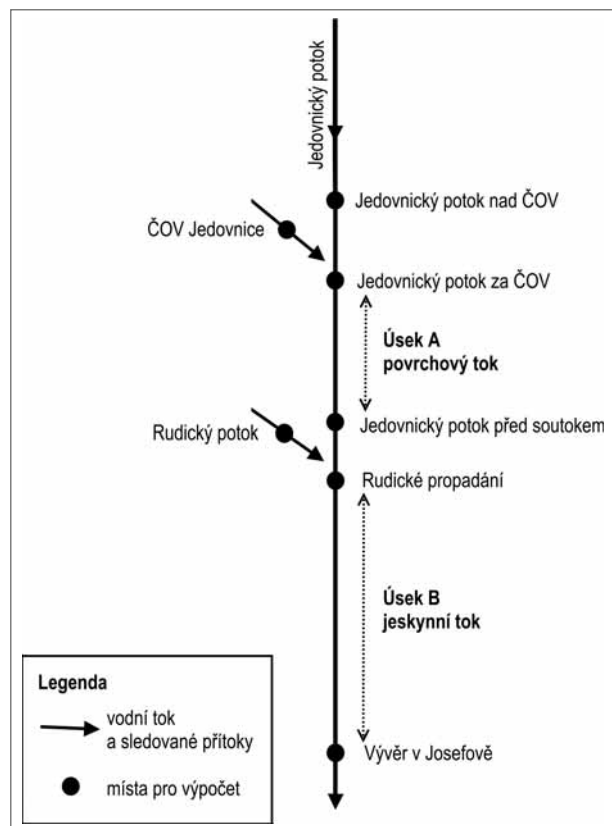
V období březen až srpen 2014 bylo provedeno 13 odběrů v intervalu 14 dnů ve vybraných místech toku a odtocích z ČOV. Také byly odebrány 4 vzorky vod přímo v jeskyních. V místě odběru byl zjišťován průtok (průřezové rychlosti měřeny Pitotovou trubicí). Přenosnou multiparametrickou sondou byla měřena teplota vody, elektrolytická konduktivita, koncentrace rozpuštěného kyslíku a hodnota pH. V odebraných vzorcích vody byl v laboratoři stanoven obsah nerozpuštěných látek (NL), chemická spotřeba kyslíku (CHSK_{Cr}), biochemická spotřeba kyslíku (BSK₅) a koncentrace vybraných forem dusíku a fosforu. NL byly měřeny gravimetricky, CHSK_{Cr} semimikrometodou s fotometrickým vyhodnocením, BSK₅ standardní zředovací metodou, další parametry byly stanoveny absorpční spektrofotometrií – N-NH₄⁺ Nesslerovým činidlem, N-NO₂⁻ kyselinou sulfanilovou a 1-naftolem, N-NO₃⁻ salicylanem sodným, P_{celk} po rozkladu činidlem Oxisolv (Merck) a P-PO₄³⁻ molybdenanem amonným. Hodnoty organického dusíku N_{org} a celkového dusíku N_{celk} byly dopočteny z naměřených hodnot.

Jako povrchový úsek (úsek A) Jedovnického potoka byl zvolen úsek začínající za odtokem z ČOV Jedovnice (GPS: N 49°20'4,66" E 16°44'49,53") a končící před soutokem s Rudickým potokem (GPS: N 49°19'57,63" E 16°44'01,69") o délce zhruba 1,3 km. Jedná se o přírodě blízký tok v převážně zalesněném území. Podzemní úsek (úsek B) byl zvolen od Rudického propadání, za soutokem s Rudickým potokem (GPS: N 49°19'57,36" E 16°44'00,28"), po vývěr u osady Josefov (GPS: N 49°18'30,02" E 16°41'31,70") o délce zhruba 4,3 km. Zjednodušené schéma situace Jedovnického potoka a jeho přítoků s vyznačením studovaných úseků je na obrázku 2.

Výsledky a diskuze

Pro zhodnocení celkové kvality vody Jedovnického potoka bylo provedeno srovnání výsledků s normami environmentální kvality (NEK) dle nařízení vlády č. 61/2003 Sb., ve znění pozdějších předpisů, jež uvádí průměrné hodnoty (v případě teploty nejvyšší přípustnou hodnotu), které by neměly být překročeny.

Tabulka 1 uvádí průměry naměřených hodnot na začátku a konci povrchového úseku (úsek A) a jeskynního toku (úsek B). Také jsou zde uvedeny limitní hodnoty ukazatelů NEK. Hodnoty uvedené pro ponor Rudické propadání jsou vypočteny váženým průměrem hodnot Jedovnického a Rudického potoka před jejich soutokem. Tučně jsou vyznačeny hodnoty překračující NEK.



Obr. 2: Schéma studované části Jedovnického potoka v Moravském Krasu.

Fig. 2: Scheme of the studied part of the Jedovnice brook in the Moravian Karst.

Tab. 1: Průměry hodnot naměřených v koncových bodech úseků s vyznačením překročení norem environmentální kvality.
 Tab. 1: Average values determined at the sections' endpoints with highlighted values exceeding standards of environmental quality.

Ukazatel	[jednotka]	Průměry naměřených hodnot				
		NEK Limitní hodnota	Úsek A		Úsek B	
			Začátek Za odtokem z ČOV Jedovnice	Konec Před soutokem s Rudickým potokem	Začátek Ponor Rudické propadání	Konec Vývěr u osady Josefov
Q	[l s ⁻¹]	-	17,4 ¹⁾	14,0	16,1 ¹⁾	36,0
κ	[μS cm ⁻¹]	-	630	583	-	561
Rožp. O ₂	[mg l ⁻¹]	> 9,00	7,18	8,94	-	9,32
T	[°C]	29,0 ²⁾	18,3 ³⁾	17,5 ³⁾	-	13,5 ³⁾
pH	[-]	6,90	7,30	7,55	-	7,24
NL	[mg l ⁻¹]	20	16 ⁴⁾	9 ⁴⁾	30 ¹⁾	9 ⁴⁾
CHSK _{Cr}	[mg l ⁻¹]	26	32	29	34 ¹⁾	15
BSK ₅	[mg l ⁻¹]	3,8	7,3	5,8	6,5 ¹⁾	5,7
N-NH ₄ ⁺	[mg l ⁻¹]	0,23	2,10	0,90	1,10 ¹⁾	0,30
N-NO ₂ ⁻	[mg l ⁻¹]	-	0,1	0,1	0,2 ¹⁾	0,1
N-NO ₃ ⁻	[mg l ⁻¹]	5,4	4,8	4,6	13,7 ¹⁾	6,9
N _{org}	[mg l ⁻¹]	-	8,8	6,1	5,6 ¹⁾	5,5
N _{celk}	[mg l ⁻¹]	6,0	15,8	11,7	20,5 ¹⁾	12,4
P-PO ₄ ³⁻	[mg l ⁻¹]	-	2,0	1,9	3,1 ¹⁾	0,9
P _{celk}	[mg l ⁻¹]	0,15	2,10	2,60	3,70 ¹⁾	1,50

Pozn.: ¹⁾ vypočteno,
²⁾ nejvyšší přípustná hodnota,
³⁾ nejvyšší naměřená hodnota,
⁴⁾ extrémní hodnota vyřazena z průměru.

Při srovnání průměrů naměřených hodnot s NEK je kvalita vody v Jedovnickém potoce zhoršená v obou sledovaných úsecích. Jedná se zejména o nedosažení požadované koncentrace rozpuštěného kyslíku a překročení hodnot CHSK_{Cr}, BSK₅, N-NO₄⁺, N_{celk} a P_{celk}. Koncentrace naprosté většiny polutantů se v obou úsecích průtokem snižuje a koncentrace rozpuštěného O₂ roste. Po průtoku jeskynním systémem došlo vzhledem k NEK ke zlepšení u ukazatelů rozpuštěného kyslíku a chemické spotřeby kyslíku nad limitní hodnoty.

Dále byly vypočteny materiálové bilance sledovaných úseků. Nejprve byly koncentrace vynásobením s průtokem převedeny na hmotnostní tok. Poté byl rozdílem hmotnostního toku na začátku a na konci úseku zjištěn přírůstek nebo úbytek Δ. To bylo provedeno u každého

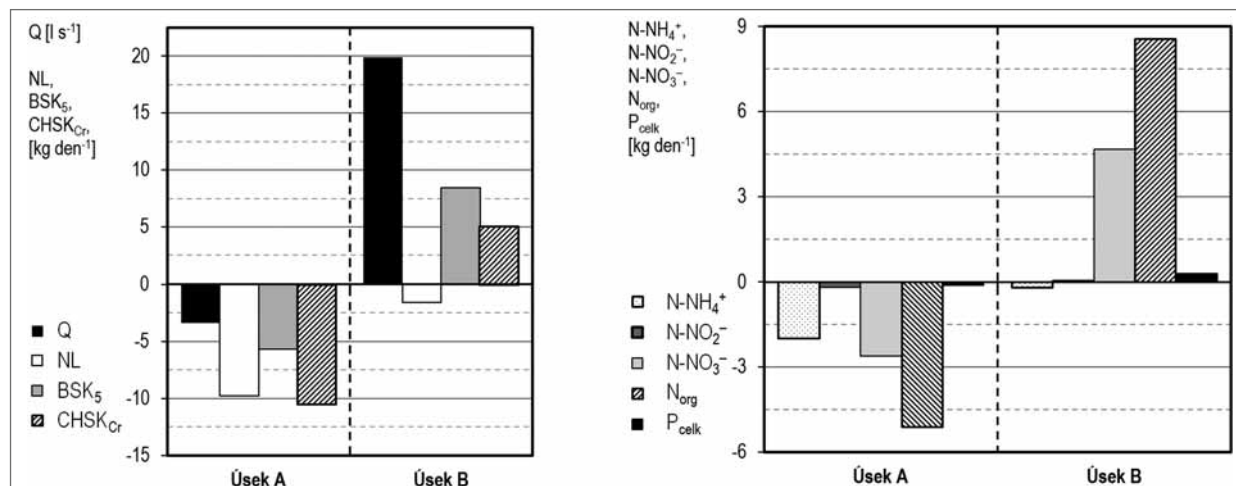
jednotlivého měření, ze kterých byl následně stanoven aritmetický průměr. Hmotnostní toky na začátcích úseků byly dopočítány součtem hmotnostních toků přítékajících vod. Postup výpočtu vychází ze situace, viz obrázek 2.

Bilance byly vypočteny z hmotnostních toků následovně:

$$\Delta_A = (\text{Jedovnický p. nad ČOV} + \text{ČOV Jedovnice}) - \text{Jedovnický p. před propadáním}$$

$$\Delta_B = (\text{Jedovnický p. před propadáním} + \text{Rudický p.}) - \text{Vývěr u Josefova}$$

Grafy zobrazující materiálové bilance polutantů a průtoků jsou uvedeny na obrázku 3. Kladné hodnoty



Obr. 3: Materiálové bilance polutantů v povrchovém úseku (A) a jeskynním úseku (B) Jedovnického potoka.
 Fig. 3: Mass balances of pollutants in the surface section (A) and the cave section (B) of Jedovnice Brook.

představují hmotnostní množství dané látky, které na sledovaném úseku přibylo, záporné naopak značí úbytek.

Materiálové bilance vykazují rozdíly mezi oběma úseky. Na povrchovém úseku (úsek A) dochází k úbytku polutantů, což nasvědčuje tomu, že tento úsek toku má dobře zachovanou samočisticí schopnost. Také vykazuje mírné snižování průtoku, průměrně o $3,41 \text{ s}^{-1}$. Bilance jeskynního systému (úsek B) však o snížení znečištění v jeskynním systému nevypovídají. Dochází zde k nárůstu všech sledovaných parametrů, s výjimkou NL a N-NH_4^+ . Bylo zde také zjištěno v průměru téměř dvojnásobné navýšení průtoku Jedovnického potoka (o 201 s^{-1}).

V jeskynním toku (úsek B) koncentrace polutantů klesá směrem po toku, ale výsledky materiálové bilance nasvědčují nárůstu množství polutantů. Dle těchto výsledků je patrné, že nelze proces samočištění posuzovat pouze podle snížení koncentrace polutantů mezi koncovými body úseku, ale je nutné zohlednit také průtok.

Výsledky jednorázových odběrů přímo v jeskynním systému vykazují v Rudickém propadání nárůst koncentrace N-NO_3^- (průměrně o $1,4 \text{ mg l}^{-1}$) a N_{org} (průměrně o $5,0 \text{ mg l}^{-1}$) mezi Hugonovým dómem a sifonem u Chodby vzdechů, což přispívá k teorii přísunu znečištění podzemními přítoky a potvrzuje zjištění Zemana a Bruthanse (2007) o přítoku vod s vyššími obsahy dusičnanů. Tomu, že zdrojem znečištění mohou být také podzemní přítoky, nasvědčuje i materiálová bilance.

Vyřešení otázky samočištění v jeskynním systému je značně komplikované. To je dáno mísením vod s přítoky s různým stupněm znečištění (Zeman – Bruthans 2007) a tím, že zde pravděpodobně také dochází k některým procesům samočištění, které nejsou znemožněny podmínkami v jeskyních. Může zde probíhat například sedimentace, sorpce a omezeně i nitrifikace a denitrifikace (zpomalená

nízkou teplotou). Na vypočtené hodnoty materiálových bilancí může mít vliv také zdržení v tůních, kterými potok v jeskynním systému protéká.

Závěr

Na základě dat, naměřených v průběhu půlročního monitoringu, byla posouzena hydrochemická jakost vod a samočisticí schopnost dvou úseků Jedovnického potoka. Jeden ze sledovaných úseků byl povrchový, ve druhém případě se jednalo o průtok Jedovnického potoka jeskynním systémem.

