

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XVI. ročník

BRNO 2009

Krystaly sádrovce z ložiskové polohy tzv. blokového sádrovce, baden, opavská pánev, Kobernice. Velikost vzorku 11 cm. Foto: L. Plchová, 2009.



Granátovec z lokality Jelení hřbet s krystaly granátu a magnetitu o velikosti až 3 mm, velikost vzorku 8 cm. Foto: K. Kropáč, 2009.

Makrofotografie kalcit-barytové konkrce z Těšán (šířka 120 mm). Foto: J. Kynický, 2006.



Snímek na 1. straně obálky: Chráněná lokalita Jerlochovické stěny u Fulneku (badenské písky). Foto: P. Tomanová Petrová, 2007.

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

GEOLOGICAL RESEARCH
in Moravia and Silesia

XVI. ročník

Vydala Masarykova univerzita

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita

Česká geologická služba, pobočka Brno

Českomoravský štěrk, a. s.

Lithos, spol. s r. o.

Těžební unie

BRNO 2009

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

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

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

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

GVMS vychází od roku 1994 (1. ročník). Od 9. ročníku (2002) vydáváme i elektronickou formu článků, které jsou přístupné na internetu ve formátu PDF.

Internetové stránky časopisu: <http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>

Redakční rada:

Marek Slobodník, šéfredaktor, Ústav geologických věd MU

David Buriánek, Česká geologická služba, pob. Brno

Helena Gilíková, technická redakce, Česká geologická služba, pob. Brno

Martin Ivanov, Ústav geologických věd MU

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

Zdeněk Losos, Ústav geologických věd MU

Martin Netoušek, Českomoravský štěrk a. s.

Pavla Tomanová Petrová, Česká geologická služba, pob. Brno

Jan Zapletal, PřF UP Olomouc

muni
PRESS

© Masarykova univerzita, 2009

ISBN 978-80-210-4940-6

ISSN 1212-6209

<http://www.sci.muni.cz/gap/casop/>

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM
Cenozoic

Vývoj reliéfu bazální zvětrávací plochy jihozápadně od Krnova a severně od Žulové

Development of the basal surface of weathering southwest of Krnov and north of Žulová

Tadeáš Czudek 8

Hlubokovodní a mělkovodní vývoj spodního badenu na střední Moravě

Deep-water and shallow water development of Lower Badenian in Middle Moravia

Jitka Kopecká 13

Příspěvek k poznání depozičního prostředí sedimentů spodního badenu na lokalitě Oslavany

Some remarks to the knowledge about depositional environment of Lower Badenian deposits at Oslavany

Slavomír Nehyba, Pavla Tomanová Petrová, Helena Gilíková, Markéta Horáková 17

Sedimentologické studium klastických sedimentů spodního badenu na vybraných lokalitách Moravské brány

Sedimentological study of the Lower Badenian clastic sediments on selected outcrops in the Moravian Gate

Slavomír Nehyba, Helena Gilíková, Pavla Tomanová Petrová, Jan Čurda 21

Sedimentárně petrografické studium neogenních a pleistocenních fluvialních sedimentů v okolí hradu Veveří sz. od Brna

Fluvial deposits (Neogene-Pleistocene) in the surroundings of Veveří castle NW of Brno

Slavomír Nehyba, Karel Kirchner 26

Předběžné zhodnocení rychlosti sedimentace ve vybraných přehradních nádržích v povodí Moravy

Preliminary assesment of sedimentation rate in selected dams on Morava River catchment area

Jan Sedláček, Ondřej Bábek 31

Pilotní studium fluidních inkluzí v sádrovcích ze sedimentů miocenního stáří u Kobeřic

Pilot study of fluid inclusions in gypsum from Miocene sediments near Kobeřice

Jan Schreiber, Marek Slobodník 35

Aluviální kužel v údolí Černé Ostravice

Alluvial fan in the valley of the Černá Ostravice River

Karel Šilhán, Tomáš Pánek 39

Studium sedimentů kontinentálního zalednění v Bohušovské pískovně na Osoblažsku

Investigation of continental glaciation sediments in Bohušov sandpit in Osoblah region

Daniel Šimíček 42

Dokumentace tělesa dálnice D47 v úseku Lipník nad Bečvou–Klimkovic

Evidence of the highway D47 between Lipník nad Bečvou–Klimkovic

Pavla Tomanová Petrová, Helena Gilíková, Jan Čurda, Vladimíra Petrová, Oldřich Krejčí, Daniel Nývlt 48

Předběžné výsledky studia vztahu subfossilních kmenů a fluvialních sedimentů na lokalitách Osek nad Bečvou a Tovačov-Annín

Preliminary results of the relations between subfossil trunks and fluvial sediments on Osek nad Bečvou and Tovačov-Annín localities

Jan Vít, Tomáš Kolář, Michal Rybníček 53

MEZOZOIKUM
Mesozoic

Některé význačné i málo známé vápňité bentické foraminifery eocénu z vrtů MND na jižní Moravě

Some distinct as-well-as less known calcareous benthic Foraminifera from the Eocene of the MND boreholes in the south Moravia

Miroslav Bubík 58

Kalcit-barytové konkrce z Těšan, okr. Brno-venkov: Nález, data a možné důsledky

Calcite-barite concretions from Těšany, district Brno-country: Discovery, data and possible consequences

Jindřich Kynický, Lucie Sanža, Aleš Bajer, Michaela Řiháková, Dana Richterová, Markéta Holá 62

Nové výzkumy v horninách těšínitové asociace: Fluorapatit se zvýšenými obsahy Sr a REE

New exploration of teschenite clan rocks: Sr and REE-rich fluorapatites

Jindřich Kynický, Cheng Xu, Aleš Bajer, Pavel Samec, Alena Kynická 66

Orientace příčných zlomů v Pavlovských vrchách na jižní Moravě (Západní Karpaty)

Transversal faults direction in Pavlov Hills (Western Carpathians)

Ivan Poul, Rostislav Melichar 70

Izotopy uhlíku v organické hmotě svrchnokřídových sedimentů slezské jednotky

Carbon stable isotopes of the organic matter from the Upper Cretaceous of the Silesian Unit

Petr Skupien, Alexandra Smaržová 75

Izotopy uhlíku a kyslíku vápnatých sedimentů kelčského vývoje slezské jednotky

Carbon and oxygen isotopes in carbonate sediments of the Kelč Facies of the Silesian unit

Alexandra Smaržová, Petr Skupien, Miroslav Bubík .. 78

Hydrotermální mineralizace v jílovcích lhoteckého souvrství u Choryně (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty)

Hydrothermal mineralization in claystones of Lhota Formation near Choryně (Silesian Unit, Outer West Carpathians)

Tomáš Urubek, Zdeněk Dolníček 81

PALEOZOIKUM *Paleozoic*

Nález neobvyklé mladší sideritové výplně rudní žíly v Hrabůvce (kulm Nížkého Jeseníku)

A find of unusual younger siderite fill in ore vein from Hrabůvka (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček 86

Geologické poměry tunelu Klimkovice

Geological setting of the tunel Klimkovice

Milan Svatuška 90

KRYSTALINIKUM *Crystalline complex*

Vznik metamorfní minerální asociace granátovců z desenské jednotky silezika

The origin of metamorphic mineral association of garnetites from Desná Unit, Silesicum

David Buriánek, Kamil Kropáč 100

Zpráva o výzkumu Sn-bohaté minerální asociace s As-vesuvianem v Nedvědicím mramoru u Kozlova na Západní Moravě, Svratecké krystalinikum

Sn-rich, As-vesuvianite bearing mineral assemblage from Nedvědice Marble at Kozlov, West Moravia, Svratka Crystalline Complex (A preliminary report)

Vladimír Hrazdil, Stanislav Houzar, Radek Škoda 109

Geochemie a petrografie amfibolitů z vícenického lomu u Náměště nad Oslavou

Geochemistry and petrography of amphibolites from the Vícenice quarry near Náměšť nad Oslavou

Miloš René 114

Thoriem bohaté granity západní části brněnského masivu

Th-enriched granites from the Western part of the Brno batholith

Iva Sedláková, Jaromír Leichmann 118

Magnetické stavby a mechanismy vmístění granitoidů pně Čerínku (moldanubický plutonický komplex)

Magnetic fabric and emplacement of the Čerínka stock (Moldanubian Plutonic Complex)

Alice Zavřelová, Kryštof Verner, Rostislav Melichar . 121

APLIKOVANÁ GEOLOGIE *Applied geology*

Validace terénního rentgen-fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýz půd, říčních sedimentů a suspenzované hmoty

Evaluation of the field portable X-ray-fluorescence analyzer for the soil, stream sediments and suspended particular matters analyses

Milan Geršl, Ilja Kněsl 126

Transformace bentonitu v podmínkách úložiště radioaktivního odpadu: geochemický model

Bentonite transformation under conditions of radioactive waste disposal: geochemical model

Dana Hanuláková, Josef Zeman 131

Gravimetrické ověřování anomálií VDV na Ostrovské plošině v Moravském krasu

Validation of VLF anomalies on Ostrovská plošina plateau in the Moravian karst area by gravity survey

Pavel Kalenda, Pavol Mravec, František Musil 135

Vliv hlubinné těžby na specifický odtok podzemních vod, příklad dolu Rožná a Rosice-Oslavany

Impact of deep mining on specific discharge, case study: Rožná and Rosice-Oslavany mine district