Jedovnický potok je značně znečištěný již při přítoku na území CHKO Moravský kras. Na sledovaném povrchovém úseku má zachovanu samočisticí schopnost, dochází k významnému snížení koncentrací i hmotnostních toků sledovaných znečišťujících látek. V jeskynním systému je posouzení samočisticí schopnosti komplikováno přítoky podzemních vod nezanedbatelného průtoku a neznámého složení. Lze konstatovat, že vody na vývěru mají nižší koncentrace sledovaných polutantů než v místě propadání, materiálové bilance však svědčí o nárůstu hmotnostních toků polutantů a tedy nárůstu znečištění. To se týká všech sledovaných polutantů s výjimkou nerozpuštěných látek a amoniakálního dusíku.

Poděkování

Poděkování náleží především Pivovaru HEINEKEN Česká republika, a.s. za poskytnutí finančního příspěvku na monitoring čistoty vod a projektu „Institucionální podpora na rozvoj výzkumné organizace“. Dále pracovníkům Správy CHKO Moravský kras za spolupráci na odběru vzorků. A v neposlední řadě recenzentovi za připomínky vedoucí ke zkvalitnění práce.

Literatura

- Nařízení vlády č. 23/2011 Sb., kterým se mění nařízení vlády č. 61/2003 Sb., o ukazatelích a hodnotách přípustného znečištění povrchových vod a odpadních vod, náležitostech povolení k vypouštění odpadních vod do vod povrchových a do kanalizací a o citlivých oblastech, ve znění nařízení vlády č. 229/2007 Sb.
- Taraba, J. (1976): Závěrečná zpráva o regionálním hydrogeologickém průzkumu Moravského krasu. – MS, závěrečná zpráva. Geotest, n. p. Brno.
- Zeman, O. – Bruthans, J. (2007): Skapové vody a přítoky v Rudickém propadání-Býčí skále: Vliv využití území nad jeskyní a otázka původu vod. – In: Bosák, P. (ed.): Speleofórum 2007, Sborník abstraktů, 105–108, Česká geologická společnost. Praha.

EXPERIMENTÁLNÍ STUDIUM A MODELOVÁNÍ PRAVIDELNÝCH PÁSKŮ V KŘEMIČITÝCH HYDRATOVANÝCH GELECH

Experimental study and modeling of periodic bands in hydrated siliceous gels

Marián Zbraněk, Josef Zeman

Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: jzeman@sci.muni.cz; 409243@mail.muni.cz

Key words: Periodic structures, bands, Liesegang, siliceous gel, precipitation

Abstract

Periodic structures can be seen practically everywhere in the world. In order to understand them deeply it is crucial to find a model, which can describe these structures to show their genesis and to predict their behavior while changing various input parameters. This paper deals with the experimental study on Liesegang ring formation made of copper chromate ions with copper sulphate used as an outer electrolyte and potassium chromate as an inner electrolyte. An aqueous solution of sodium silicate has been used as gel medium. The experiments were carried out in beakers as testing samples to find suitable sample weights of electrolyte compounds, then glass columns were used. The reaction process was periodically measured and photographed. Few few hours after start of the experiment, the first ring of precipitated copper chromate appeared. In the end, when all ions were consumed, the column was cut through, and the ion concentration was estimated by atomic absorption spectrophotometry and calculated theoretically using equation based on first and second Fick's law of diffusion. The final calculation of diffusion coefficient was determined by least squares of deviations between measured and theoretical values of concentrations depending on the parameters D and C_2 which gave us real values of diffusion coefficients and concentrations of ions in our system.

Úvod

Pravidelné struktury je možné pozorovat ve velmi rozdílných měřítcích, od zonálních minerálů, přes přírůstkové pravidelné pásy minerálů např. u gejzírů až po páskované intruze kilometrových rozměrů. Takovéto systémy jsou od sebe značně odlišné, ale spojuje je tvorba pravidelných struktur, jejich geneze je ale jiná. Pochopit a popsat systém, který lze laboratorně provést, by mohlo vést k osvětlení nějakého přírodně vzniklého systému, který vykazuje podobné znaky tvorby vzorů. Za určitých podmínek se v křemičitých gelech dá simulovat tvorba pravidelných pásků sraženin. Tento jev je znám více jak sto let pod názvem Liesegangův experiment (Liesegang 1896). Experiment i po více jak století není dokonale popsán. Je zřejmé, že hlavní roli v experimentu hrají difúze a srážení. Oba tyto jevy jsou již dokonale popsány a pomocí nich lze určit i další parametry experimentu, jako jsou např. difúzní koeficienty. Avšak pouze s těmito parametry, ať už teoreticky nebo experimentálně zjištěnými, nedokážeme popsat funkci celého systému, a tím spíše, pokud se systém nachází hluboko pod zemí za podmínek, které je téměř nemožné laboratorně napodobit (např. páskované intruze). Proto je zapotřebí také matematického modelování s možnostmi proměnných parametrů systému, kde by jako vstupní data mohly posloužit jak teplota a tlak, tak i koncentrace reagujících složek a jejich difúzní koeficienty. Cílem práce bylo vytvořit několik experimentálních kolon s křemičítým gelem, ve kterém se pravidelně utvářely sraženiny v podobě tzv. Liesegangových pásků, a vyhodnotit koncentrace a difúzní koeficienty difundujících ionů.

Použitá metodika

V laboratoři bylo připraveno několik Liesegangových experimentů ve skleněných kolonách různých objemů.

Zásobní roztoky:

Roztok vodního skla byl připraven smíšením 272 cm³ demineralizované vody a 48 cm³ vodního skla, roztok kyseliny octové smíšením 312 cm³ demineralizované vody a 8 cm³ koncentrované kyseliny octové (99%, p. a., výrobce Penta).

Gel v kolonách byl vytvořen smíšením roztoku vodního skla a roztoku kyseliny octové v poměru 1 : 1. Při tvorbě gelů bylo před utužením gelu přidáno určité množství K₂CrO₄ (p. a., výrobce Lachema, Brno).

Experimenty pro studium páskovaných vzorů byly vytvořeny následovně:

Kolona o výšce 135 cm, vnitřním průměru 6 mm a objemu 38,2 cm³, byla vyplněna gelem obsahujícím 0,062 mol l⁻¹ K₂CrO₄.

Kolony o výšce 16 cm, vnitřním průměru 6 mm a objemu 4,5 cm³, byly vyplněny gelem obsahujícím 0,059 mol l⁻¹ K₂CrO₄.

Na povrch gelu u všech kolon byl po utužení aplikován nasycený roztok síranu měďnatého CuSO₄·5H₂O (p. a., výrobce Onex, Rožnov pod Radhoštěm) s přídatkem pevné fáze pro udržení konstantní koncentrace v roztoku (obr. 1), kolony byly následně překryty, aby nedocházelo k odparu vnějšího elektrolytu a nežádoucímu vyschnutí gelu.



Obr. 1: Fotografie založení experimentu v kolonách o výšce 16 cm.
Fig. 1: Photos of experimental setup in columns with a height of 16 cm.

Experimenty pro měření difúzních koeficientů byly vytvořeny následovně:

Stejně jako kolony o výšce 16 cm byly vytvořeny další 4 kolony, které však obsahovaly pouze čistý gel bez K_2CrO_4 . Po utužení gelu se na povrch aplikovalo ve dvou případech 0,1 g a 0,2 g K_2CrO_4 a ve zbylých dvou 0,25 g a 0,5 g $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ a pravidelně se zaznamenával postup difúze ionů do gelu, sledováním postupu světle zbarveného mraku iontů do čistého gelu.

Pro výpočet difúzních koeficientů ionů difundujících do gelu bylo použito základní rovnice vztahu mezi koncentrací difundující látky, časem a vzdáleností (Ripszám et al. 2005):

$$C = C_2 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{Dt}} \right)$$

kde c_2 je počáteční koncentrace látky 2, x je vzdálenost, D je difúzní koeficient, t je čas a erfc je Gaussova chybová funkce.

Pro získání hodnot okamžitých koncentrací ionů byly stejným způsobem jako v předchozím případě vytvořeny další 4 kolony s čistým gelem, na který se aplikovalo ve dvou případech 0,1 g a 0,2 g K_2CrO_4 a ve zbylých dvou 0,25 g a 0,5 g $CuSO_4 \cdot 5H_2O$. Ty byly následně v různých časech t a v různých vzdálenostech od hranice gelu x rozříznuty, gel v daném místě byl odebrán (vždy 0,1 g a rozpuštěno ve 100 ml deionizované vody) a následně pomocí atomové absorpční spektrometrie na přístroji TJA Solution M6 byly stanoveny hodnoty koncentrací Cu^{2+} a CrO_4^{2-} (tab. 1, tab. 2).

Ze spektrometricky získaných hodnot okamžitých koncentrací v jednotlivých bodech kolony byly vypočítány koncentrace C pro $D = 1 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ a $C_2 = 10 \text{ mol l}^{-1}$. Difúzní koeficienty pro oba iony byly stanoveny pomocí metody nejmenších čtverců, kdy výsledek minimalizuje součet čtverců odchylek mezi vypočítanými a naměřenými hodnotami koncentrací (tab. 1, tab. 2).

Výsledky a jejich diskuze

U kolon s čistým gelem byl sledován postup difúze chromanových a měďnatých iontů zapisováním vzdálenosti hranic difúzních mraků od hranice gelu x za jednotku času t . Difúze byla patrná již po několika sekundách, její postup byl zaznamenán do tabulky 3.

Tab. 1: Hodnoty změřených okamžitých koncentrací v jednotlivých časech pro kolonu s difundujícími CrO_4^{2-} ionty.

Tab. 1: Values of measured instantaneous concentrations at specific times for the CrO_4^{2-} ions diffusing into the column.

x (cm)	3,5	3,5	3,5
t (h)	17,75	46,75	94,75
C (mol l ⁻¹)	$7,68 \times 10^{-4}$	$4,73 \times 10^{-2}$	0,162

Tab. 2: Hodnoty změřených okamžitých koncentrací v jednotlivých časech pro kolonu s difundujícími Cu^{2+} ionty.

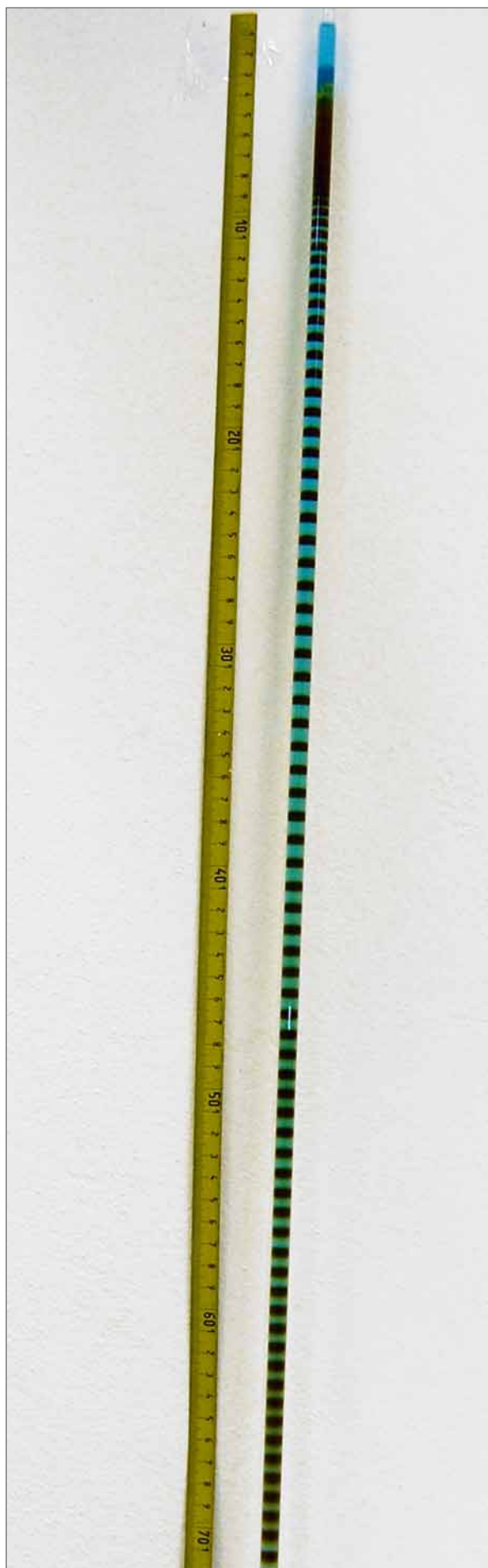
Tab. 2: Values of measured instantaneous concentrations at specific times for the Cu^{2+} ions diffusing into the column.

x (cm)	7,1	7,3
t (h)	145,83	162,99
C (mol l ⁻¹)	$3,53 \times 10^{-2}$	$2,87 \times 10^{-2}$

Tab. 3: Záznam postupu difúze ionů do gelu.

Tab. 3: Recorded progression of diffusing ions into the gel.

čas (h)	postup difúze ionů do kolony [mm]			
	CrO_4^{2-} (0,1 g)	CrO_4^{2-} (0,2 g)	Cu^{2+} (0,25 g)	Cu^{2+} (0,5 g)
1,00	8	7	3	3
3,00	16	15	7	8
5,00	21	20	12	13
21,00	41	40	25	29
47,83	59	60	35	40
70,83	73	75	41	47
100,33	85	88	50	55
165,83	108	110	62	66
193,83	118	121	66	71



Pro naměřené hodnoty koncentrací v jednotlivých bodech difúze CrO_4^{2-} do gelu byl vypočten difúzní koeficient $D = 9,14 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ při koncentraci $C_2 = 1,002 \text{ mol l}^{-1}$.

Pro naměřené hodnoty koncentrací v jednotlivých bodech difúze Cu^{2+} do gelu byl vypočten difúzní koeficient $D = 9,57 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ při koncentraci $C_2 = 1,159 \text{ mol l}^{-1}$.

Při srovnání s difúzními koeficienty experimentálně zjištěnými a hodnotami difúzních koeficientů pro iony difundující do čisté vody při teplotě $20 \text{ }^\circ\text{C}$ a normálním atmosférickém tlaku, které jsou: $D(\text{Cu}^{2+}) = 0,733 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, $D(\text{CrO}_4^{2-}) = 1,12 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Brantley 2008), je patrné, že difúze v prostředí gelu je pomalejší, než difúze ionů v prostředí čisté vody. Z toho plyne také poměrně dlouhá doba trvání experimentu.

Literární hodnoty difúzních koeficientů CrO_4^{2-} iontů v prostředí křemičitého gelu dosahují hodnot $5,01 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Tantemsapya 2004).

Literární hodnoty difúzních koeficientů Cu^{2+} iontů v prostředí křemičitého gelu dosahují hodnot $3,6 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Fujiwara 2006).

Po zahájení experimentu v koloně o výšce 135 cm se po několika desítkách minut vytvořila sraženina, následně se tvořily další pásky (obr. 2), jejich záznam je uveden v tabulce 4. Během tohoto experimentu byl několikrát doplňován $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ do roztoku v zásobníku, aby se zajistil konstantně nasycený roztok. Experiment probíhal 353 dní. Celkově se v koloně vytvořilo 88 pásek, ale vlivem poškození kolony a porušení gelu se poslední pásky zakalily a nevytvořily se pravidelně.

Tab. 4: Záznam vzniku pravidelných pásek v koloně 135 cm.

Tab. 4: Record of periodic bands formation in column 135 cm.

čas (h)	0	23	552	768	1872	2856	3600	5760	8472
počet pásek	0	1	14	17	29	39	47	56	67

Tab. 5: Záznam vzniku pravidelných pásek v kolonách 1–4 o výšce 16 cm.

Tab. 5: Record of periodic bands formation in columns 1–4 with height of 16 cm.

čas (h)	počet pásek			
	kol. 1	kol. 2	kol. 3	kol. 4
0,00	0	0	0	0
93,36	1	1	1	1
113,52	2	2	2	3
145,24	3	3	4	4
192,38	4	5	4	4
244,00	5	6	5	5
311,10	6	6	5	6
429,61	7	7	6	7
564,34	8	7	7	8
765,64	8	8	9	8
1008,00	9	9	10	9

Obr. 2: Fotografie pravidelných pásek v koloně o výšce 135 cm a vnitřním průměru 6 mm, 2 567 hodin po zahájení experimentu.
Fig. 2: Photo of periodic bands in a column of a height of 135 cm and an inner diameter of 6 mm, 2 567 hours from the initiation of the column.



Obr. 3: Fotografie vzniku pravidelných pásků v kolonách o výšce 16 cm, 1 008 hodin po zahájení difúze.

Fig. 3: Photos of formation of periodic bands in columns with a height 16 cm, 1 008 hours after the initiation of diffusion.

Průběh experimentů v kolonách o výšce 16 cm byl podobný jako u kolony o výšce 135 cm a je zaznamenán v tabulce 5. U 1., 2. a 4. kolony ze série 16 cm dlouhých kolon se vývoj jeví velmi podobný, u 3. kolony se vytvořil navíc 10. pásek (obr. 3), což mohlo být způsobeno slabým propadem gelu a tím pádem posunutí hranice gelu.

Zápis vzniku jednotlivých pásků není dokonalý, protože pásky jsou při velmi raném stádiu tvorby okem prakticky neviditelné a také nelze vyloučit drobné vady na gelu. I přesto kolony o výšce 16 cm vykazují velice podobný průběh vývoje.

Závěr

Bylo vytvořeno několik Liesegangových experimentů a jejich parametry byly pozorovány pro výpočet difúzních koeficientů jak měďnatých tak chromanových iontů.

Reakčně difúzní charakter experimentu je popsán teorií superpřesycení (Liesegang 1896), která zvažuje vznik vzorů jako proces prostorově nespojitě nukleace. Podle autora teorie vnější a vnitřní elektrolyt vytváří přímo sraženinu, bez vzniku meziprojektu. Nukleace sraženiny nastává v bodě, kdy koncentrace obou iontů dosáhnou jisté hranice přesycení. Poté klesají jejich koncentrace charakteristické pro součin rozpustnosti. Vzhledem k tomu, že proces je limitován rychlostí difúze (reakční čas je tedy mnohonásobně kratší než čas průběhu difúze), dojde k tomu, že srážení spotřebuje z blízkého okolí ionty a další nukleace již není možná. Jak difúze iontů pokračuje dále, koncentrace se zvyšuje, až posléze dosáhne opět potřebného přesycení a celý proces běží znovu. Takto opakované sekvence mají za následek tvorbu pravidelných vzorů sraženiny.

Difúzní koeficienty charakterizující difúzi iontů do gelu byly vypočteny několikanásobně nižší, než hodnoty platné pro vodné prostředí.

V prostředí silikátových gelů jsou hodnoty difúzních koeficientů pro CrO_4^{2-} ionty zhruba 2× menší než vypočítané, a pro Cu^{2+} ionty téměř 3,5× menší než uvádí literatura.

Výsledky mohou být použity pro další, detailnější studium Liesegangova experimentu pro systém iontů měď – chroman a jeho modelování.

Literatura

- Brantley, S. L. (2008), Kinetics of mineral dissolution, in Kinetics of WaterRock Interaction. – Springer, 151–210.
- Büki, A. (2007): The Liesegang phenomenon. – Dostupné na: <http://www.insilico.hu/liesegang/in dex.html>, 20. 1. 2016.
- Fujiwara, M. et al. (2006): Movement and Diffusion of Paramagnetic Ions in a Magnetic Field. – The journal of physical chemistry B, 110, 13965–13969.
- Liesegang, R. E. (1896): Ueber einige Eigenschaften von Gallerten. – Naturwissenschaftlichen Wochenschrift, 30, 353–363.
- Ripszám, M. et al. (2005): The Liesegang eyes phenomenon. – Chemical Physics Letters, 414, 384–388.
- Sadoway, D. (2014): Diffusion. – Dostupné na: http://ocw.mit.edu/courses/materials-science-and-engineering/3-091sc-introduction-to-solid-state-chemistry-fall-2010/syllabus/MIT3_091SCF09_aln09.pdf, 20. 1. 2016.
- Tantemsapya, N. – Meegoda, J. N. (2004): Estimation of Diffusion Coefficient of Chromium in Colloidal Silica Using Digital Photography. – Environmental Science & Technology, 38, 3950–3957.
- Zhang, Y. (2010): Diffusion in Minerals and Melts: Theoretical Background. – Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 72, 5–59.

STUDIUM RADIOAKTIVITY KRYSTALINICKÝCH HORNIN A PALEOZOICKÝCH SEDIMENTŮ NA MAPOVÉM LISTU 14-44 ŠTERNBERK

Investigation of radioactivity of crystalline rocks and palaeozoic sediments within the map sheet 14-44 Šternberk

Jiří Zimák

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

(14-44 Šternberk)

Key words: Desná Group, Úsov Formation, Stínava-Chabičov Formation, Ponikev Formation, Moravský Beroun Formation, Andělská Hora Formation, Horní Benešov Formation, gamma-spectrometry

Abstract

The paper deals with natural radioactivity of metamorphic and igneous rocks and Palaeozoic sediments on the map sheet 14-44 Šternberk. Studied rocks belong to the following geological units: the Desná Group (mainly metagranitoids, blastomylonites, phyllonites), the Úsov Fm. (acid to intermediate and basic metavolcanites and metatuffs), the Stínava-Chabičov Fm. (a volcano-sedimentary complex with a significant proportion of both products of basic volcanism and "keratophyre rocks"), the Ponikev Fm. (carbonate rocks are dominant), the Moravský Beroun Fm. (mainly sandstones or quartzites), the Andělská Hora Fm. and the Horní Benešov Fm. (the last two formations are composed of flysch sediments). Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 1083 rock samples. Data are tabled and discussed. From calculated values of mass activity of ^{226}Ra equivalent it is evident that natural radioactivity of the studied rocks is predominantly low. Slightly increased mass activity values were found in granitoids called "Libina granite" (234 Bq.kg^{-1} on average) and in "keratophyres" in the Stínava-Chabičov Fm. (239 Bq.kg^{-1} on average, 694 Bq.kg^{-1} in the sample with the highest natural radioactivity).

Úvod

Radioaktivita je jedním ze základních fyzikálních parametrů přírodního prostředí. Tento článek hodnotí přirozenou radioaktivitu metamorfít, magmatitů a paleozoických sedimentů na mapovém listu 14-44 Šternberk. Vychází z obsahů hlavních přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) stanovených laboratorní gamaspektrometrií v horninových vzorcích ze všech prekambriických a paleozoických jednotek a jejich částí vystupujících na uvedeném mapovém listu. Jeho severozápadní část je budována horninami desenské skupiny (metagranitoidy, blastomylonity, fylonity, ojediněle zelené břidlice) a úsovského souvrství (světlé a těž bazické metavulkanity a metatufy), plošně málo významné jsou zde tzv. „libinské granity“. Předkenozoické horniny vystupující na zbývající ploše mapového listu náleží k devonským a spodnokarbonským souvrstvím: stínavsko-chabičovskému (vulkanosedimentární komplex s významným zastoupením jak produktů bazického vulkanismu, tak i „keratofyrových hornin“), ponikevskému (převážně karbonátové horniny), moravskoberounskému (hlavně pískovce, případně kvarcity), andělskohorskému a hornobenešovskému (poslední dvě souvrství jsou flyšová).

Vzorky a metody

Na listu 14-44 Šternberk bylo na 590 lokalitách odebráno 1083 vzorků reprezentujících všechny horninové typy ve výše zmíněných geologických jednotkách. Determinace hornin byla prováděna jen makroskopicky, což působilo komplikace v případě produktů vulkanismu v úsovském a stínavsko-chabičovském souvrství. Proto se v následujícím textu objevují petrograficky nepřesné ter-

míny jako „světlé metatufy“ a „metakeratofyry“, užívané k označení kyselých nebo intermediálních hornin, přičemž je možné, že některé „světlé metatufy“ nejsou původními pyroklastiky, ale že jde o metamorfně přepracovaná efuziva. Nutno však poznamenat, že ani studium těchto hornin ve výbrusech často nevede k jednoznačnému stanovení povahy protolitu.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu $0,35 \text{ dm}^3$ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy K (přímo na základě koncentrace ^{40}K), U a Th (na základě dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot a_m a D (viz níže) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm. Před měřením byly horninové vzorky rozdrčeny a uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml, v nichž byly následně měřeny. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 400 gramů.

Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) a těž dávkového příkonu záření gama terestrického původu (D). Z výsledků gamaspektrometrických analýz byly tyto parametry vypočteny pomocí vztahů $a_m [\text{Bq.kg}^{-1}] = (0,077 \times 313\text{K}) + 12,35\text{U} + (1,43 \times 4,06\text{Th})$, $D [\text{nGy.h}^{-1}] = (0,043 \times 313\text{K}) + (0,427 \times 12,35\text{U}) + (0,662 \times 4,06\text{Th})$, do nichž je obsah K dosazován v hm. % a obsahy U a Th v ppm (UNSCEAR 1988; Matolín – Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007).