Adam Říčka, David Grycz, Tomáš Kuchovský 139

Nálezy artefaktů podobajících se struskám ze Slavkova pod Hostýnem

The discovery of slag-like artefacts from Slavkov pod Hostýnem

Bohdana Zmeškalová, Zdeněk Dolníček 143

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Czudek, T.	8	Nývlt, D.	48
Bábek, O.	31	Pánek, T.	39
Bajer, A.	62, 66	Petrová, V.	48
Bubík, M.	58, 78	Poul, I.	70
Buriánek, D.	100	René, M.	114
Čurda, J.	21, 48	Richterová, D.	62
Dolníček, Z.	81, 86, 143	Rybníček, M.	53
Geršl, M.	126	Říčka, A.	139
Gilíková, H.	17, 21, 48	Říhánková, M.	62
Grycz, D.	139	Samec, P.	66
Hanuláková, D.	131	Sanža, L.	62
Holá, M.	62	Sedláček, J.	31
Horáková, M.	17	Sedláková, I.	118
Houzar, S.	109	Schreiber, J.	35
Hrazdil, V.	109	Skupien, P.	75, 78
Kalenda, P.	135	Slobodník, M.	35
Kirchner, K.	26	Smaržová, A.	75, 78
Knésl, I.	126	Svatuška, M.	90
Kolář, T.	53	Šilhán, K.	39
Kopecká, J.	13	Šimíček, D.	42
Krejčí, O.	48	Škoda, R.	109
Kropáč, K.	100	Tomanová Petrová, P.	17, 21, 48
Kuchovský, T.	139	Urubek, T.	81
Kynická, A.	66	Verner, K.	121
Kynický, J.	62, 66	Vít, J.	53
Leichmann, J.	118	Xu, Ch.	66
Melichar, R.	70, 121	Zavřelová, A.	121
Mravec, P.	135	Zeman, J.	131
Musil, F.	135	Zmeškalová, B.	143
Nehyba, S.	17, 21, 26		

KENOZOIKUM

CENOZOIC

VÝVOJ RELIÉFU BAZÁLNÍ ZVĚTRÁVACÍ PLOCHY JIHOZÁPADNĚ OD KRNOVA A SEVERNĚ OD ŽULOVÉ

Development of the basal surface of weathering southwest of Krnov and north of Žulová

Tadeáš Czudek

Čápkova 19, 602 00 Brno

(15–31 Bruntál, 14–22 Jeseník)

Key words: basal surface of weathering, stripped etchsurfaces

Abstract

Dome-like hills are broadly distributed in both studied areas. Southwest of Krnov these hills, rarely narrow ridges, are built of resistant greywackes, their surrounding landscape by lithologically equal, but considerably more fissured rocks. The features are considered to be irregularities of the basal surface of weathering developed due to deep differential fossil weathering in warm and humid tropical climate till the Middle-Miocene and stripped as well as lowered already before the Pleistocene. In the territory north of the town of Žulová numerous low hills, early often described as roches moutonnées are developed together with inselbergs (34 up to about 100 m high inselbergs in the area of 110 km² or so have been distinguished) due to etching and stripping of the basal weathering front. In fact glacial abrasion influenced the features only negligibly. The relief discussed in both areas is considered as a stripped etchsurface of complex origin.

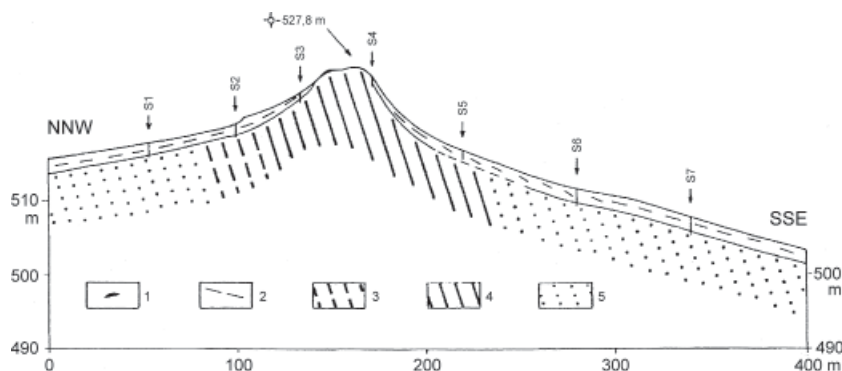
Úvod

V roce 2008 jsem prováděl reambulační výzkum reliéfu Brantické vrchoviny (s. část Nížkého Jeseníku) jz. od Krnova zejména v okolí Dubnice a v oblasti Žulovské pahorkatiny s. od Žulové (zejména mezi Vojtovickým potokem na západě a Vidnavkou na východě). Obě území jsou zajímavá především tím, že se v nich vyskytují některé tvary reliéfu, které se v ostatních územích Českého masivu nevyskytují v tak typickém vývoji a počtu jako v popisovaných územích. Jedná se o vrcholovou úroveň reliéfu v Brantické vrchovině, tvořenou spodnokarbonskými horninami (převážně drobnými) hornobenešovského souvrství a celkově plochý reliéf z. části Žulovské pahorkatiny na drobně až středně zrnitém granitu až granodioritu a biotitické až biotit-sillimanitické ortorule (Pecina et al. 2005). Příznačným pro obě území jsou izolované elevace terénu, které se vyskytují v neobvykle velkém počtu a určují ráz krajiny. Zatímco na Krnovsku vytvářejí zmíněné elevace typicky kupovitý reliéf, na Žulovsku jde o příznačný reliéf nízkých elevací a nápadných vyvýšenin ve tvaru ostrovních hor (inselbergů). Rozdíly v morfografii popisovaných tvarů reliéfu vyplývají z odlišných geologických poměrů obou území a jejich geomorfologického vývoje. Výzkum v roce 2008 navázal v Brantické vrchovině na dřívější práci autora z roku 1995, v Žulovské pahorkatině na výzkumy staršího data (Czudek et al. 1964), dále na publikaci Ivana (1983) a zejména na nejnovější podnětnou

práci Vídeňského – Nývlta – Štěpančíkové (2007), která řeší obdobnou problematiku v bezprostředním okolním území v. od obce Kobylá nad Vidnavkou.

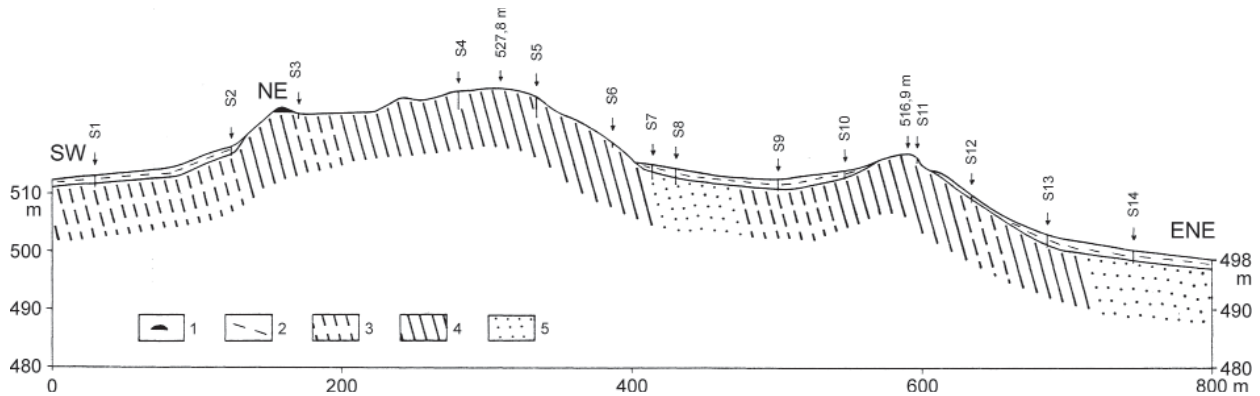
Brantická vrchovina

Brantická vrchovina na Krnovsku má členitý reliéf s úzkými rozvodními částmi terénu, vesměs zalesněnými izolovanými vyvýšeninami, hlubokými, ale v příčném profilu rozevřenými, údolními a údolními s příkrými svahy a širokým dnem. Právě četné izolované vyvýšeniny zejména v jv. části tohoto území a pravoúhlý ohyb údolí řeky Opavy v Nových Heřminovech vzbuzovaly pozornost geomorfologů již dříve. Na rozvodních částech území této vrchoviny nejsou nikde vyvinuté rozsáhlé erozní plošiny



Obr. 1: Příčný profil jz. části úzkého izolovaného hřbetu zjz. od Dubnice (jz. od Krnova). 1 – antropogenní sedimenty (recent), 2 – hlinitá suť (převážně svrchní pleistocén), 3 – silně rozpukané droby, 4 – méně rozpukané a málo navětralé droby, 5 – silně rozpukané a silně navětralé droby. S 1–S 7 = kopané sondy, 3–5 = spodní karbon.

Fig. 1: Cross section through the SW part of the narrow ridge WSW of Dubnice (SW of Krnov). 1 – anthropogene sediments (Recent), 2 – loam and debris (mostly Late Pleistocene scree), 3 – highly fissured greywackes, 4 – less fissured and faintly weathered greywackes, 5 – strongly fissured and highly weathered greywackes. S 1–S 7 = test pits, 3–5 = Lower Carboniferous.



Obr. 2: Úzký izolovaný hřbet zjz. od Dubnice (jz. od Krnova). Vysvětlivky viz obr. 1. S 1–S 14 = kopané sondy.
Fig. 2: Narrow isolated ridge WSW of Dubnice (SW of Krnov). Explanatuins see Fig. 1. S 1–S 14 = test pits.

tak typické pro blízkou Vítkovskou vrchovinu Nížkého Jeseníku a mnoho dalších území Českého masivu, ale zalesněné izolované elevace (převážně kupy, místy úzké hřbety) s členitým povrchem (obr. 1, 2).