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách desenské skupiny, úsovského souvrství a tzv. libinských granitech, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 1: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks of the Desná Group, the Úsov Formation and so-called Libina granites, calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

geol. jednotka/hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>desenská skupina</i>																	
metagranitoidy	23	0,6	3,6	1,8	1,9	< 1,5	5,0	< 1,5	1,9	2,7	20,5	7,7	9,3	46	251	109	125
blastomylonity	19	< 0,5	3,0	2,6	2,1	< 1,5	2,4	< 1,5	< 1,5	< 1,5	14,4	7,0	7,0	26	178	116	109
fylonity	40	1,0	4,1	2,2	2,3	< 1,5	3,5	< 1,5	1,6	5,4	10,1	7,6	7,6	73	166	115	118
zelené břidlice	3	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	2,4	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,5	< 1,5	1,8	26	58	26	37
<i>úsovské souvrství</i>																	
metakeratofyry	16	0,6	7,5	3,2	3,5	< 1,5	2,8	1,7	1,6	6,3	17,0	7,8	9,8	68	234	162	161
světlé metatufy	13	< 0,5	6,4	3,0	3,3	< 1,5	2,9	1,9	1,8	7,1	20,7	8,7	10,3	79	230	157	163
metabazika	12	< 0,5	2,5	< 0,5	0,6	< 1,5	2,2	< 1,5	< 1,5	< 1,5	7,6	< 1,5	1,8	26	78	30	40
<i>libinské granity</i>																	
granitoidy	5	1,0	3,8	2,8	2,6	1,6	3,8	3,0	2,9	13,2	34,8	23,5	23,5	127	321	224	234
metagranitoidy	17	1,4	4,4	3,2	3,0	< 1,5	2,9	1,6	1,6	2,3	28,7	12,7	13,8	59	273	179	173

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách stínavsko-chabičovského, ponikevského, moravskoberounského, andělskohorského a hornobenešovského souvrství, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 2: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks of the Stínava-Chabičov, Ponikev, Moravský Beroun, Andělská Hora and Horní Benešov Formations, calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

geol. jednotka/hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>stínavsko-chabičovské souvrství</i>																	
kvarcity	26	< 0,5	2,8	0,6	0,6	< 1,5	3,3	< 1,5	< 1,5	< 1,5	12,2	< 1,5	2,4	26	143	35	44
metakonglomeráty	18	< 0,5	1,1	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,0	< 1,5	< 1,5	26	50	28	31
fylity	31	0,9	7,1	2,5	2,9	< 1,5	5,5	< 1,5	1,6	< 1,5	14,7	5,2	5,8	40	322	107	123
aleurity a pelity	11	2,7	4,3	3,7	3,5	< 1,5	2,2	< 1,5	< 1,5	5,6	11,9	8,6	8,4	126	178	155	150
metakeratofyry	41	1,4	8,1	3,6	3,7	< 1,5	15,8	3,2	3,7	3,9	77,2	15,6	18,1	104	694	219	239
světlé metatufy	61	0,6	6,6	3,0	3,2	< 1,5	13,3	2,8	3,0	1,6	27,6	12,5	12,1	71	462	176	183
metabazika	159	< 0,5	9,0	1,5	1,9	< 1,5	11,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	13,3	2,3	2,5	26	404	66	78
železné rudy	5	< 0,5	0,8	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,1	< 1,5	< 1,5	26	50	26	31
<i>ponikevské souvrství</i>																	
silicity	4	< 0,5	0,9	0,6	0,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,1	< 1,5	< 1,5	26	43	35	35
karbonátové horniny	58	< 0,5	1,6	< 0,5	< 0,5	< 1,5	4,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	7,2	< 1,5	< 1,5	26	92	26	30
vápnité břidlice	12	< 0,5	2,9	1,3	1,5	< 1,5	2,9	< 1,5	< 1,5	< 1,5	9,4	5,7	5,5	26	152	89	84
aleurity a pelity	19	0,8	4,4	2,3	2,4	< 1,5	5,0	1,6	1,9	3,9	16,7	7,5	8,6	54	265	122	132
<i>moravskoberounské souvrství</i>																	
psefity	2	0,6	0,6	0,6	0,6	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,3	1,6	1,6	33	40	36	36
psamity	37	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,9	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,2	1,8	1,6	26	42	31	31
<i>andělskohorské souvrství</i>																	
psefity	12	1,0	2,1	1,3	1,4	< 1,5	2,8	1,6	1,6	5,6	10,0	8,0	8,0	78	132	106	101
psamity	135	< 0,5	3,6	1,5	1,6	< 1,5	5,1	1,9	2,0	6,2	28,2	9,2	9,6	78	313	113	119
aleurity a pelity	109	0,9	5,3	2,3	2,3	< 1,5	4,8	2,3	2,4	3,4	17,1	9,6	9,8	61	276	141	144
<i>hornobenešovské souvrství</i>																	
psefity	4	1,4	2,4	1,6	1,7	2,4	3,1	2,7	2,7	7,6	12,5	8,9	9,5	114	160	124	130
psamity	152	1,0	3,0	1,9	1,9	< 1,5	4,9	2,7	2,7	6,4	26,2	10,5	10,9	79	280	139	142
aleurity a pelity	39	1,1	6,1	2,4	2,7	< 1,5	8,6	3,0	3,2	5,1	35,1	11,2	12,2	78	402	157	174

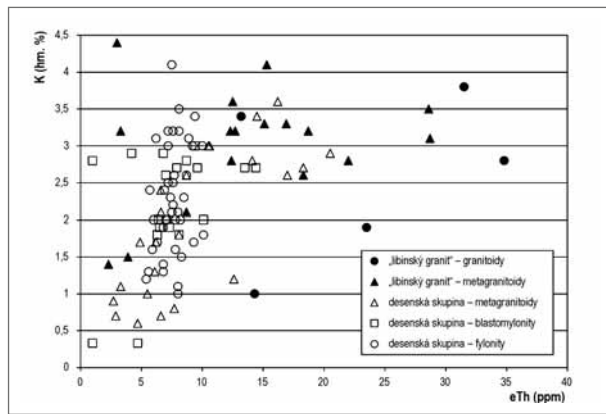
Výsledky

Výsledky všech provedených laboratorních gama-spektrometrických měření jsou shrnuty v tabulkách 1 a 2. Lze konstatovat, že průměrná hmotnostní aktivita studovaných typů hornin s výjimkou „libinských granitů“ a metamorfovaných produktů kyselého až intermediárního vulkanismu ve stínavsko-chabičovském souvrství nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru

(kolem 180 Bq.kg⁻¹). Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následující kapitole.

Diskuze

1. „Libinské granity“ na listu 14-44 Šternberk vystupují jen v podobě několika drobných ostrůvků. Na základě makroskopického hodnocení jejich stavby lze rozlišit granitoidy a metagranitoidy. Ve studovaném souboru

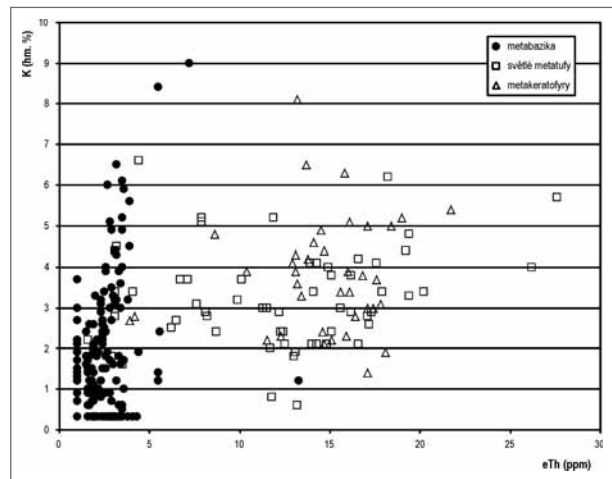


Obr. 1: Obsahy thoria a draslíku v „libinských granitech“ a v horninách desenské skupiny odvozených od granitoidů.
Fig. 1: Thorium and potassium contents in “Libina granites” and granitoid-derived rocks of the Desná Group.

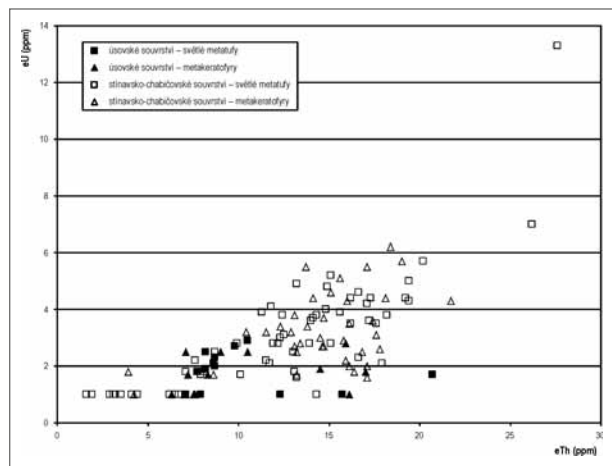
hornin jsou granitoidy (patrně granity) zastoupeny jen pěti vzorky odebranými na dvou ostrůvcích „libinských granitů“ na k. ú. Horní Libina, cca 100 a 400 m východně od železniční trati (oba ostrůvky jsou vyznačeny v geologické mapě – viz Koverdýnský et al. 1996). Jejich průměrná hmotnostní aktivita (a_m) je 234 Bq.kg^{-1} ($D = 113 \text{ nGy.h}^{-1}$), vzorek s nejvyšší přirozenou radioaktivitou má a_m 321 Bq.kg^{-1} ($D = 156 \text{ nGy.h}^{-1}$). Tyto granitoidy mají relativně vysoké obsahy thoria, v průměru 23,5 ppm eTh, max. 34,8 ppm eTh (tab. 1 a obr. 1). Průměrná hmotnostní aktivita metagranitoidů je výrazně nižší (viz tab. 1). Široké rozpětí obsahů draslíku a thoria v obou horninových typech rozlišovaných v rámci „libinských granitů“ je zřejmé z obrázku 1. Nutno poznamenat, že všechny čtyři vzorky metagranitoidů s obsahy thoria pod 5 ppm eTh pochází z k. ú. Lipinka (drobný výskyt na kótě 319 m, ležící cca 550 m sv. od středu Pískova). Všechny ostatní vzorky metagranitoidů jsou z k. ú. Dolní Libina (z plošně největšího výskytu „libinských granitů“ v okolí kóty 393 m) a Horní Libina (dva již výše zmíněné ostrůvky), a pokud jde o obsahy draslíku a thoria, velmi se podobají granitoidům z Horní Libiny.

2. Soubory metagranitoidů, blastomylonitů a fylonitů desenské skupiny mají podobná rozpětí i obdobné průměrné obsahy každého z trojice sledovaných prvků (tab. 1 a obr. 1). Toto zjištění je zcela v souladu s představou o vzniku těchto hornin z identického protolitu (kadomského granitoidu).

3. Zvýšenou přirozenou radioaktivitu vykazují metamorfované kyselé a intermediární vulkanity a pyroklastika stínavsko-chabičovského souvrství (viz tab. 2). V případě světlých metavulkanitů (metakeratofyrů) dosahuje průměrná a_m 239 Bq.kg^{-1} ($D = 118 \text{ nGy.h}^{-1}$), vzorek s nejvyšší přirozenou radioaktivitou má a_m 694 Bq.kg^{-1} ($D = 319 \text{ nGy.h}^{-1}$). Tato skutečnost souvisí s relativně vysokými, v průměru nadklarkovými, obsahy všech tří sledovaných prvků v metakeratofyrech (tab. 2, obr. 2). Jim odpovídající světlé metatufy stínavsko-chabičovského souvrství mají přirozenou radioaktivitu o něco nižší – průměrná hodnota a_m je 183 Bq.kg^{-1} ($D = 91 \text{ nGy.h}^{-1}$), vzorek s nejvyšší přirozenou radioaktivitou má a_m 462 Bq.kg^{-1} ($D = 221 \text{ nGy.h}^{-1}$). Obsahy uranu a thoria v jednotlivých



Obr. 2: Obsahy thoria a draslíku v metabazikách, světlých metatufech a metakeratofyrech stínavsko-chabičovského souvrství.
Fig. 2: Thorium and potassium contents in metabasites, felsic metatuffs and metakeratophyres of the Stínava-Chabičov Formation.



Obr. 3: Obsahy thoria a uranu ve světlých metatufech a metakeratofyrech úsovského a stínavsko-chabičovského souvrství.
Fig. 3: Thorium and uranium contents in felsic metatuffs and metakeratophyres of the Úsov and Stínava-Chabičov Formations.

vzorcích metakeratofyrů a jim odpovídajících metatufů jsou zřejmé z obrázku 2, do kterého však nebyly začleněny tři vzorky metakeratofyrů s anomálními obsahy thoria ve výši 54,2; 57,3 a 77,2 ppm eTh (obsahy uranu jsou 6,3; 3,4 a 15,8 ppm eU, draslíku 1,9; 1,9 a 2,1 hm. % K, všechny tři vzorky pochází z k. ú. Ruda u Rýmařova). Metakeratofyry a světlé metatufy úsovského souvrství mají ve srovnání s litologicky obdobnými horninami

Tab. 3: Obsah draslíku v bazických horninách stínavsko-chabičovského souvrství; n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 3: Content of potassium in basic rocks of the Stínava-Chabičov Formation; n = number of samples, x = average.

segment	n	K (hm. %)					
		min.	max.	Q1	med.	Q3	x
I (Chabičov...)	85	< 0,5	9,0	< 0,5	1,9	3,2	2,2
II (Břevenec...)	41	< 0,5	4,9	0,6	1,2	1,9	1,5
III (Police...)	29	< 0,5	3,3	1,2	1,7	1,9	1,6
IV (Nová Hradečná)	4	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5

stínavsko-chabičovského souvrství o něco nižší přirozenou radioaktivitu díky celkově nižším obsahům všech tří sledovaných prvků (tab. 1 a obr. 3, opět bez tří výše uvedených vzorků metakeratofyry s anomálně vysokým obsahem thoria).