Většina izolovaných vyvýšenin má kruhový nebo protáhlý půdorys a kupovitý nebo kuželovitý tvar. Kupovitý vzhled mají zpravidla nižší elevace, kuželovitý s ploše zaobleným vrcholem vyšší terénní elevace. Vesměs se vyskytují izolovaně a jsou vzájemně oddělené plochými sedly nebo úvalovitými údolím. U Dubnice např. tvoří dva pruhy (hřbety) oddělené širokým úvalovitým údolím. Oba hřbety včetně zmíněného údolí mají směr SV–JZ a jsou rovnoběžné s výraznou geomorfologickou linií úseku údolí řeky Opavy po jejím pravouhlém ohybu při jv. okraji obce Nové Heřminovy. Podle výšky rozdělujeme popisované tvary na nízké (výška do 3–5 m) a vyšší (převážně do 20–25 m). Jejich svahy mají nejčastěji sklon od 5° do 15°. Jsou zpravidla asymetrické, a to jak sklonově, tak výškově. Výška svahů elevací je dána nadmořskou výškou jejich bezprostředního okolí. Svahy kup přecházejí do okolního terénu buď pozvolna, bez zřetelného lomu spádu, víceméně ostrým, nebo i zcela ostrým lomem spádu. První případ je příznačný pro nízké tvary, druhý a třetí případ pro vyšší elevace. Nezřídka přechází svah elevace do údolního svahu zcela plynule. Svahy nízkých elevací jsou hladké, na vyšších se místy vyskytují menší lomy spádu. Jen zcela výjimečně jsme našli litologicky podmíněné tvary připomínající kryoplanáčnické terasy. Na svazích terénních elevací jsou časté malé opuštěné lomy. Nezřídka jsou spolu s vrcholy místy, kde je ukládán sběr kamenů z orných polí a i současného různého komunálního odpadu. Výškové rozdíly mezi i blízkými elevacemi jsou různé a většinou nepřesahují 20 m.

Na horních částech svahů a na vrcholech terénních elevací se vyskytují výhradně pleistocenní zvětraliny a sedimenty. Jde o ostrohranné úlomky velikosti převážně do 0,1–0,2 m, ojediněle i okolo 1 m a mocnosti zpravidla do 1,4 m. Nezřídka vystupuje skalní podloží přímo pod lesní půdou nebo bezprostředně na povrch terénu. Skalní útvary typu torů nebo mrazových klifů (srubů) prakticky scházejí. V dolních částech svahů elevací mocnost pleistocenních sutí většinou nepřesahuje 1 m a jak ukázaly četné kopané sondy v okolí Dubnice, i při úpatí svahů nebývá větší než 2,3 m. Na mírných svazích reliéfu v okolí

izolovaných vyvýšenin nepřesahuje mocnost geliflukčních sedimentů 2–2,5 m.

Výsledky a diskuze

Vzhledem k tomu, že studované území leží v extraglaciální oblasti pleistocenního kontinentálního zalednění (v těsné jeho blízkosti), je zcela zřejmé, že nejde o oblíky vytvořené deterzními vlivy kontinentálních ledovců. Tato skutečnost má význam i pro řešení nízkých terénních elevací v glaciálních oblastech nejsevernější části našeho území, kde obdobné tvary byly dříve mnohými autory považované za oblíky. Jednou z výjimek byl Morch (1958). Sklonově a výškově asymetrické svahy terénních elevací Brantické vrchoviny jsou exponované ke všem světovým stranám. I když o větším nebo menším podílu periglaciálních geomorfologických procesů při vývoji sklonové asymetrie nelze pochybovat, lze předpokládat, že základ této asymetrie, stejně jako výškové asymetrie, vznikl již v procesu začátku vývoje těchto elevací, tedy v období dlouho před kvartérem (při vzniku hlubokých fosilních zvětralin). Výšková asymetrie, tedy různá relativní výška svahů elevací, je úzce spjata i s dnešní absolutní výškou okolního reliéfu. Při snižování terénu, a to i v kvartéru (zejména pleistocénu), mohla být mírně zvýrazněna.

Geomorfologická analýza rozmístění a tvarů izolovaných vyvýšenin (kup a hřbetů) v Brantické vrchovině a jejich geomorfologický výzkum doprovázený dostatečným počtem odkryvů a kopaných sond ukázal, že tyto tvary reliéfu nejsou vázány na směr a sklon vrstev spodnokarbonských hornin. V území východně od Nových Heřminovů lze u Dubnice pozorovat jejich seřazení do dvou pruhů (hřbetů) oddělených široce rozevřeným úvalovitým údolím směru rovnoběžného se sv.–jz. směrem údolí řeky Opavy, který sleduje významnou poruchu, tzv. zátorské poruchové pásmo (Kumpera 1965). To ukazuje, že oba hřbety se vyskytují v místech tektonicky méně porušených, i když litologicky stejných hornin. Izolované vyvýšeniny nejsou však výhradně vázány jen na místa odolnějších drob hornobenešovského souvrství, ale vyskytují se v menší míře i v horninách moravického souvrství, kde jsou jak v pruzích břidlic (vesměs strmě uložených), tak i v drobách. Přesto maximum jejich výskytu je spojeno s drobami.

Desítky kopaných sond, které jsme zejména v okolí Dubnice provedli, ukázaly zcela odlišnou odolnost vůči

erozním geomorfologickým procesům litologicky stejných hornin na terénních elevacích (jejich vrcholech a svazích) a v jejich blízkém plochem, tedy v nižším okolním reliéfu. Na elevacích jsou spodnokarbonské droby „čerstvé“, resp. málo navětralé a málo rozpukané, v okolním níže položeném reliéfu tvořeném plochými sedly, plošinami a mírnými svahy, jsou pod zhruba 1–2 m mocnou vrstvou písku in situ a nadložní tenkou polohou kvartérních sedimentů silně rozpukané a navětralé, dají se snadno kopat i geologickým kladívkem, úlomky se lámou v ruce a rozpadají se na písek. Maximální mocnost těchto zvětralin se nám kopanými sondami v Brantické vrchovině nepodařilo zjistit. Analýzy 7 vzorků hornin drob z terénních elevací a okolního nižšího terénu ukázaly, že a) v obou případech jde o horniny, které mají stejné mineralogicko-petrografické složení, b) že jednotlivé vzorky, byť makroskopicky různě odolné, neprojevují výraznější rozdíly ve stupni rozkladu živců a nelze v nich pozorovat výraznější známky chemického zvětrávání, c) ve vzorcích nebylo zjištěno kaolinické zvětrávání. Stáří písčitých zvětralin je tedy v popisovaném území dosud nejasné. Lze jen teoreticky diskutovat buď o zcela bazálních polohách bývalých fosilních zvětralin z období teplého podnebí před badenem, které se ve studovaném území bez pochyby vyskytovaly, nebo s větší pravděpodobností o zvětralinách, resp. jen o bázi zvětralin mladších, svrchně neogenních až spodnopleistocenních

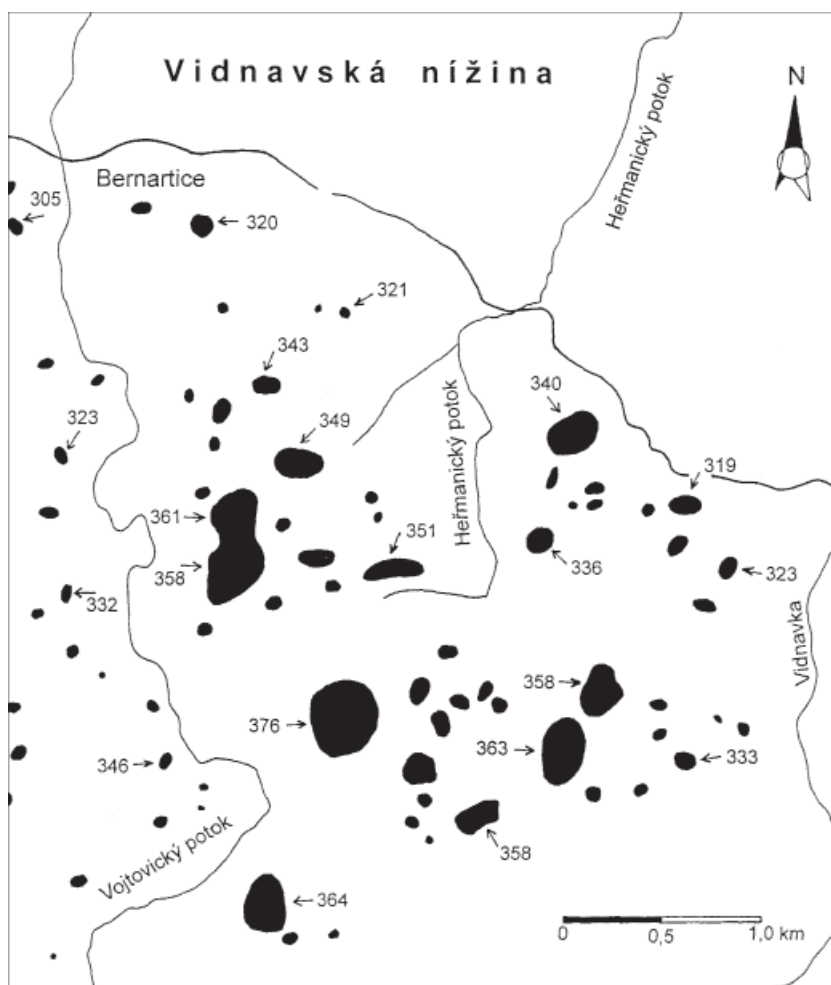
(plio-pleistocenních – srov. Mi-goń – Thomas 2002). Úzké bazální polohy zvětralin kaolinického typu zejména na puklinových zónách se v Nížkém Jeseníku vyskytují na více místech. Přesto lze popsání písčité zvětralin považovat zatím spíše za zvětralin mladší, vzniklé po hlavní fázi chemického zvětrávání. Lze tedy říci, že studované kupy a hřbety jsou v Brantické vrchovině Nížkého Jeseníku vázány na různou odolnost hornin, jejíž příčinou není litologie ale jejich různé tektonické porušení rozdílně hustou sítí puklin. Oblast Brantické vrchoviny byla od svrchního miocénu a zejména od pliocénu územím silné denudace, která převládala nad rychlostí tvorby zvětralin. Můžeme proto terénní elevace (izolované kupy a hřbety) považovat za elevace původní nerovné (předpleistocenní) bazální zvětrávací plochy vzniklé v důsledku různé mocnosti tropických zvětralin a snižování terénu shora při odnosu zvětralin. Během pleistocenního periglaciálního prostředí byly elevace bazální zvětrávací plochy dále modelovány. Morfologický efekt však nebyl příliš velký a soustředil se hlavně na odnos zvětralin (i eventuálních zbytků fosilních zvětralin)

snižováním terénu shora. Ústup svahů elevací byl od místa k místu různě velký a zřejmě nikde nepřekročil 20 m, resp. 30 m (Czudek 1995, str. 40).