4. Metabazika stínavsko-chabičovského souvrství (tab. 2) vykazují nižší přirozenou radioaktivitu (a_m je v průměru 78 Bq.kg^{-1}) než produkty kyselého a intermediárního vulkanismu, v případě jednoho vzorku paleobazaltu (spilitu) z Chabičova však a_m dosahuje 404 Bq.kg^{-1} (díky 9,0 hm. % K a 11,8 ppm eU). Metabazika stínavsko-chabičovského souvrství jsou mimořádná svými obsahy draslíku, a to jak širokým rozpětím hodnot (obr. 2), tak i v některých územích poměrně hojným výskytem hornin s jeho extrémně vysokým obsahem. Obsahy draslíku v metabazikách ve čtyřech segmentech označených jako I až IV jsou uvedeny v tabulce 3. Segment I je reprezentován vzorky z k. ú. Chabičov, Řídeč, Babice, Mladějovice a Šternberk, segment II z k. ú. Břevenec, Plinkout, Mirošník a Ruda u Rýmařova, segment III z k. ú. Police, Klopina a Bezděkov u Úsova, segment IV z k. ú. Nová Hradečná. V metabazikách segmentu I je variabilita obsahů draslíku nejvyšší. Ve 27 % vzorků z tohoto segmentu je obsah K pod mezí detekce, 10 % vzorků má obsah K nad 5 hm. %, což jsou hodnoty pro horniny tohoto typu extrémně vysoké. Tím se metamorfované bazické vulkanity a tufy segmentu I výrazně liší od obdobných hornin segmentů II a III; v segmentu IV byly zjištěny pouze metadolerity a zelené břidlice s obsahy K (a také U a Th) pod mezí detekce (viz data v tabulce 3). Anomálně vysoké koncentrace draslíku v bazických horninách segmentu I byly již dříve známy díky letecké gamaspektrometrii, jíž zde bylo zjištěno až 5,5 hm. % K (Gnojek – Přichystal 1984). Byly prokázány i chemickými analýzami hornin na mokré cestě. Ve spilitech šternbersko-hornobenešovského pruhu, v jehož jižní části segment I leží, Přichystal (1990) zjistil v průměru 3,6 hm. % K_2O (v horninách výrazně převažuje K_2O nad Na_2O). Zvýšené obsahy draslíku v bazických horninách stínavsko-chabičovského souvrství lze považovat za výsledek hydrotermální alterace hornin. Mixa – Orel (1993) v alterovaném spilitu ze segmentu I (z Hlásnice) stanovili 7,32 hm. % K_2O , v alterovaném tufu (příp. tufitu) 6,26 hm. % K_2O . Jde tedy o zhruba dvojnásobné obsahy draslíku ve srovnání s průměrnou hodnotou pro „draselné spility“ Přichystala (1990), které Mixa a Orel (1993) považují za nealterované. Pozitivní K-anomálie v území tvořeném bazickými horninami proto mohou být nadějně z hlediska výskytu rud barevných kovů – chudé sulfidické

Pb-Zn zrudnění bylo v segmentu I zastíženo vrty u Hlásnice (Gnojek – Přichystal 1984; Přichystal – Gnojek 1985). Segmenty II a III se sice litologicky podobají segmentu I (při makroskopickém hodnocení), avšak vzhledem k nižším obsahům draslíku v metabazikách je přítomnost akumulací sulfidických rud v segmentech II a III málo pravděpodobná (pokud považujeme zvýšené obsahy K v horninovém prostředí za indikátor hydrotermálních alterací, s nimiž by mohlo souviset formování sulfidické mineralizace typu SEDEX).

5. V klastických sedimentech andělskohorského a hornobenešovského souvrství dochází ke zvyšování průměrných obsahů K, U a Th s klesající velikostí klastů, tedy v pořadí psefity (slepence) – psamity (droby, méně pískovce) – aleurity a pelity (siltovce, siltové břidlice, jílové břidlice). Sedimenty hornobenešovského souvrství vykazují výrazně vyšší přirozenou radioaktivitu než sedimenty andělskohorského souvrství shodné zrnitostní kategorie (viz data v tabulce 2). Na tuto skutečnost již upozorňuje např. Zimák – Štelcl (2004) a Zimák (2015). Zvyšování přirozené radioaktivity hornin s klesající velikostí klastů v rámci téhož flyšového souvrství je v podstatě obecným jevem (vybočení z tohoto trendu může být způsobeno například přítomností arkózových psamitů nebo zvýšenými koncentracemi těžkých minerálů obsahujících U nebo Th v psamitech). V moravskoslezském kulmu byl takový vztah mezi zrnitostí siliciklastik a jejich přirozenou radioaktivitou doložen již např. Manovou – Matolínem (1989), Zimákem – Štelclem (2004) a Zimákem (2012).

Závěr

Průměrná hmotnostní aktivita jednotlivých typů metamorfitů, magmatitů a paleozoických sedimentů na mapovém listu 14-44 Šternberk až na dvě výjimky nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg^{-1}). Těmito výjimkami jsou granitoidy označované jako „libinské granity“ s průměrnou hmotnostní aktivitou 234 Bq.kg^{-1} (max. 321 Bq.kg^{-1}) a produkty kyselého a intermediárního vulkanismu ve stínavsko-chabičovském souvrství: metakeratofyry s průměrem 239 Bq.kg^{-1} (max. 694 Bq.kg^{-1}) a s nimi prostorově spjaté světlé metatufy s průměrem 183 Bq.kg^{-1} (max. 462 Bq.kg^{-1}).

Poděkování

Autor děkuje editorovi Mgr. Davidu Buriánkovi, Ph.D. a recenzentům doc. RNDr. Jindřichu Štelcovi, CSc. a RNDr. Zuzaně Skácelové za cenné rady a připomínky, které přispěly ke zkvalitnění tohoto článku.

Literatura

- Gnojek, I. – Přichystal, A. (1984): Metalogenetický význam leteckých draslíkových anomálií Nízkého Jeseníku. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 4, 361–388.
- Koverdinský, B. – Hrubeš, M. – Dvořák, J. (1996): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 14-44 Šternberk. – Český geologický ústav.
- Manová, M. – Matolín, M. (1989): Radioaktivita hornin ČSSR. – In: Ibrmajer, J. – Suk, M. et al.: *Geofyzikální obraz ČSSR*, 196–213. ÚÚG – Academia Praha.
- Matolín, M. – Chlupáčová, M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. – In: Kobr, M. et al.: *Petrofyzika*, 109–126. Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Mixa, P. – Orel, P. (1993): Manifestation of Paleozoic submarine geothermal activity in the eastern part of Middle European Variscides (Czechoslovakia). – *Proceedings Eight IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, August 12–18, 1990*, 505–511. Stuttgart.
- Ngachin, M. – Garavaglia, M. – Giovani, C. – Kwato Njock, M. G. – Nourreddine, A. (2007): Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – *Radiation Measurements*, 42, 61–67.
- Přichystal, A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). – *Sborník geologických věd, řada ložisková geologie, mineralogie*, 29, 41–66.
- Přichystal, A. – Gnojek, I. (1985): Zjištění sulfidického Zn-zrudnění na Šternbersku a perspektivy analogického zrudnění u Moravského Berouna. – *Geologický průzkum*, 27, 197–200.
- UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988): *Exposures from natural sources of radiation. Report to the General Assembly. U.N., New York, USA.*
- Zimák, J. (2012): Přírozená radioaktivita kulmských sedimentů na východním okraji Českého masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 130–133.
- Zimák, J. (2015): Přírozená radioaktivita metamorfítů, magmatitů a předkenozoických sedimentů na mapovém listu 15-13 Vrbno pod Pradědem. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 100, 1, 69–73.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2004): Přírozená radioaktivita hornin moravskoslezského kulmu v oblasti Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů: příspěvek k poznání zdrojové oblasti klastického materiálu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, 11, 103–106.

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA METAMORFITŮ A MAGMATITŮ NA MAPOVÉM LISTU 14-21 TRAVNÁ

Natural radioactivity of metamorphic and magmatic rocks within
the map sheet 14-21 Travná

Jiří Zimák

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

(14-21 Travná)

Key words: Mlynowiec-Stronie Group, Sněžník-Gierałtow Group, Staré Město Group, neovolcanites, gamma-spectrometry

Abstract

The aim of the paper is to inform about natural radioactivity of metamorphic and igneous rocks on the map sheet 14-21 Travná. Metamorphic rocks belong to three geological units: the Mlynowiec-Stronie Group (mica schists, paragneisses, quartzites, marbles, and amphibolites), the Sněžník-Gierałtow Group (mainly gneisses) and the Staré Město Group (paragneisses, mica schists and amphibolites are dominant). Igneous rocks are represented with granitoids and neovolcanics (basanites). Contents of potassium, uranium and thorium were measured using a laboratory gamma-ray spectrometer in 460 rock samples. Data are tabled and discussed. From calculated values of mass activity of ^{226}Ra equivalent it is evident that natural radioactivity of the studied rocks is low. Slightly increased mass activity values were found in felsic metavolcanites (or metatuffs) of the Staré Město Group ($225 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ on average), in mica schists of the Mlynowiec-Stronie Group ($195 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) and in phyllonites of the Staré Město Group ($194 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$).

Úvod

Přirozená radioaktivita hornin je významným parametrem přírodního prostředí. V tomto článku jsou sumarizovány údaje o obsazích hlavních přirozených radioaktivních prvků (K, U a Th) v metamorfitech a magmatitech na mapovém listu 14-21 Travná (měřítko 1 : 50 000) na základě laboratorních gamaspektrometrických analýz velkého souboru vzorků, v němž jsou zastoupeny jak dominantní horninové typy ve všech níže zmíněných geologických jednotkách a jejich částech, tak i horniny, které jsou na studovaném území přítomny jen zcela lokálně.

Území mapového listu 14-21 Travná náleží k lugiku, jež je zde budováno horninami mlynowiecko-stroňské skupiny (převážně svory až pararuly, méně kvarcity, mramory a amfibolity), sněžnicko-gierałtowské skupiny (ortoruly, lokálně granuly a amfibolity) a staroměstské skupiny, včetně „autonomního pásma Hraničné“ (hlavně svory a ruly různého charakteru, amfibolity, lokálně serpentinity a kvarcity). Ve staroměstských pásmech vystupuje relativně mohutná granitoidní intruze („staroměstské tonality“). U Zálesí je malé neovulkanické těleso tvořené nefelinickým bazanitem.

Hodnocení přirozené radioaktivity hornin je součástí vysvětlivek k souborům geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů ČR v měřítku 1 : 50 000. Základem pro toto hodnocení jsou převážně data získaná leteckou aeroradiometrií a gamaspektrometrií. Na základě letecké geofyziky je možno posoudit přirozenou radioaktivitu jednotlivých geologických jednotek a případně odhadnout kategorii radonového rizika, avšak z více důvodů nelze zhodnotit radioaktivitu jednotlivých horninových typů. Ve vysvětlivkách k listu 14-21 Travná

(Šalanský – Manová 2003) je proto přirozená radioaktivita hornin komentována jen třemi větami: „Na území listu Travná se horniny sněžnické skupiny orlicko-sněžnického krystalinika vyznačují středními hodnotami radioaktivity. Slabě kladné anomálie se vyskytují zejména v drobozrně dvojslídlné rule, granulitové pásmo se vyznačuje mírným snížením radioaktivity. Výrazné uranové anomálie u Zálesí jsou pozůstatkem po činnosti ČSUP.“

Vzorky a metody

Na 217 lokalitách bylo odebráno 460 vzorků reprezentujících všechny typy magmatitů a metamorfítů na mapovém listu 14-21 Travná. Nutno poznamenat, že odběr vzorků pro potřeby této práce nebyl realizován na montánních haldách v prostoru uranového ložiska Zálesí a že hodnocení přirozené radioaktivity hornin na listu 14-21 Travná není touto uranovou anomálií ovlivněno. Determinace hornin byla prováděna jen makroskopicky, při označování jednotlivých horninových typů se autor snažil respektovat terminologii užitou v legendě mapového listu a ve vysvětlivkách (Žáček et al. 2003, autorem textu hodnotícího geologickou stavbu na listu 14-21 Travná a stručně charakterizujícího hlavní typy hornin jednotlivých geologických jednotek je J. Skácel).

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu $0,35 \text{ dm}^3$ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy K (přímo na základě koncentrace ^{40}K), U a Th (na základě dceřiných produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm). Při výpočtu hodnot a_m a D (viz níže) a při statistickém

zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm. Před měřením byly horninové vzorky rozdrčeny a uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml, v nichž byly následně měřeny. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 400 gramů.

Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) a též dávkového příkonu záření gama terestrického původu (D). Z výsledků gamaspektrometrických analýz byly tyto parametry vypočteny pomocí vztahů $a_m [\text{Bq.kg}^{-1}] = (0,077 \times 313\text{K}) + 12,35\text{U} + (1,43 \times 4,06\text{Th})$, $D [\text{nGy.h}^{-1}] = (0,043 \times 313\text{K}) + (0,427 \times 12,35\text{U}) + (0,662 \times 4,06\text{Th})$, do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (UNSCEAR 1988; Matolín – Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007).

Výsledky

Výsledky všech provedených laboratorních gamaspektrometrických měření jsou shrnuty v tabulce 1. V případě staroměstské skupiny jsou v této tabulce u ně-

kterých hornin svorového a rulového vzhledu za jejich názvem uvedena čísla, která jsou totožná s pořadovými čísly kolonek v legendě geologické mapy (Skácelová et al. 1992).

Lze konstatovat, že až na několik výjimek průměrná a_m studovaných typů hornin nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg^{-1}). Těmito výjimkami jsou svory mlynowiecko-stroňské skupiny a fylonyty svorového vzhledu ve staroměstské skupině s průměrnou a_m ve výši 195 a 194 Bq.kg^{-1} a také horniny staroměstské skupiny v legendě mapy označené jako „kvarciticke ruly“ (položka 13), které mají povahu světlých metavulkanitů nebo světlých metatufů (viz níže), jejichž průměrná a_m je 225 Bq.kg^{-1} . Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následující kapitole.

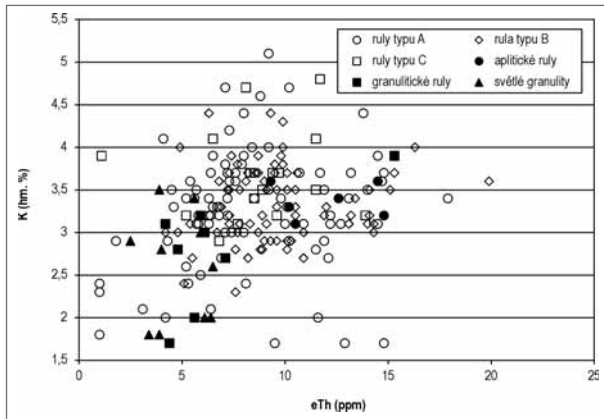
Diskuze

1. Zhruba 2/3 plochy mapového listu připadá na ruly (a je provázející granulity) sněžnicko-gierałtowské skupiny. Opletal et al. (1980) dělí ruly této skupiny do tří stavbou odlišných typů, v citované práci označovaných jako typy A, B a C. Toto členění respektoval i autor tohoto článku.

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 1: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks, calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

geol. jednotka/hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq.kg^{-1})			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>mlynowiecko-stroňská skupina</i>																	
svory	47	1,6	4,8	3,3	3,3	< 1,5	4,8	3,3	3,2	2,1	19,3	13,2	12,9	63	257	194	195
svorové ruly	8	2,5	4,3	3,2	3,2	< 1,5	3,8	2,6	2,3	6,6	14,1	11,9	11,0	121	210	174	169
pararuly	6	1,1	3,6	1,6	1,9	< 1,5	4,7	2,0	2,3	3,2	11,3	6,6	6,7	93	150	108	113
kvarcity, kvarciticke ruly	7	< 0,5	4,3	1,4	1,9	< 1,5	3,8	1,5	1,9	1,9	7,5	4,8	4,6	31	188	82	95
grafiticke kvarcity	15	< 0,5	2,6	< 0,5	0,6	2,4	18,1	8,1	8,6	< 1,5	9,2	2,0	2,7	50	243	129	137
mramory	7	< 0,5	0,5	0,5	< 0,5	< 1,5	5,2	< 1,5	1,7	1,5	3,3	2,0	2,2	29	95	38	44
amfibolity	5	< 0,5	1,0	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,1	2,4	2,2	26	49	34	36
<i>sněžnicko-gierałtowská skupina</i>																	
ruly (typ A)	84	1,7	5,1	3,3	3,3	< 1,5	8,7	2,4	2,5	< 1,5	17,9	7,5	8,3	62	239	156	158
ruly (typ B)	73	2,3	4,4	3,3	3,3	< 1,5	5,5	2,2	2,3	4,2	19,9	9,1	9,6	107	215	165	164
ruly (typ C)	16	2,9	4,8	3,6	3,7	< 1,5	3,1	2,2	2,1	< 1,5	13,9	8,7	8,6	120	211	168	165
apliticke ruly	6	3,1	3,6	3,4	3,4	< 1,5	3,0	1,6	1,8	9,3	14,8	11,6	12,0	151	208	168	173
granuliticke ruly	8	1,7	3,9	2,9	2,8	< 1,5	2,7	< 1,5	< 1,5	4,2	15,3	5,8	6,7	93	195	115	121
světlé granulity	10	1,8	3,5	2,7	2,6	< 1,5	3,3	< 1,5	< 1,5	2,5	6,5	4,8	4,8	75	130	105	107
tmavé granulity	2	< 0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	1,7	2,7	2,2	2,2	30	40	35	35
amfibolity	2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	36	31	31
<i>staroměstská skupina (včetně podskupiny Hraničné) a granitoidy ve staroměstských pásmech</i>																	
svory – 10, 14	8	1,3	4,1	1,9	2,3	2,0	4,5	2,7	3,0	7,2	17,4	9,0	11,0	99	253	129	156
svory (fylonyty) – 6	9	1,9	3,7	3,1	3,0	2,5	3,7	2,8	3,0	11,5	18,4	14,8	14,7	147	238	194	194
ruly, svorové ruly – 14	33	1,0	4,1	2,8	2,7	1,0	9,5	3,2	3,4	5,7	20,3	11,5	12,5	82	266	190	180
ruly – 9	19	< 0,5	3,3	1,5	1,5	< 1,5	3,1	1,5	1,6	< 1,5	16,1	7,8	8,0	33	188	102	103
kvarciticke ruly – 13	8	2,7	6,4	3,6	3,8	2,2	5,7	3,6	3,7	10,9	18,6	16,4	15,3	171	292	217	225
feldspatizované svorové ruly	12	1,4	3,9	2,0	2,1	< 1,5	5,1	3,4	3,2	6,4	16,4	11,0	11,6	83	223	162	158
erlanové ruly	4	1,8	3,0	2,1	2,2	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	7,3	9,0	8,4	8,3	105	143	113	119
amfibolické ruly, leptynity	4	< 0,5	1,4	< 0,5	0,7	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	52	29	34
amfibolity	32	< 0,5	0,8	< 0,5	< 0,5	< 1,5	3,3	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,2	< 1,5	< 1,5	26	72	26	31
serpentinity	4	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	2,9	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	50	26	32
kvarcity	4	< 0,5	1,1	0,5	0,6	< 1,5	4,1	< 1,5	< 1,5	< 1,5	6,4	2,4	3,0	26	114	39	54
granitoidy	21	0,6	4,4	2,6	2,6	< 1,5	4,6	< 1,5	1,7	< 1,5	20,3	10,6	9,8	54	246	160	142
<i>neovulkanity</i>																	
bazanity	6	0,5	1,1	0,6	0,7	2,1	2,8	2,3	2,4	6,9	8,4	7,3	7,4	80	103	90	90



Obr. 1: Korelace thorium versus draslík v rulách a granulitech sněžnicko-gierałtowské skupiny.

Fig. 1: Thorium versus potassium correlation in gneisses and granulites of the Sněžnik-Gierałtow Group.

Typ A zahrnuje drobnozrnné zrnito-šupinaté dvojslídne ruly (typické ruly gierałtowské). Do typu B jsou řazeny středně až hrubě zrnité, plástevnaté až zrnito-plástevnaté dvojslídne ruly (jde o ruly dříve zčásti řazené k rulám gierałtowským, zčásti k sněžnickým). Oba typy rul jsou na listu 14-21 Travná hojně rozšířeny. Jako typ C jsou označovány hrubě okaté dvojslídne ruly (typické ruly sněžnické), na hodnoceném listu zastoupené relativně málo. Na listu 14-21 Travná však vystupují i aplitické ruly, granulitické ruly a je provázající světlé granulity.

Geneze a vzájemný vztah rul typu A, B a C je dlouhodobě diskutovaným problémem (viz např. Opletal et al. 1980, 1997; Bröcker et al. 2003; Grześkowiak et al. 2005; Cháb et al. 2008; Buriánek et al. 2009). Podobné průměrné obsahy i nepřilíš rozdílná rozpětí obsahů každého z trojice sledovaných prvků ve všech třech typech rul (tab. 1 a obr. 1) by mohly ukazovat na identický protolit, například povahy granitoidu nebo pelitu, resp. metapelitu (shodu v protolitu u tří výše uvedených typů rul, i když jinak označovaných, dokládá již Buriánek et al. 2009, přiklánějící se k S-typovému granitoidu). Mírné zvýšení obsahu draslíku v rulách typu C ve srovnání s typy A a B (nejen na hodnoceném listu, ale také na listu 14-23 Králíky a zejména 14-12 Deštné – viz Zimák 2013) by mohlo svědčit o vzniku živcových „ok“ v průběhu feldspatizace (podle Opletala et al. 1997 se ruly typu C vytvořily feldspatizací rul typu A a B, což je pro většinu geologů zabývajících se touto problematikou patrně neakceptovatelný názor – např. Buriánek et al. 2009).

Lokálně přítomné aplitické ruly mají nepatrně vyšší průměrnou hodnotu a_m ve srovnání s rulami typu A, B a C, a to díky o něco vyšším obsahům thoria (v podstatě klarkovým) – viz data v tabulce 1 a obrázku 1. Přírozená radioaktivita granulitických rul a zejména světlých granulitů je výrazně nižší ve srovnání s rulami typu A, B a C, což je dáno nižšími obsahy všech tří sledovaných prvků (tab. 1, obr. 1). Průměrné hodnoty dávkového příkonu záření gama vypočtené pro diskutované horniny jsou

následující: ruly typu A 79 nGy.h^{-1} , ruly typu B 83 nGy.h^{-1} , ruly typu C 84 nGy.h^{-1} , aplitické ruly 87 nGy.h^{-1} , granulitické ruly 62 nGy.h^{-1} a světlé granulity 55 nGy.h^{-1} . Výsledky laboratorní gamaspektrometrie v tomto případě potvrdily a upřesnily v úvodu již zmíněné poznatky z aeroradiometrických měření (Šalanský – Manová 2003).

2. V jihovýchodním cípu listu 14-21 Travná vystupují zejména v pruhu mezi kótami Jivina (1077,6 m) a U Červeného kříže (1026,4 m) velmi světlé masivní ruly s kostičkovitým rozpadem, pro něž se vzhledem k jejich stavbě a složení nabízí název křemen-živcová skalina (při makroskopickém hodnocení!). V legendě geologické mapy (Skácelová et al. 1992) jsou tyto horniny položkou č. 13 a jsou pojmenovány jako „kvarciticke ruly“ a pod tímto označením jsou uvedeny i v tabulce 1. Ve vysvětlivkách k mapovému listu (Žáček et al. 2003) je místo „kvarciticke ruly“ užit název „světlá křemitá rula“ s poznámkou, že protolitem může být kyselý vulkanit (paleoryolit) nebo jemu odpovídající tuf. Diskutované horniny vykazují nejvyšší přirozenou radioaktivitu v rámci hodnoceného listu. Jejich a_m je v rozpětí 171 až 292 Bq.kg^{-1} , průměr 225 Bq.kg^{-1} (tab. 1), D v rozpětí 85 až 149 nGy.h^{-1} , průměr 111 nGy.h^{-1} . Tyto relativně vysoké hodnoty a_m a D jsou způsobeny nadklarkovými obsahy všech tří sledovaných prvků (tab. 1). Z hlediska diskuze o genezi těchto hornin jsou významné obsahy draslíku v rozpětí $2,7$ až $6,4 \text{ mm. \% K}$, naznačující, že protolitem mohou být produkty kyselého nebo intermediárního vulkanismu, tj. světlé vulkanity nebo světlé tufy.

3. Poslední poznámka se týká chyby v jv. cípu geologické mapy (Skácelová et al. 1992), kde je na j. svahu Bílých kamenů (kóta 1028,9 m) mezi amfibolity (položka legendy č. 8) a fylony svorového vzhledu (č. 6) vyznačen pruh „kvarciticke rul“ (č. 12). V tomto pruhu „kvarciticke rul“ se však nevyskytují horniny, které jsou na mapovém listu takto označovány (viz poznámka 2), ale jsou zde přítomny feldspatizované svorové ruly (a tak jsou označeny i v tabulce 1) případně albitické svory.

Závěr

Průměrná hmotnostní aktivita jednotlivých typů metamorfítů a magmatitů na mapovém listu 14-21 Travná až na tři výjimky nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg^{-1}). Těmito výjimkami jsou svory mlynowiecko-stroňské skupiny (průměr 195 Bq.kg^{-1} , max. 257 Bq.kg^{-1}), fylony svorového vzhledu ve staroměstské skupině (průměr 194 Bq.kg^{-1} , max. 238 Bq.kg^{-1}) a světlé metavulkanity (příp. metatufy) ve staroměstské skupině (průměr 225 Bq.kg^{-1} , max. 292 Bq.kg^{-1}), v mapě nevhodně označované jako „kvarciticke ruly“.

Poděkování

Autor děkuje editorovi doc. RNDr. Zdeňku Lososovi, CSc. a recenzentovi doc. RNDr. Jindřichu Štelcovi, CSc. za cenné rady a připomínky, které přispěly ke zkvalitnění tohoto článku.

Literatura

- Bröcker, M. – Lange, U. – Mezger, K. – Żelaźniewicz, A. (2003): The orthogneisses of the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland): Sr-Nd isotope characteristics and Rb-Sr geochronology. – *Journal of the Czech Geological Society*, 48, 1–2, 25–26.
- Buriánek, D. – Verner, K. – Hanžl, P. – Krumlová, H. (2009): Ordovician metagranites and migmatites of the Svratka and Orlice-Sněžník units, northeastern Bohemian Massif. – *Journal of Geosciences*, 54, 2, 181–200.
- Grzeškowiak, A. – Żelaźniewicz, A. – Fanning, M. (2005): Early Palaeozoic syntectonic migmatization preceded Variscan metamorphism in the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: U-Pb SHRIMP evidence. – *Geolines*, 19, 46–48.
- Cháb, J. – Breiter, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. – Vydavatelství České geologické služby, Praha.
- Matolín, M. – Chlupáčová, M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. In: Kobr, M. et al.: *Petrofyzika*, 109–126. Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Ngachin, M. – Garavaglia, M. – Giovani, C. – Kwato Njock, M. G. – Nourreddine, A. (2007): Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – *Radiation Measurements*, 42, 61–67.
- Opletal, M. – Čech, S. – Sekyra, J. (1997): Geologie území. – In: Müller, V. (ed.): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, list 14-23 Králíky*, 7–15. Český geologický ústav, Praha.
- Opletal, M. et al. (1980): *Geologie Orlických hor*. – Ústřední ústav geologický – Academia Praha.
- Skácelová, D. – Skácel, J. – Sekyra, J. (1992): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 14-21 Travná. – Český geologický ústav, Praha.
- Šalanský, K. – Manová, M. (2003): Geofyzikální poměry. – In: Müller, V. (ed.): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000. Listy 04-43 Bílý Potok, 04-44 Javorník, 14-21 Travná, 12-44 Jeseník*, 27-32. Česká geologická služba, Praha.
- UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988): *Exposures from natural sources of radiation. Report to the General Assembly*. U. N., New York, USA.
- Zimák, J. (2013): Přirozená radioaktivita metamorfovaných a magmatických hornin na mapovém listu 14-23 Králíky. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 1–2, 157–161.
- Žáček, V. – Skácel, J. – Skácelová, D. (2003): Geologie území. – In: Müller, V. (ed.): *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, listy 04-43 Bílý Potok, 04-44 Javorník, 14-21 Travná, 12-44 Jeseník*, 7-27. Česká geologická služba, Praha.