Žulovská pahorkatina

V roce 2008 jsem prováděl geomorfologický výzkum v části Žulovské pahorkatiny z. od obce Velká Kraš a Kobylá nad Vidnavkou v území mezi řekami Vidnavkou a Studenou vodou – Vojkovickým potokem s. od města Žulová. Studované území (obr. 3) s. od Žulové je zvlněnou, prakticky bezlesou krajinou s mnohými, převážně nízkými elevacemi, plochými sedly, mírnými svahy, mělkými úvalovitými a suchými údolími typu úpadů a neckovitými údolími s příkrými, nízkými svahy a širokým dnem. Území se stupňovitě zvedá od severu k jihu a kulminuje terénní elevací Kraví hora (475,7 m). Popisovaná oblast byla ve středním pleistocénu dvakrát pokryta kontinentálními ledovci, které podle různých autorů jsou kladeny do různých období (viz Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková 2007). Z ledovcových sedimentů zde zabírají největší plochu glaciáluviální sedimenty. O intenzivním působení větrů v periglaciálním prostředí pleistocénu svědčí četné hrance.

Žulovská pahorkatina je příznačná a výjimečná tím, že se na poměrně malé ploše okolo 110 km² vyskytuje 34 výrazných, přes 30 m vysokých elevací, které můžeme po-



Obr. 3: Nízké elevace bazální zvětrávací plochy severně od Žulové.

Fig. 3: Low hills of the basal surface of weathering north of Žulová.

važovat za třetihorní ostrovní hory – inselberg (Czudek et al. 1964, Ivan 1983) a velký počet nízkých elevací zejména výrazně vyvinutých ve studovaném území (obr. 3), jejichž morfografická charakteristika a geneze jsou problémem řešeným v předkládané publikaci. Inselberg, o kterých se z blízkého sz. území Slezska v podhůří Sudet zmiňuje také Gellert (1967), vznikly v Žulovské pahorkatině v důsledku chemického zvětrávání v tropickém podnebí v období do středního miocénu a odnosu zvětralin, který vyvrcholil koncem pliocénu. V periglaciálním prostředí pleistocénu byly jen velmi slabě (prakticky bez morfologického efektu) modelovány. V Evropě vzbudily pozornost již koncem 19. a začátkem 20. století (viz Gellert 1967).

Na poměrně malém území okolo 20 km² (mezi s. hranicí Žulovské pahorkatiny a silnicí mezi obcemi Kobylá nad Vidnavkou a Buková) je okolo 80 nízkých terénních elevací (obr. 3) označovaných některými autory jako nízké exfoliační klenby (např. Ivan 1983). Západně od Velké Kraše a Kobylé nad Vidnavkou mají studované tvary výšku většinou od 2 m do 8–10 m. Některé jsou dokonce nižší než 2 m a nejsou proto znázorněny na Základní mapě ČR v měřítku 1 : 10 000. Mají kruhovitý nebo protáhlý tvar a plochý, zaoblený vrchol. Vyčnívají převážně nad mírné svahy. Nacházíme je ale i ve velkých mělkých sedlech. Jejich svahy přecházejí do okolního terénu buď zcela plynule (pozvolna) nebo víceméně výrazným lomem spádu. Mají sklon od 2–3°. Jedním z příznačných rysů nízkých terénních elevací je jak sklonová, tak i výšková asymetrie jejich svahů. Lze dokonce říci, že v území téměř není elevace se sklonově nebo výškově symetrickými svahy a i sousední, zcela blízké tvary i stejné velikosti, mají různě skloněné nebo různě vysoké svahy orientované k odlišným světovým stranám. Oba typy asymetrie mají význam při řešení geneze a vývoje popisovaných tvarů reliéfu. Jejich genetické zařazení působí někdy problémy. Může se totiž stát, že malé procento izolovaných vyvýšenin (zejména v blízkosti údolí) může být při geomorfologickém mapování považována za elevace bazální zvětrávací plochy, přitom se jedná o mladší erozní tvary vzniklé při zahlubování údolí (v různých oblastech vesměs v pliocénu až pleistocénu), které s původní bazální zvětrávací plochou nemají téměř nic nebo nic společného.

Mocnost kvartérních zvětralin a kvartérního deluviálního pokryvu je na studovaných tvarech reliéfu velmi malá a vesměs nepřesahuje ve vrcholových částech svahů 0,1–0,4 m tak, že pod půdním horizontem vystupuje přímo skalní podloží. Jen v ojedinělých případech jsme na nízkých terénních elevacích našli do 1,5–2,5 m vysoké skalní výchozy (k. 351,3 m 650 m ssz. od kóty Rohatec – 364,8 m v jz. části obr. 3).

Výsledky a diskuze

Nízké terénní elevace byly u nás od časů Jüttnera (1912) mnohými autory považované za tvary vzniklé deterzní činností kontinentálních ledovců, tedy za oblíky (práce těchto autorů jsou uvedeny v publikaci Czudka 2005). Pro nedostatek odkrytů přímo na elevacích a jejich blízkém okolí nebylo možné zjistit jejich závislost na puklinovém systému. Lze však přijmout, že situace nebude jiná než v sousedním území (srov. Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková

2007). Všesměrná orientace mírnějších svahů na zhruba stejně velkých elevacích a jejich stejné litologii, i když jejich orientace ke směru předpokládaného postupu kontinentálních ledovců od severu s výraznější složkou od SSZ (Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková 2007) není ojedinělá, mluví proti jejich vzniku ledovcovou deterzí. Navíc deterzní síla ledovců v jejich j. okrajové části byla pro jejich malou mocnost a i teplotu báze, malá. K tomu přistupovala velká odolnost hornin žulovského batolitu. Ve studované části Žulovské pahorkatiny není zatím dokázáno, že alespoň nejnižší terénní elevace byly ještě při transgresi kontinentálních ledovců pokryty mocnými předkvartérními zvětralinami a že nebyly v přímém kontaktu s bází ledovců jako v. od studovaného území, jak uvádějí Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková (2007). Přesto lze dospět k závěru, vlastně potvrdit nedávno vyslovené názory, že nízké terénní elevace nejsou oblíky, ale obnaženou bazální zvětrávací plochou (Ivan 1983, Czudek 2005, Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková 2007). Pokud se deterzní činnost ledovců místy uplatnila, byla morfologicky bezvýznamná. Naše názory jsou v souladu i s novějšími výzkumy švédských autorů (Lindström 1988). Rovněž Nývlt (2008) se na Šluknovské pahorkatině staví k event. existenci oblíků skepticky.

Bazální zvětrávací plocha Žulovské pahorkatiny vznikla ve svých základních rysech již před spodním badenem. Po tomto období převládal v Českém masivu se střídavými výkyvy (intenzitou) odnos nad tvorbou zvětralin a docházelo k odkrytí (obnažování) bazální zvětrávací plochy a i jejímu eroznímu snižování. Jistě, že odnos zvětralin probíhal i v Žulovské pahorkatině již před pleistocénem. Je tedy pravděpodobné, že základ výškové asymetrie nízkých elevací souvisel již s různou mocností fosilních zvětralin. Po jejich odstranění byla výšková asymetrie nízkých terénních elevací, která je vázána na absolutní výšku okolního reliéfu, ještě mírně zvýrazněna. Můžeme tedy říci, že povrch reliéfu Žulovské pahorkatiny je tvořen nerovnou předkvartérní bazální zvětrávací plochou. Tato plocha byla po odnosu fosilních zvětralin kaolinického typu ještě od místa k místu různě snižena. Dnešní povrch Žulovské pahorkatiny lze tedy považovat za etchplén (nejnověji Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková 2007, Štěpančíková – Rowberry 2008) lépe řečeno za erozně snižený (odkrytý, resp. obnažený) etchplénový povrch (stripped etch surface) podle klasifikace Thomase (1994), viz též Migoň (1997). Zarovnaný povrch tedy odpovídá složitému (komplexnímu) vývoji reliéfu krajiny (srov. nejnověji Twidale 2009).

Závěr

Z dosavadních geomorfologických výzkumů v Brantické vrchovině jz. od Krnova a Žulovské pahorkatině severně od Žulové vyplývají tyto poznatky:

1. V Brantické vrchovině je typický kupovitý reliéf tvořený elevacemi terénu vázanými převážně na odolné droby hornobenešovského souvrství. Okolní nižší terén je tvořen litologicky stejnými horninami, avšak výrazně tektonicky porušenými hustou sítí puklin.
2. Elevace (kupy, místy úzké hřbety) považujeme za vyvýšeniny odkryté a erozně snižené bazální zvětrávací plochy, které spolu s okolním nižším reliéfem vznikly

- ve své dnešní základní formě v terciéru. Stejně jako na Žulovské pahorkatině tvoří zarovnaný povrch typu obnaženého (odkrytého) etchplénového povrchu.
3. Vývoj reliéfu Brantické vrchoviny vyvrcholil koncem pliocénu, kdy vznikly jeho dnešní základní rysy. I v periglaciálním prostředí, které se na vývoji elevací bazální zvětrávací plochy projevilo velmi slabě, převládalo snižování reliéfu shora a ústup svahů elevací autor předpokládá většinou zřejmě jen do 20 m, resp. 30 m.
 4. Ve studovaném území Žulovské pahorkatiny mají mírné svahy asymetrických nízkých elevací předpleistocenní bazální zvětrávací plochy stejně jako v extraglaciální oblasti Brantické vrchoviny expozici ke všem světovým stranám. Základ této asymetrie lze i v Brantické vrchovině spatřovat již v procesu hlubokého chemického zvětrávání před spodním badenem.
 5. Nízké elevace bazální zvětrávací plochy nelze v Žulovské pahorkatině považovat za obličky vytvořené deterzními účinky kontinentálních ledovců. Deterzní činnost byla morfologicky zanedbatelná, resp. žádná (srov. též Vídeňský – Nývlt – Štěpančíková 2007).
 6. Hlavní odnos hlubokých zvětralin chemického zvětrávání nastal v mladším terciéru. Tyto zvětralinny se jak známo zachovaly dodnes na Vidnavsku pod pokryvem neogenních sedimentů a před badenem dosahovaly minimálně 30 m.
 7. Morfologická odlišnost nízkých terénních elevací bazální zvětrávací plochy na Krnovsku a na Žulovsku vyplývá z geologického prostředí a geomorfologického vývoje.

Poděkování

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

Literatura

- Czudek, T. (1995): Kupovitý reliéf v severní části Nížkého Jeseníku. – *Časopis. Slez. zem. muz.*, A, 44, 1, 31–42. Opava.
- Czudek, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. 1–238, *Moravské zem. muz.* Brno.
- Czudek, T. – Demek, J. – Marvan, P. – Panoš, V. – Raušer, J. (1964): Verwitterungs- und Abtragungsformen des Granits in der Böhmisches Masse. – *Pet. Geogr. Mitt.*, 108, 3, 182–192. Gotha.
- Gellert, J. F. (1967): Zur Problematik der verschütteten Bergländer (Inselbergländer) im sächsischen und schlesischen Gebirgsvorland und der „fossilen Inselberge“ in den Mittelgebirgen Mitteleuropas. – *Wiss. Zeitschrift d. Pädagog. Hochschule Potsdam, Math.- Naturw. Reihe*, 11, 3, 281–286. Potsdam.
- Ivan, A. (1983): Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 20, 4, 49–69. Brno.
- Jüttner, K. (1912): Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österr.-Schlesien. – *Zeitschrift d. mährischen Landesmuseums*, 12, 2, 191–265. Brno.
- Kumpera, O. (1965): Základní geologická mapa listu M–33–72–C (Krnov). Závěrečná zpráva, geol. část. – MS, 1–127. VŠB, Ostrava.
- Lindström, E. (1988): Are roches moutonnées mainly preglacial forms? – *Geogr. Annaler*, 70 A, 4, 323–331.
- Migoń, P. (1997): Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. – In: M. Widdowson (ed): *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geol. Society Spec. Publ., 120, 187–202. London.
- Migoń, P. – Thomas, M. (2002): Grus weathering mantles – problems of interpretation. – *Catena*, 49, 1–2, 5–24. Elsevier.
- Morch, V. (1958): Geomorfologie střední části Frýdlantského výběžku. – *Sborník ČSSZ*, 63, 4, 309–322. Praha.
- Nývlt, D. (2008): Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění Šluknovské pahorkatiny (doktorská disertační práce). 1–102 s., Univerzita Karlova v Praze, Přírodov. fak., Katedra fyzické geografie a geoekologie. Praha.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrl, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, Z. – Žáček, V. (2005): Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000, list 14–221 Žulová. – MS, ČGS. Praha.
- Perečková, N. (2008): Roches moutonnées in the Osoblaha region. – *GeoScape*, 1, 3, 9–14, Ústí nad Labem, online geo.ujep.cz.
- Štěpančíková, P. – Rowberry, M. (2008): Rock landforms that reflect differential relief development in the north-eastern section of the Rychlebské hory and adjacent area of Žulovská pahorkatina (SE Sudeten Mts, Czech Republic). – *Acta Geodyn. et Geomater.*, 5, 3, (151), 297–321. Praha.
- Thomas, M. F. (1994): *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. 1–460. John Wiley & Sons, Ltd.
- Twidale, C. R. (2009): Differentiating etch, epigene, and subaerial landforms. – *Zeitschrift f. Geomorph.*, N. F., 53, 1, 1–21, Berlin-Stuttgart.
- Vídeňský, A. – Nývlt, D. – Štěpančíková, P. (2007): Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 2006, 14, 35–39. Brno.

HLUBOKOVODNÍ A MĚLKOVODNÍ VÝVOJ SPODNÍHO BADENU NA STŘEDNÍ MORAVĚ

Deep-water and shallow water development of Lower Badenian in Middle Moravia

Jitka Kopecká

Katedra biologie Pedagogické fakulty Univerzity Palackého v Olomouci, Purkrabská 2, 771 40 Olomouc;
e-mail: jitka.kopecka@upol.cz

(24–22 Olomouc, 24–42 Vyškov)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian, foraminiferal fauna, paleoecology, paleogeography

Abstract

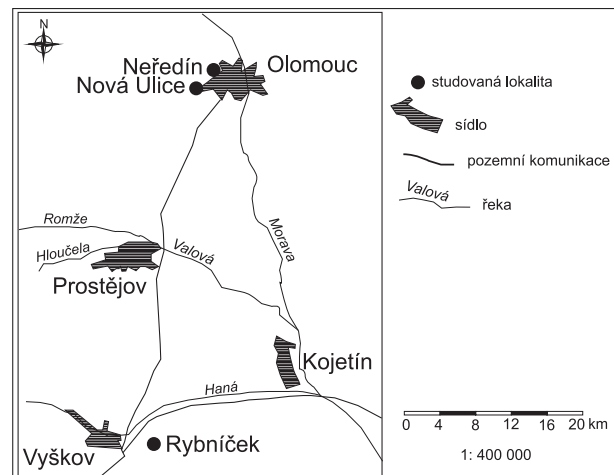
In Moravia, the Lower Badenian Carpathian Foredeep represents a final evolutionary stage of the peripheral foreland basin in the NW of the Central Paratethys. In this area, material from HV 5 Rybníček borehole (Vyškov area) and Olomouc outcrop localities were studied. For the analysed samples, planktonic/benthic ratio (p/b ratio), Jaccard index of equitability, Shannon – Wiewer index of diversity, benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) and absolute paleobathymetry were calculated. Paleocological interpretations point out different bathymetric conditions but similar conditions of oxygen level and stress factor influence in studied localities. Different paleobathymetry could be evidence of tectonic predisposal height – different paleorelief during the Lower Badenian period which enabled shallow water along with deep water sedimentation in this area.

Úvod

Karpatská předhlubeň na Moravě představuje závěrečnou fázi vývoje pánve v předpolí v severozápadní části Centrální Paratethys. Pro její střední část, která zahrnuje oblasti Vyškovské brány a Hornomoravského úvalu, je v období spodního badenu zřetelná odlišnost v paleobatymetrii jednotlivých částí. Ta se projevuje tím, že v dnes níže položených částech Hornomoravského úvalu nacházíme mělkovodní prvky (řasové vápence, asociace ústřicové fauny, mělkovodní foraminifery) popsané např. Kupkou (1995), Zaplatalem et al. (2001), Zaplatalem (2004) a Dolákovou et al. (2008), zatímco v jeho okolí včetně elevací Nížkého Jeseníku a Dražanské vrchoviny jsou zdokumentovány sedimenty, které dokládají mnohem hlubší podmínky (např. Panoš 1962, Pospíšil 1975, Panoš et al. 1998). Předkládaná studie se zaměřuje na paleoekologické zhodnocení obou typů vývoje z pohledu foraminiferové fauny a jeho možné paleogeografické interpretace.

Materiál a metodika

Předmětem studia byl materiál získaný na lokalitách Rybníček (Vyškovská brána, 4 km v. od Vyškova) a Olomouc – místní části Nová Ulice a Neředín (Hornomoravský úval) – obr. 1. Pro lokalitu Rybníček byly použity výplavy z profilu vrtu HV-5 o celkové mocnosti 205 m, ze kterého bylo zpracováno 63 vzorků. Podle vrtné dokumentace Geofondu se jednalo o vápňité jíly až jílovce, místy přecházející do písčitých jílu, v nadloží se nacházely kvartérní sedimenty. Ve výplavech v metrů 119–120 m byla zjištěna přítomnost vulkanického skla. Na dalších lokalitách byl odebrán přímo horninový materiál, ze kterého byly následně zhotoveny výplavy. Na lokalitě Olomouc – Nová Ulice se jednalo o odkrytí spodnobadenských sedimentů v prostoru tamní cihelny, jejichž celkový profil činil 15 m. Tyto sedimenty představovaly zelenošedé vápňité jíly



Obr. 1: Poloha studovaných lokalit.
Fig. 1: Position of studied localities.