ANALÝZA LABORATORNÍCH HODNOT RADIOAKTIVITY HORNIN NA MAPOVÉM LISTU 15-11 ZLATÉ HORY

Analysis of laboratory values of rock radioactivity within the map sheet 15-11 Zlaté Hory

Jiří Zimák

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

(15-11 Zlaté Hory)

Key words: *Vrbno Group, Andělská Hora Formation, Horní Benešov Formation, Moravice Formation, Peruc-Korycany Formation, gamma-spectrometry*

Abstract

Natural radioactive elements (potassium, uranium and thorium) abundances were measured in 769 samples of metamorphic and igneous rocks and pre-Cenozoic sedimentary rocks from all geological units on the map sheet 15-11 Zlaté Hory, using a laboratory gamma-ray spectrometer. Metamorphic rocks belong to two geological units of the Silesicum: to the Vrbno Group (a volcano-sedimentary complex composed mainly of phyllites, quartzites, amphibolites, greenschists, acid to intermediate metavolcanites and their metatuffs) and the Desná Group (metagranites and blastomylonites). Unmetamorphosed pre-Cenozoic sedimentary rocks are represented by three Variscan flysch formations – the Andělská Hora, Horní Benešov, and Moravice Fms. (rocks of the first formation are unmetamorphosed to anchimetamorphosed), only in small areas by Cretaceous sandstones of the Peruc-Korycany Formation and Devonian limestones of the Líšeň Formation. Unmetamorphosed magmatites are represented by granitoids, lamprophyres and microgabbro. From calculated values of mass activity of ^{226}Ra equivalent it is evident that natural radioactivity of most of the studied rocks is low. Slightly increased mass activity values were found in feldspar-rich quartzites (186 Bq.kg^{-1} on average), metakeratophyres (200 Bq.kg^{-1}) and felsic metatuffs (229 Bq.kg^{-1}) of the Vrbno Group.

Úvod

Jedním z parametrů přírodního prostředí je jeho přirozená radioaktivita, která je při hodnocení větších území často vyjadřována formou radiometrických map (např. Manová – Matolín 1995). Podkladem pro tyto mapy bývají výsledky letecké gamaspektrometrie (stanovovány jsou koncentrace K, U a Th), někdy však vycházejí jen z letecky měřené úhrnné aktivity gama. Na základě aeroradiometrie lze posoudit přirozenou radioaktivitu jednotlivých geologických jednotek i odhadnout kategorii radonového rizika, avšak z více důvodů není možno zhodnotit přirozenou radioaktivitu jednotlivých horninových typů (viz např. Zimák 2015a).

Tento článek sumarizuje a stručně komentuje výsledky laboratorních gamaspektrometrických analýz vzorků metamorfů, magmatitů a předkenozoických sedimentů na mapovém listu 15-11 Zlaté Hory. Západní část tohoto listu je součástí silezika, zastoupeného zde hlavně vrbenkou skupinou (metamorfovaný vulkanosedimentární komplex s významným podílem produktů jak kyselého až intermediárního vulkanismu, tak bazického vulkanismu) a desenskou skupinou (metagranity a blastomylonity). Střední a východní část listu je budována třemi variskými flyšovými souvrstvími – andělskohorským, hornobenešovským a moravickým. Při východním okraji listu vystupují ostrůvky paleozoických vápenců líšeňského souvrství a křídové pískovce perucko-korycanského souvrství. Nemetamorfované magmatity jsou zastoupeny variskými granitoidy (Ondřejovice v Jeseníkách), lamprofyry (Jindřichov ve Slezsku) a mikrodioritem (Dolní Údolí).

Vzorky a metody

Na listu 15-11 Zlaté Hory bylo na 362 lokalitách odebráno 769 vzorků reprezentujících jak dominantní horninové typy ve všech výše zmíněných geologických jednotkách a jejich částech, tak i horniny, které jsou na ploše listu zastoupeny jen zcela lokálně. Determinace hornin byla prováděna jen makroskopicky. To působilo zásadní problémy pouze u některých hornin zlatohorského rudního revíru, kde však jejich systematické zařazení a zejména určení povahy protolitu bývá obtížné nebo nemožné i při použití laboratorních metod.

V horninových vzorcích byly na PřF UP v Olomouci za použití spektrometru SG – 1000 LAB s NaI(Tl) detektorem o objemu $0,35 \text{ dm}^3$ (průměr 76 mm, délka 76 mm) stanoveny obsahy K, U a Th (na základě dečirých produktů, a proto jsou jejich obsahy při uvádění výsledků analýz označovány jako eU a eTh). Meze detekce: K = 0,5 hm. %, U a Th = 1,5 ppm. Při výpočtu hodnot a_m a D (viz níže) a při statistickém zpracování dat byly obsahy K pod mezí detekce nahrazeny hodnotou 0,33 hm. %, obdobně v případě U a Th hodnotou 1 ppm. Před měřením byly horninové vzorky rozdrceny a uzavřeny do krabiček o objemu 250 ml, v nichž byly následně měřeny. Hmotnost takto připravených vzorků se pohybovala kolem 400 gramů.

Přirozená radioaktivita hornin je hodnocena na základě hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) a též dávkového příkonu záření gama terestrického původu (D). Z výsledků gamaspektrometrických analýz byly tyto parametry vypočteny pomocí vztahů $a_m [\text{Bq.kg}^{-1}] = (0,077 \times 313K) + 12,35U + (1,43 \times 4,06\text{Th})$, $D [\text{nGy.h}^{-1}] = (0,043 \times 313K) + (0,427 \times 12,35U) + (0,662 \times 4,06\text{Th})$,

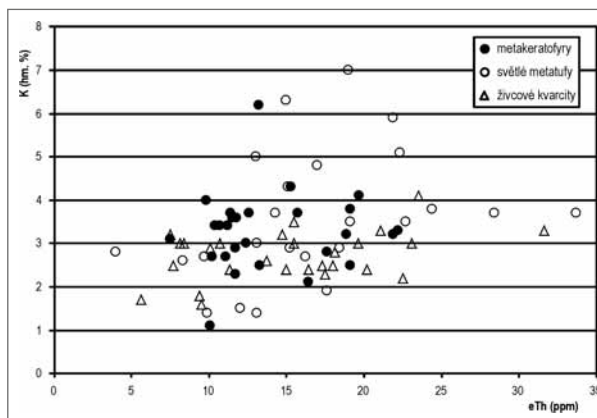
do nichž je obsah K dosazován v hm. %, obsahy U a Th v ppm (UNSCEAR 1988; Matolín – Chlupáčová 1997; Ngachin et al. 2007).

Výsledky

Výsledky všech provedených laboratorních gama-spektrometrických měření jsou shrnuty v tabulkách 1 a 2. Přirozenou radioaktivitu horninového prostředí na listu 15-11 Zlaté Hory lze považovat za nízkou. Průměrná hmotnostní aktivita hornin zde s výjimkou některých metamorfítů vrbenské skupiny (živcové kvarcity, metakeratofyry a světlé metatufy) nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg⁻¹). Významné či zajímavé poznatky jsou komentovány v následující kapitole.

Diskuze

1. Ve vrbenské skupině na listu 15-11 Zlaté Hory (Otava et al. 1992) byly mapujícími geology rozlišeny troje kvarcity. Bází skupiny tvoří tzv. drakovské kvarcity, které do nadloží přecházejí do fylitů nebo svorů s vložkami kvarcitů. Tyto bazální a vložkové kvarcity se vyskytují pouze z. od linie Ondřejovice – Dolní Údolí – Horní Údolí, tj. mimo prostor zlatohorského rudního revíru. Protolitem drakovských kvarcitů byly křemenné písky nebo šterky. To ale neplatí pro kvarcity na agrárních haldách západně od Ondřejovic. Vedle typických drakovských kvarcitů se zde vyskytují i živcové kvarcity (ve všech třech analyzovaných vzorcích byly zjištěny obsahy draslíku v rozpětí 2,4 až 2,5 hm. % K, podíl slíd na složení těchto hornin je jen nepatrný). Vznik jejich protolitu by mohl souviset s kyselým nebo intermediárním vulkanismem (o lokálních



Obr. 1: Obsahy thoria a draslíku v metakeratofyrech, světlých metatufech a živcových kvarcitech vrbenské skupiny.

Fig. 1: Thorium and potassium contents in metakeratophyres, felsic metatuffs and feldspar-rich quartzites of the Vrbno Group.

projevch kyselého vulkanismu ve spodní části drakovských kvarcitů se zmiňuje Koverdinský 1993). Výše zmíněné vložkové kvarcity v parabřidlicích se makroskopicky podobají běžným „neživcovým“ drakovským kvarcitům, někdy však obsahují značný podíl slíd a plynule přecházejí do okolních metapelitů (v 9 vzorcích vložkových kvarcitů byly zjištěny obsahy draslíku do 0,8 hm. % K, ve vzorku s vysokým podílem slíd 2,1 hm. % K). Stratigraficky výše ležící „kvarcity Příčné hory“ vystupují jen ve zlatohorském rudním revíru. V horizontu „kvarcitů Příčné hory“ jsou kromě masivních kvarcitů přítomny muskovitické a chloritické kvarcity (s přechody do kvarcitických fylitů) a hojně též živcové kvarcity, prostorově spjaté s metakeratofyry a světlými metatufy (metatufy?) – viz např. Hettler et al.

Tab. 1: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách vrbenské skupiny, v horninách v podloží vrbenské skupiny, mikrodioritu a granitu, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 1: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks of the Vrbno Group, in rocks underlying the Vrbno Group, microdiorite and granite, calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

geol. jednotka/ hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a _m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>vrbenská skupina</i>																	
fylyty	66	1,1	6,9	2,9	3,1	< 1,5	4,3	2,2	2,2	5,3	28,0	12,0	11,7	89	378	167	171
kvarcity	32	< 0,5	2,9	< 0,5	0,7	< 1,5	9,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	12,2	2,6	3,6	26	149	43	55
živcové kvarcity	27	1,6	4,1	2,8	2,7	< 1,5	9,4	2,0	2,6	5,6	31,6	15,5	15,2	92	379	182	186
metakeratofyry	27	1,1	6,2	3,3	3,3	< 1,5	5,9	3,2	3,3	7,5	22,2	12,4	13,9	114	284	191	200
světlé metatufy	24	1,4	7,0	3,5	3,6	< 1,5	7,1	3,4	3,6	4,0	33,7	15,7	16,8	122	347	214	229
metabazika	64	< 0,5	4,3	< 0,5	< 0,5	< 1,5	4,8	< 1,5	< 1,5	< 1,5	7,1	< 1,5	1,6	26	122	26	35
ortoruly	3	< 0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,8	< 1,5	< 1,5	4,6	5,9	5,3	5,3	47	69	51	56
mramory	15	< 0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	26	30	26	27
svory	7	2,0	5,4	2,8	3,2	1,5	3,6	2,3	2,4	8,1	16,1	11,5	11,7	133	204	185	174
pararuly	9	0,8	4,1	2,2	2,3	< 1,5	3,6	1,8	2,0	2,1	10,7	7,1	6,4	79	183	106	117
<i>horniny v podloží vrbenské skupiny</i>																	
blastomylonity	10	1,6	3,8	3,0	3,0	1,6	7,4	1,7	2,4	8,8	12,9	9,9	10,6	113	239	158	164
metagranitoidy	4	1,5	4,5	2,8	2,9	< 1,5	2,3	1,6	1,6	3,2	8,0	5,3	5,4	67	162	128	121
svory a svorové ruly	4	2,0	2,7	2,4	2,4	1,8	2,8	2,0	2,1	6,0	7,3	7,0	6,8	113	132	122	123
ruly	6	0,9	2,6	1,1	1,4	1,6	2,3	2,0	2,0	6,3	7,9	7,4	7,3	84	136	91	99
<i>mikrodiorit a granit</i>																	
mikrodiorit	3	0,8	1,7	1,1	1,2	1,6	1,8	1,8	1,7	10,1	11,6	11,1	10,9	106	119	116	114
granit	7	1,6	2,8	2,3	2,3	< 1,5	3,8	1,7	1,9	2,6	44,4	3,8	9,9	73	343	101	136

Tab. 2: Obsahy přirozených radioaktivních prvků (K, U, Th) v horninách líšeňského, andělskohorského, hornobenešovského, moravického a perucko-korycanského souvrství a v lamprofyrech vystupujících v andělskohorském souvrství, vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m); n = počet vzorků, x = průměr.

Tab. 2: Contents of the natural radioactive elements (K, U, Th) in rocks of the Líšeň, Andělská Hora, Horní Benešov, Moravice, and Peruc-Korycany Formations, and in lamprophyres outcropping in the Andělská Hora Formation, calculated mass activity (a_m); n = number of samples, x = average.