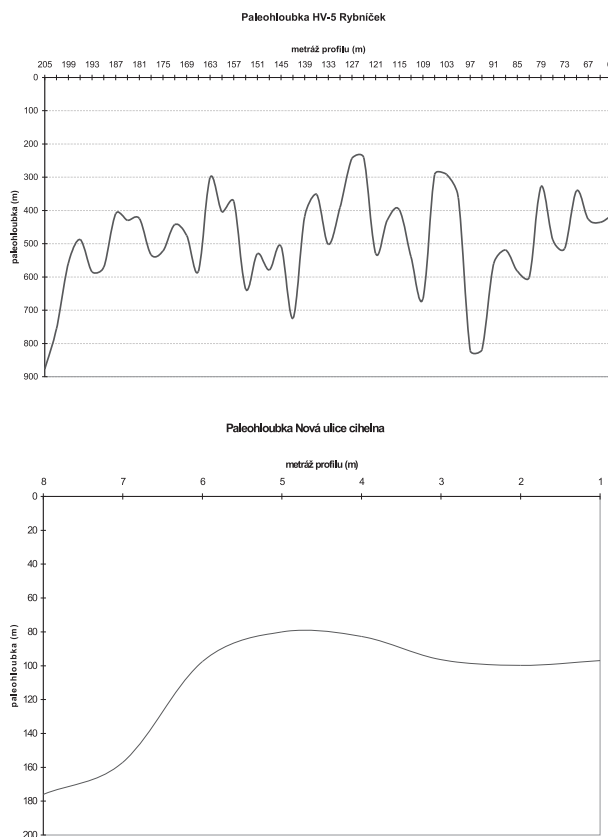
(„tégly“), ve kterých byly místy přítomny také úlomky a drť měkčí fauny. Ve svrchní části (9–15 m) přecházely do polohy písčitých jílu až jílovitých písků, které byly paleontologicky zcela sterilní. V nadloží byly zaznamenány bituminózní jíly pravděpodobně pliocenního stáří a kvartérní písky. V celém profilu byl materiál odebrán v intervalu 1 m. Celkem bylo paleontologicky zhodnoceno 8 vzorků. Na lokalitě Olomouc – Neředín byl horninový materiál odebrán během stavebních oprav tramvajové smyčky v podobě 1 vzorku pod vrstvou plioleptocenních sedimentů (pestré jíly a písky). Petrograficky se jednalo opět o zelenošedé vápňité jíly. Celková mocnost odkrytých vápňitých jílu činila 2 m. Ani v jedné ze studovaných lokalit nebylo zasaženo podloží spodnobadenských sedimentů. Z odebraných vzorků byly standardními metodami zhotoveny výplavy za účelem studia foraminiferové fauny.

V každém studovaném vzorku bylo určeno 300 foraminifer, které sloužily ke statistickému zpracování a následné paleoekologické a paleogeografické interpretaci. U jednotlivých vzorků byly počítány poměry planktonu a bentosu (plankton/benthos ratio), které byly paleobatymetricky interpretovány podle Murraye (1991), indexy diverzity (Shannon-Wiever index) a ekvitability (Jaccard index), index BFOI (benthic foraminiferal oxygen index) ve smyslu Kaiha (1994) a paleobatymetrie podle van der Zwaana et al. (1990). Indexy diverzity a ekvitability byly počítány pomocí statistického programu PAST (<http://folk.uio.no/ohammer/past>), výpočty BFOI a paleohloubky byly počítány v programu MS Excel podle příslušných vzorců:

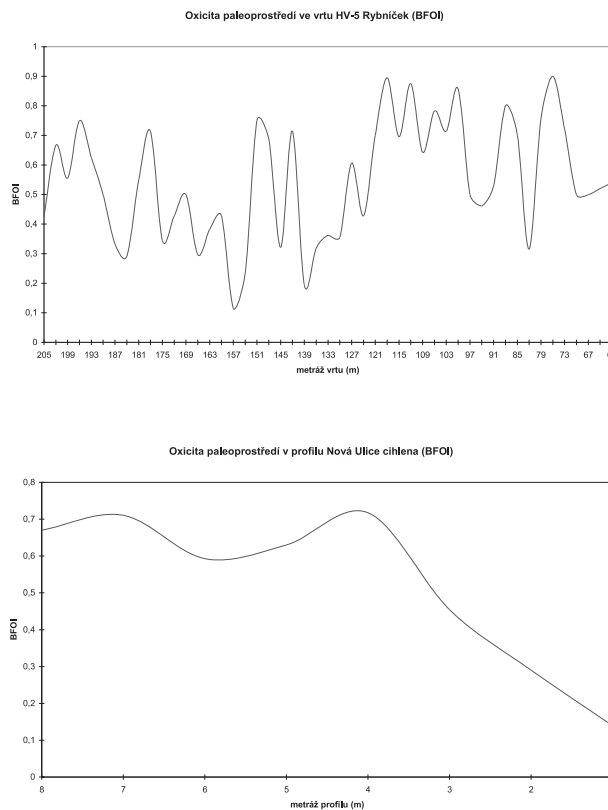
1. BFOI (%) = $O/(O+D) \times 100$, kde O je počet oxických indikátorů ve společenstvu, D je počet disoxických indikátorů,
2. paleohloubka (m) = $e^{3,58718+(0,03534 \times Pc)}$, kde Pc je přepočtený poměr planktonních a bentických druhů foraminifer a je vyjádřen vzorcem $Pc = (P \times 100) / [P + (Bt - Bi)]$, kde P je počet planktonních druhů foraminifer, Bt je počet bentických druhů foraminifer a Bi je počet druhů hluboce se zavrtávající infauny („deep infauna“), jakožto stresových markerů ve smyslu van der Zwaana (1990), van Hinsbergena et al. (2005) a Báldi (2005).

Výsledky

Na jednotlivých lokalitách byly zaznamenány výrazné rozdíly v zastoupení bentických a planktonních druhů foraminifer. Vysoký podíl i diverzita planktonních druhů byly zaznamenány ve výplavech z vrtu HV-5 Rybníček, kde představovaly 50–90% celého společenstva. Výrazně zde byly zastoupeny druhy *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *G. bisphericus* Todd, *Globigerina praebuloides* Blow, *G. bulloides* d'Orb., *Globorotalia bykovae* (Ais.), *Gl. transsylvanica* Pop., *Paragloborotalia mayeri* (Cush. & Ell.) a stratigraficky významné *Praeorbulina glomerosa circularis* (Blow) a *Orbulina suturalis* Brönn., jejichž společný výskyt ve studovaných vzorcích umožňuje velmi úzké stratigrafické vymezení na foraminiferovou zónu M6 (15,1–14,8 Ma) v rámci alpsko-karpatské předhlubně (Coric et al. 2004). Na lokalitách v katastru města Olomouce byl podíl planktonních foraminifer 25–35% ve vzorcích z Nové Ulice a pouze 2% ve výplavu z Neředína. Zastoupeny zde byly převážně druhy rodu *Globigerinoides*. Byl taktéž zaznamenán společný výskyt druhů *Praeorbulina glomerosa circularis* (Blow) a *Orbulina suturalis* Brönn. Podíl planktonní foraminiferové fauny ve složení společenstva poukazuje podle Murraye (1991) na výrazné batymetrické rozdíly mezi jednotlivými lokalitami. Oblast vrtu HV-5 Rybníček spadá do zóny cirkalitorálu až spodního bathyálu, Olomouc – Nová Ulice do zóny infralitorálu a Olomouc-Neředín do zóny mediolitorálu. V porovnání s počítanou paleohloubkou ve smyslu van der Zwaana et al. (1990) jsou výsledky srovnatelné. U vrtu HV-5 Rybníček se hloubka paleoprostředí pohybuje nejčastěji v rozmezí 300 až 700 m (obr. 2), což odpovídá prostředí batyálu resp. mezopelagiálu, u profilu Olomouc – Nová ulice se vypočítané hodnoty paleohloubky pohybují v rozmezí 80 až 150 m (obr. 2), což odpovídá infralitorálu až cirkalitorálu resp. epipelagiálu. Na lokalitě



Obr. 2: Paleohloubka počítaná podle Van der Zwaana et al. (1990) pro lokality Rybníček a Olomouc – Nová Ulice.
 Fig. 2: Paleodepth (after Van der Zwaan et al. 1990) calculated for Rybníček and Olomouc – Nová Ulice localities.



Obr. 3: Indexy BFOI počítané podle Kaiha (1991) pro lokality Rybníček a Olomouc – Nová Ulice.
 Fig. 3: BFOI indexes (after Kaiho 1991) calculated for Rybníček and Olomouc – Nová Ulice localities.

Olomouc-Neředín činila paleohlubka 55 m. To odpovídá mediolitorálu resp. nejsvrchnější části epipelagiálu.

Dalším paleoekologickým ukazatelem na studovaných lokalitách byla oxycita prostředí počítaná na základě bentických foraminifer jako tzv. „benthic foraminiferal oxygen index“ (BFOI). Ve všech studovaných vzorcích jsou BFOI vyšší než 0, což odpovídá prostředí s obsahem kyslíku nad 1,5 ml/l (Kaiho 1994). Hodnota BFOI 50 % představuje hranici mezi nízkým (1,5–3 ml/l) a vysokým (3–6+ ml/l) obsahem rozpuštěného kyslíku ve vodním prostředí. Hodnoty BFOI na lokalitách Rybníček a Olomouc – Nová Ulice jsou zaznamenány v grafech na obr. 3, pro lokalitu Olomouc – Neředín byla spočítána hodnota 44 %. Z grafů je patrné, že u profilu HV-5 Rybníček dochází k výraznému kolísání mezi nízkým a vysokým obsahem kyslíku, podobně i v profilu Olomouc – Nová Ulice je zaznamenán propad obsahu kyslíku až k cca 15 %. Vzhledem k tomu, že tyto změny vždy souvisely s vyšším podílem stresových markerů v podobě foraminiferových druhů infauny bez výrazných změn v podílu planktonních foraminifer, byly pravděpodobně způsobeny sezónní zvýšenou akumulací biomasy na mořském dně v období její zvýšené produkce ve fotické zóně. Její rozklad na mořském dně má pak za následek snížení obsahu kyslíku a s tím související i růst podílu infauny ve společenstvu.

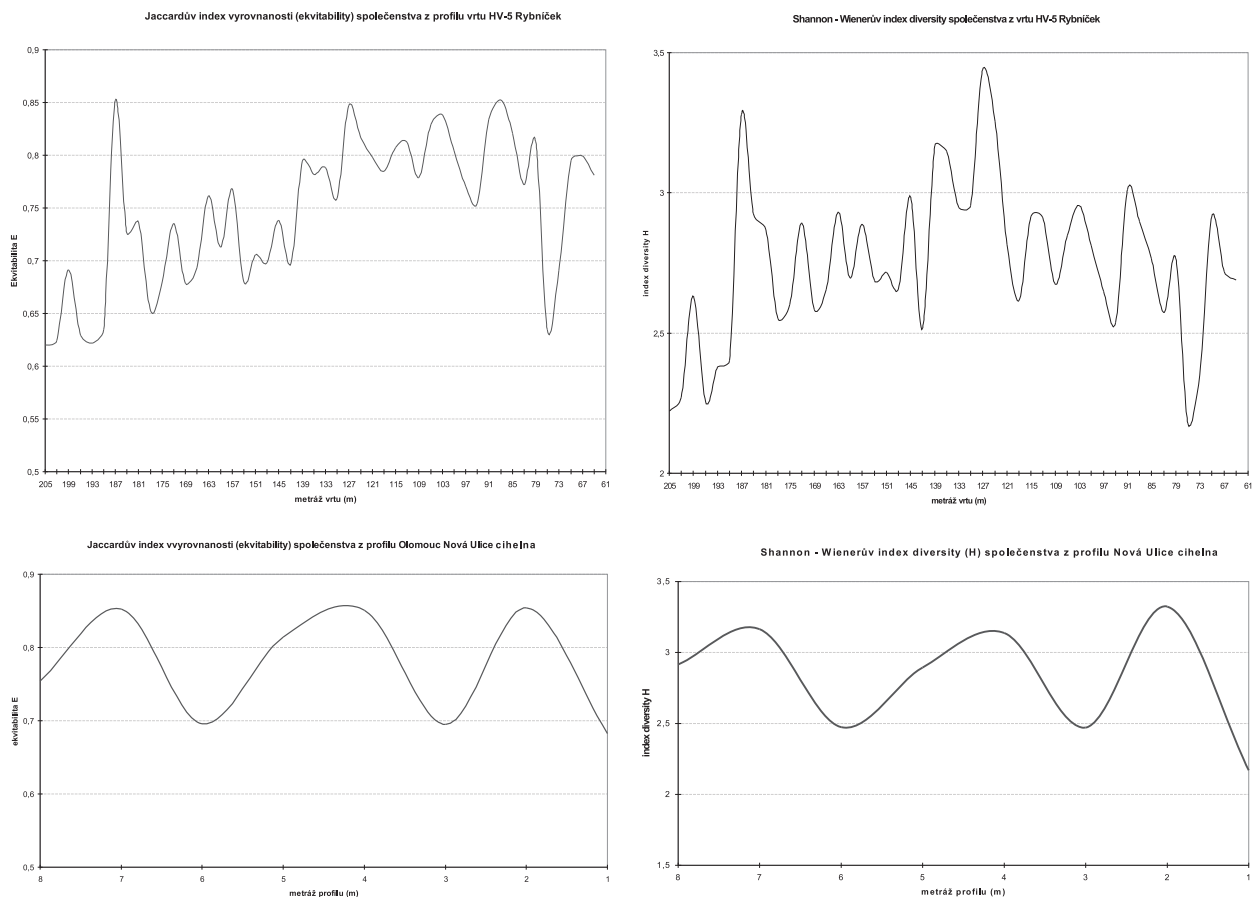
Významným ekologickým ukazatelem jsou také počítané hodnoty indexů diverzity a ekvitability pro profily HV-5 Rybníček a Olomouc Nová Ulice cihelna. Vzhledem

k absenci rozsáhlejšího vzorkování na lokalitě Olomouc Neředín zde tyto hodnoty počítány nebyly. Indexy ekvitability a diverzity jsou vyneseny do grafů na obr. 4. Poměrně nízký rozptyl mezi hodnotami u obou studovaných lokalit poukazuje na relativně stabilní vyžrálá společenstva. Hodnoty diverzity se u obou lokalit pohybují v rozmezí přibližně 2,5–3,5, což odpovídá společenstvu s průměrnou rozmanitostí druhů. Hodnoty ekvitability u obou lokalit kolísají v rozmezí 0,6–0,9, což značí výkyvy v počtu dominantních druhů ve společenstvu, které bývají odrazem působení stresových faktorů (v tomto případě výkyvy v obsahu rozpuštěného kyslíku u mořského dna).

Závěr

Na základě výše uvedených charakteristik lze usuzovat, že prostředí sedimentace na jednotlivých studovaných lokalitách vykazovala poměrně příznivé ekologické podmínky s dostatečným množstvím kyslíku. Tato interpretace je v souladu se současným pojetím paleogeografické situace ve spodním badenu v oblasti Centrální Paratethys, která předpokládá dobrou komunikaci mezi Centrální Paratethys a Mediteránem (Brzobohatý 1987, Báldi 2006).

Problematickou zůstává otázka odlišné paleobatymetrie studovaných lokalit za současného zachování stejné litologie. Vápenné jíly („tégly“) mohou podle Vašíčka (1953) sedimentovat jak v mělkovodním, tak i v hlubokovodním prostředí za předpokladu relativně klidného sedimentačního prostředí. Tato situace odpovídá paleogeografii Centrální



Obr. 4: Indexy diverzity a ekvitability počítané pro lokality Rybníček a Olomouc – Nová Ulice.
 Fig. 4: Indexes of diversity and equitability calculated for Rybníček and Olomouc – Nová Ulice localities.

Paratethydy, která nebyla vysloveně otevřeným mořem a u níž lze takovéto podmínky z hlediska dynamiky vod akceptovat. Situaci v této oblasti podporují i dosažené výsledky, ze kterých je zřejmé, že paleoekologické podmínky v hlubokovodním i mělkovodním prostředí byly velmi podobné. V obou případech byly příznivé podmínky z hlediska obsahu kyslíku rozpuštěného ve vodě, vyrovnaná společenstva poukazují na stabilní prostředí bez výrazných změn a vlivu stresových faktorů. Na základě společného výskytu stratigraficky signifikantních druhů *Praeorbulina glomerata circularis* a *Orbulina suturalis*, který umožňuje velmi úzké stratigrafické vymezení studovaných sedimentů na biostratigrafickou zónu M6 (15,1–14,8 Ma) spodního badenu Centrální Paratethydy, můžeme předpokládat téměř izochronní sedimentaci v obou v hloubkově rozdílných prostředích. Z paleogeografického hlediska tak studovaná oblast představovala tektonicky predisponovaný reliéf umožňující sedimentaci jak v hlubokovodním, tak i mělkovodním prostředí. Ráz reliéfu se nejspíše ještě během badenu a později v pliocénu a pleistocénu měnil v souvislosti s tektonickou aktivitou v prostoru alpsko-karpatské mobilní zóny. Pokles tektonicky predisponovaného Hornomoravského úvalu pokračoval v období pliocénu a pleistocénu a na některých místech dosahoval hodnot až 300 m (Růžička 1989).

Tomuto modelu nasvědčuje také přítomnost badenských hlubokovodních sedimentů dále k SZ v okolí Mírovské a Bouzovské vrchoviny (Panoš 1962, Panoš et al. 1998). Lze předpokládat, že při postupu transgrese se nejprve uložily mělkovodní a poté hlubší facie. Posledně jmenované a místy i prvně jmenované však byly po regresi selektivně erodovány, což velmi ztěžuje interpretaci původně souvislého sedimentačního prostoru. Absence spodnobadenských sedimentů v prostoru uničovsko-litovelské deprese (Zapletal 2004) je v tomto modelu spojována s jejich úplnou erozí a depresí považována za kanál mezi oblastmi dnešního Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. O tom, že záplava v prostoru střední části moravské karpatské předhlubně byla rozsáhlá, svědčí také studia otolitové fauny, která v moravské části karpatské předhlubně prokázala hloubky přesahující až 400 m, zatímco hloubky do 100 m jsou omezeny pouze na reliktu spodního badenu na Českomoravské vrchovině u Kralic nad Oslavou a nejsevernější části boskovické brázdy v okolí Lanškrouna (Brzobohatý 1997).