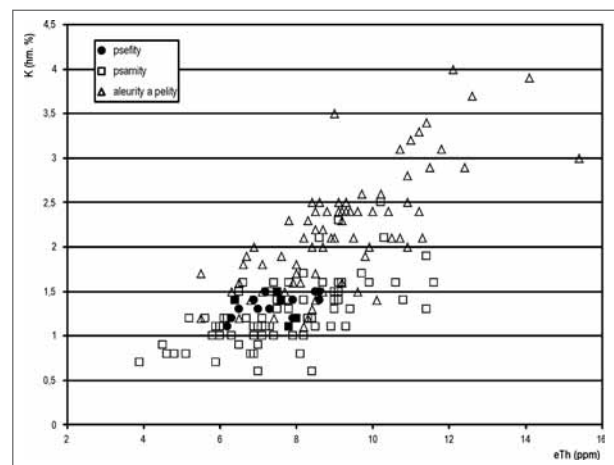
geol. jednotka/ hornina	n	K (hm. %)				eU (ppm)				eTh (ppm)				a_m (Bq.kg ⁻¹)			
		min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x	min.	max.	med.	x
<i>líšeňské souvrství</i>																	
vápence	6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,7	< 1,5	< 1,5	< 1,5	2,2	1,7	1,6	26	40	31	31
<i>andělskohorské souvrství a lamprofyry v něm vystupující</i>																	
psefity	17	1,1	1,5	1,4	1,3	< 1,5	2,3	1,7	1,6	6,2	8,6	7,5	7,4	75	113	94	95
psamity	81	0,6	2,5	1,2	1,3	< 1,5	3,5	2,0	1,9	3,9	11,6	7,6	7,7	52	145	99	99
aleurity a pelity	79	1,1	4,0	2,1	2,2	< 1,5	4,2	2,1	2,2	5,5	15,4	9,0	9,2	83	203	129	134
lamprofyry	11	1,1	2,6	1,7	1,8	< 1,5	2,6	1,8	1,8	6,7	10,2	8,9	8,5	85	151	109	115
<i>hornobenešovské souvrství</i>																	
psefity	9	1,3	2,0	1,7	1,7	1,8	2,6	2,2	2,1	7,6	11,0	9,5	9,5	105	140	121	123
psamity	59	0,6	2,7	1,8	1,7	< 1,5	4,3	2,4	2,4	3,4	15,3	10,8	10,3	47	200	137	131
aleurity a pelity	19	1,6	3,0	2,1	2,2	1,8	3,2	2,4	2,5	8,8	13,2	10,8	10,6	117	186	146	145
<i>moravické souvrství</i>																	
psefity	21	1,2	3,0	1,7	1,9	< 1,5	4,0	2,3	2,4	5,7	14,9	9,5	10,0	87	196	135	133
psamity	111	< 1,5	4,0	1,9	2,0	< 1,5	5,4	2,5	2,6	2,0	17,6	10,5	10,9	32	243	140	143
aleurity a pelity	30	1,1	3,1	2,3	2,2	2,5	6,2	3,4	3,7	7,5	22,0	12,4	12,4	105	249	168	171
<i>perucko-korycanské souvrství</i>																	
psamity	18	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1,5	1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5	3,6	< 1,5	< 1,5	26	42	26	28

(1977) a Fojt et al. (2001). Přirozená radioaktivita kvarcitů („neživcových“) je bez ohledu na jejich stratigrafickou pozici velmi nízká, jejich a_m je v průměru jen 55 Bq.kg⁻¹ (tab. 1). Živcové kvarcité mají relativně vysoké obsahy všech tří sledovaných prvků (tab. 1 a obr. 1 – tři vzorky v tomto souboru hornin pochází z drakovských kvarcitů, zbývajících 24 vzorků reprezentuje živcové kvarcité z horizontu „kvarcitů Příčné hory“), jejich průměrná a_m je 186 Bq.kg⁻¹ (D = 91 nGy.h⁻¹). Protolitem živcových kvarcitů jsou patrně produkty kyselého nebo intermediárního vulkanismu (včetně tufitů), jejichž složení mohlo být výrazně ovlivněno hydrotermálními alteracemi. Živcové kvarcité se svými obsahy K, U a Th velmi podobají metakeratofyrym a světlým metatufům, které jsou součástí horizontu „kvarcitů Příčné hory“ (tab. 1, obr. 1).

2. Horninami s nejvyšší přirozenou radioaktivitou na listu 15-11 Zlaté Hory jsou metakeratofyry a světlé metatufy vrbenské skupiny (v horizontu „kvarcitů Příčné hory“). To je dáno nadklarkovými obsahy K, U a Th, které jsou v obou skupinách hornin velmi podobné – viz data v tabulce 1 a obrázku 1 (nutno ale poznamenat, že některé horniny zde považované za metatufy mohou být ve skutečnosti efuzívy, změněnými hydrotermálními alteracemi a termodynamickou metamorfózou na horniny připomínající metamorfovaná pyroklastika). Průměrná a_m metakeratofyry je 200 Bq.kg⁻¹ (D = 99 nGy.h⁻¹), světlých metatufů 229 Bq.kg⁻¹ (D = 113 nGy.h⁻¹).

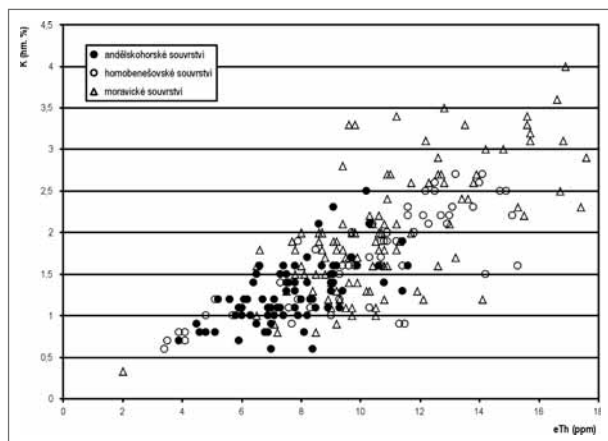
3. V siliciklastikách andělskohorského, hornobenešovského a moravického souvrství dochází ke zvyšování průměrných obsahů K, U a Th s klesající velikostí klastů, tedy v pořadí slepence – droby a pískovce – prachovce, siltové břidlice a jílové břidlice (tab. 2). Obsahy thoria a draslíku v horninách andělskohorského souvrství jsou

vyjádřeny na obrázku 2. Výrazně vyšší obsahy K a Th ve skupině aleuritů a pelitů ve srovnání s psamity a psefity jsou z obrázku 2 zcela zřejmé. Průměrné obsahy K a také Th v psamitech a psefitech andělskohorského souvrství jsou prakticky shodné (viz tab. 2), obr. 2 ukazuje velmi široké rozpětí obsahů K a Th ve skupině psamitů, v níž jsou poměrně hojně zastoupeny křemenné pískovce s relativně nízkými obsahy obou sledovaných prvků. Nutno poznamenat, že růst přirozené radioaktivity hornin flyšového souvrství se zmenšující se zrnitostí je v podstatě obecným jevem (samozřejmě s možnými výjimkami), v moravsko-slezském kulmu doloženým již např. Manovou – Matolínem (1989), Zimákem – Štelclem (2004) a Zimákem (2012).



Obr. 2: Obsahy thoria a draslíku v psamitech andělskohorského, hornobenešovského a moravického souvrství.

Fig. 2: Thorium and potassium contents in psamites of the Andělská Hora, Horní Benešov and Moravice Formations.



Obr. 3: Obsahy thoria a draslíku v sedimentech andělskohorského souvrství.

Fig. 3: Thorium and potassium contents in sedimentary rocks of the Andělská Hora Formation.

4. Průměrné obsahy jednotlivých sledovaných prvků a též vypočtené hodnoty a_m v rámci shodného strukturního typu siliciklastického sedimentu vždy rostou od andělskohorského souvrství přes hornobenešovské k moravickému (tab. 2, obr. 3). Tento trend je doložitelný i v jiných úsecích moravskoslezského kulmu, a nutno poznamenat, že zvyšování obsahů K, U a Th (a následně hodnot a_m) dále pokračuje do souvrství hradecko-kyjovického (Zimák – Štelcl 2004, Zimák 2012, 2015b). Látkové složení siliciklastik moravskoslezského kulmu včetně obsahu přirozených radioaktivních prvků výraznou měrou závisí na petrografických poměrech ve snosové oblasti. Ve zdrojové oblasti klastického materiálu andělskohorského souvrství převažovaly epizonálně metamorfované

horniny (kvarcity, metalydity, fylity, metavulkanity) a anchimetamorfované sedimenty (viz např. Dvořák 1994). Tomu odpovídají nízké obsahy K, U a Th v sedimentech andělskohorského souvrství. Ze zvyšujících se obsahů sledovaných prvků v sedimentech hornobenešovského, moravického a hradecko-kyjovického souvrství usuzují již Zimák – Štelcl (2004) na významný (a patrně stále rostoucí) podíl kyselých magmatitů ve zdrojové oblasti klastického materiálu (to je zcela v souladu s údaji o modálním složení psefitů a psamitů těchto souvrství – viz např. Maštera 1975; Dvořák 1994; Tomášková – Přichystal 1995).

Závěr

Průměrná hmotnostní aktivita jednotlivých typů metamorfitů, magmatitů a předkenozoických sedimentů na mapovém listu 15-11 Zlaté Hory většinou nedosahuje hodnot vypočtených pro průměrnou zemskou kůru (kolem 180 Bq.kg^{-1}). Mírně zvýšená průměrná hmotnostní aktivita byla zjištěna pouze u některých metamorfitů vrbenké skupiny, jejichž protolitem byly produkty kyselého až intermediárního vulkanismu nebo horniny obsahující podstatný podíl pyroklastického materiálu uvedeného složení. Jde o živcové kvarcity (v průměru 186 Bq.kg^{-1}), metakeratofyry (200 Bq.kg^{-1}) a světlé (ketatofyrové) metatufy (229 Bq.kg^{-1}), vystupující v prostoru zlatohorského rudního revíru.

Poděkování

Autor děkuje editorovi RNDr. Davidu Buriánkovi, Ph.D. a recenzentům RNDr. Zuzaně Skácelové a doc. RNDr. Jindřichu Štelcovi, CSc. za cenné rady a připomínky, které přispěly ke zkvalitnění tohoto článku.

Literatura

- Dvořák, J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – ČGÚ Praha.
- Fojt, B. – Hladíková, J. – Kalenda, F. (2001): Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2.: C. Geologie D. Mineralogie E. Geochemie stabilních izotopů. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 86, 3–58. Brno.
- Hettler, J. – Skácel, J. – Tomšík, J. (1977): Rudní revír Zlaté Hory. – Sborník Geologického průzkumu Ostrava, 13, 1–149. Ostrava.
- Koverdinský, B. (1993): Geologické problémy silezika. In Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (ed.): Geologie Moravy a Slezska, 31–40. – Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU, Brno.
- Manová, M. – Matolín, M. (1989): Radioaktivita hornin ČSSR. – In: Ibrmajer, J. – Suk, M. et al.: Geofyzikální obraz ČSSR, 196–213. ÚÚG – Academia Praha.
- Manová, M. – Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000. – ČGÚ Praha.
- Maštera, L. (1975): Petrografie slepenců moravických vrstev a hradeckých drob v Nížkém Jeseníku. – Výzkumné práce Ústředního ústavu geologického, 8, 25–36. Praha.
- Matolín, M. – Chlupáčová, M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. – In: Kobr, M. et al.: Petrofyzika, 109–126. – Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Ngachin, M. – Garavaglia, M. – Giovani, C. – Kwato Njock, M. G. – Nourreddine, A. (2007): Assessment of natural radioactivity and associated radiation hazards in some Cameroonian building materials. – Radiation Measurements, 42, 61–67.
- Otava, J. – Sekyra, J. – Opletal, M. – Maštera, L. (1992): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 15-11 Zlaté Hory. – Český geologický ústav.
- Tomášková, A. – Přichystal, A. (1995): Valouny vulkanitů z kulmských slepenců: pravděpodobná geotektonická pozice a možné zdrojové oblasti vulkanitů. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 75–77. Brno.
- UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (1988): Exposures from natural sources of radiation. – Report to the General Assembly. U.N., New York, USA.
- Zimák, J. (2012): Přirozená radioaktivita kulmských sedimentů na východním okraji Českého masivu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 19, 1–2, 130–133.
- Zimák, J. (2015a): Vztah mezi přirozenou radioaktivitou hornin a půd na nich vytvořených – základní problém interpretace dat získaných leteckou a terénní gamaspektrometrií. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 22, 1–2, 80–83.
- Zimák, J. (2015b): Přirozená radioaktivita metamorfítů, magmatitů a předkenozoických sedimentů na mapovém listu 15-13 Vrbno pod Pradědem. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 100, 1, 69–73.
- Zimák, J. – Štelcl, J. (2004): Přirozená radioaktivita hornin moravskoslezského kulmu v oblasti Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů: příspěvek k poznání zdrojové oblasti klastického materiálu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003, 11, 103–106.



Čelo sesuvu erodované potokem; v zářezu byly nově zjištěny patrně nejstarší členy podslezské jednotky: černé jíly cenomanu a zelenošedé jíly turon–coniacu, potok Kopytná u Bystřice nad Olší. Autor M. Bubík, 2014.

Nereites missouriensis. Tato fosilní stopa je typická pro distální části turbiditních systémů zejména ve sp. karbonu. Indikuje Nereitovou ichnofacii, která je charakterizována jako společenstvo producentů stop žijících v málo dynamickém a spíše hlubším sedimentačním prostředí. Za producenty stop se považují mořští červi žijící na rozhraní sedimentu mořského dna a vody. Opatovický lom, spodní hrana fotografie je 9 cm. Autor M. Kováček, 2015.



Kulovité až oválné pískovcové konkrce se specifickým koblížkovitým tvarem „novodvorské koblížky“, lokalita Suchdol (Nové Dvory). Autor V. Baldík, 2014.



Glacitektonit. Velké bloky i menší kusy granitoidu žulovského masivu obklopené laminovanými i masivními písky, štěrkem a diamiktonem. Bloky granitoidů jsou derivovány ledovcem z bezprostředního podloží. Štachlovice – pískovna sz. od osady. Autor M. Hanáček, 2012.



muni
PRESS