Literatura

- Báldi, K. (2006): Paleocyanography and climate of the Badenian (Middle Miocene, 16.4–13.0 Ma) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) evidence. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 95, 119–142.
- Brzobohatý, R. (1987): Poznámky k paleogeografii miocenních pánví Centrální Paratethydy z pohledu otolitových faun. – *Miscellanea Micropalaeontologica II/2*, Knihovnička zemního plynu a nafty, 6b, 101–111.
- Brzobohatý, R.: (1997): Paleobatymetrie spodního badenu karpatské předhlubně na Moravě z pohledu otolitových faun. – In: Hladilová, Š. (ed.): *Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí*, sborník příspěvků, 37–45, Masarykova univerzita v Brně, Brno.
- Coric, S. – Harzhauser, M. – Hohenegger, J. – Mandic, O. – Pervesler, P. – Roetzel, R. – Rögl, F. – Scholger, R. – Spezzaferri, S. – Stingl, K. – Švábenická, L. – Zorn, I. – Züschin, M. (2004): Stratigraphy and correlation of the Grund formation in the Molasse basin, Northern Austria (Middle Miocene, Lower Badenian). – *Geologica Carpathica*, 55, 2, 207–215.
- Doláková, N. – Brzobohatý, R. – Hladilová, Š. – Nehyba, S. (2008): The red-algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). *Geologica Carpathica* 59, 2, 133–146.
- Murray, J. W. (1991): *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. 1–397, Longman Scientific & Technical.
- Kaiho, K. (1994): Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. – *Geology*, 22, 719–722.
- Kupková, A. (1995): Biostratigrafické hodnocení badenských uloženin u Slatinek. – *Čas. Slez. Muz. (Opava)*, 44, 1, 1–12.
- Panoš, V. (1962): Nové nálezy neogenních sedimentů na Dražanské a Zábřežské vrchovině. – *Čas. Mineral. Geol.*, VII, 3, 288–295.
- Panoš, V. – Novák, Z. – Pek, I. – Zapletal, J. (1998): Výskyt mořského spodního badenu jižně od Bouzova. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1997*, 69–70.
- Pospíšil, Z. (1975): Geologické poměry vývěřů sirovočkových vod ve Slatinicích u Olomouce. – MS, Rigoros. Práce, PřF UJEP Brno.
- Růžička, M. (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. – *Sbor. Geol. Věd, Anthropozoikum*, 19, 129–151.
- Vašíček, M. (1953): Podmínky vzniku teglu, šlíru a flyše a problém jejich stratigrafie. – *Sbor. Ústř. Úst. Geol.*, XX, odd. geol., 69–85.
- Van der Zwaan, G. J. – Jorissen, F. J. – De Stiger, H. C. (1990): The depth dependency of planktonic/benthonic foraminiferal ratios: constraints and applications. – *Marine Geology*, 95, 1–16.
- Van Hinsbergen, D. J. J. – Kouwenhoven, T. J. – Van der Zwaan, G. J. (2005): Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxyxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 221, 245–265.
- Zapletal, J. – Hladilová, Š. – Doláková, N. (2001): Mořské sedimenty okrajové facie spodního badenu v Olomouci. – *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brno. Vol. 30. Geology*, 75–82.
- Zapletal, J. (2004): Příspěvek k paleogeografii vývoje sedimentace spodního badenu na střední Moravě. – *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk., Geology*, vol.31–32, 87–98.

PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ DEPOZIČNÍHO PROSTŘEDÍ SEDIMENTŮ SPODNÍHO BADENU NA LOKALITĚ OSLAVANY

Some remarks to the knowledge about depositional environment of Lower Badenian deposits at Oslavany

Slavomír Nehyba¹, Pavla Tomanová Petrová², Helena Gilíková², Markéta Horáková¹

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

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

(24–34 Ivančice)

Key words: Lower Badenian sediments, Oslavany, paleontology, petrology, sedimentology, lithofacies

Abstract

Lower Badenian deposits in the locality Oslavany are interpreted as product of deposition in foreshore and shoreface (clastic coast of the sea). Five lithofacies (Sl, Sr, Ss, Sp, and M) were recognised. Sands and sandstones contain impoverished Lower Badenian fauna accompanying with reworked fauna of Ottnangian Rzhakian Beds. Microfauna of clay intraclasts indicates Lower Badenian assemblage of „Lower Lagenid zone“. Depositional environment of studied deposits is significantly different from the environment supposed for „typical“ Lower Badenian „basal clastics“ in the broader surroundings.

Úvod

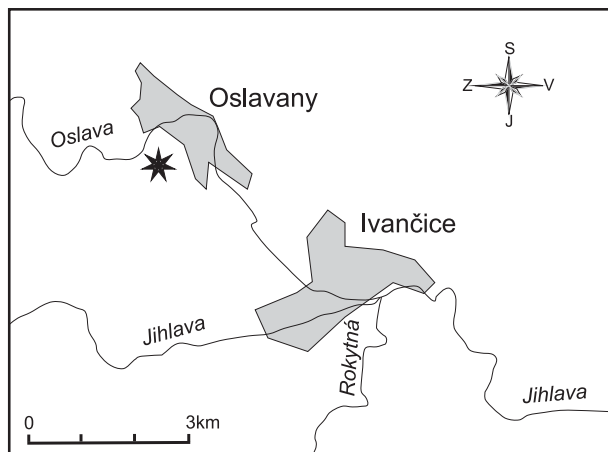
Pískovna založená v neogenních sedimentech v Oslavanech je holostatotypem spodnobadenských sedimentů (Cicha in Papp et al. 1978). Přes podrobné studium i stratigrafický význam lokality (Papp et al. 1978) chybí doposud bližší určení depozičního prostředí odkrytých sedimentů. V současnosti je pískovna už delší dobu nečinná a původní rozměry profilu (viz Cicha in Papp et al. 1978) jsou značně redukovány (Lysý 2007). Odkrytý sled sedimentů v rámci stěny dovoluje blíže určit prostředí depozice, což je cílem předloženého příspěvku.

Studovaná pískovna o délce ca 40 m a výšce 8,5 m se nachází 1,2 km jz. od kostela v Oslavanech (GPS koordináty: 49°6'49.56"N, 16°20'13.58"E). Pozice lokality je znázorněna na obr. 1.

Metodika

Odkrytý profil (obr. 2) byl studován „klasickými“ metodami sedimentární geologie (např. Nemeč 2005). Sedimentární profil 5 m stěnou byl zdokumentován, byly vyčleněny litofacie, odebrány vzorky na zrnitostní analýzy z jemnozrného písku, z jílových vložek 3 vzorky na mikropaleontologické studium a ze zpevněné pískovcové polohy vzorek na výbrus ke zjištění základní mineralogické a horninové skladby a k charakteristice strukturních znaků horniny. Výbrus z jemnozrného pískovce byl zdokumentován a nafocen pod polarizačním mikroskopem Nikon Eclipse ME600 s vestavěnou digitální kamerou DXM 1200 a zapsán do výbrusové databáze ČGS Brno.

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



Obr. 1: Situace lokality Oslavany.

Fig. 1: Situation of the locality Oslavany.



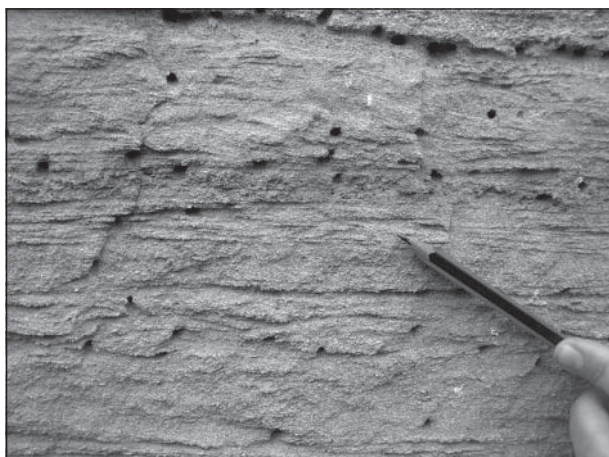
Obr. 2: Celkový pohled na lokalitu oslavanské pískovny (foto Jan Vít).

Fig. 2: Overview of the locality Oslavany pit (photo by Jan Vít).

Lokalita byla zapsána do databáze dokumentačních bodů ČGS a do databáze významných geologických lokalit tamtéž.

Sedimentologie a petrografie

Sedimentologické studium vedlo k vyčlenění 5 litofacií: Sl, Sr, Ss, Sp, a M. Výrazně zde dominuje paralelně laminovaný jemnozrný až velmi jemnozrný písek litofacie Sl. Tato litofacie se ojediněle zastupuje jemnozrnými písky s čeřinovým zvrstvením litofacie Sr (obr. 3)



Obr. 3: Asymetrické čeřiny (litofacie Sr).

Fig. 3: Asymmetric ripples (lithofacies Sr).

přičemž hodnota σI se pohybuje v rozmezí 1,2–1,7 ϕ . Kladné hodnoty koeficientu symetrie ukazují na pozitivně až silně pozitivně šikmou zrnitostní křivku (výrazná role zrnitostních frakcí jemnějších než medián). Zrnitostní studium druhé nejvíce rozšířené facie Sp (1 vzorek) přineslo hodnotu mediánu Mz rovnou 1,6 ϕ , sediment je velmi špatně vytříděn ($\sigma I=2,7 \phi$) a zrnitostní křivka je pozitivně asymetrická.

Odebraný vzorek na výbrus lze z petrografického hlediska charakterizovat jako jemnozrný vápnitý pí-



Obr. 4: Paralelně laminovaný písek (litofacie Sl) v nadloží s planárně šikmo zvrstveným pískem (litofacie Sp).

Fig. 4: Parallel laminated sands (lithofacies Sl) overlying by planar cross bedding sands (lithofacies Sp).

a jemnozrnými až střednozrnými písky s „mísovitým“ zvrstvením litofacie Ss. Ve vrchní části studovaného profilu byla zjištěna 70cm poloha hrubozrného až velmi hrubozrného písku s planárním šikmým zvrstvením litofacie Sp (obr. 4). V samém stropu profilu se nacházejí erozní korytovitá tělesa vyplněná jílovitým prachovcem (litofacie M). Litologický popis sedimentárního profilu je prezentován v tab. 1 a obr. 5.

Zrnitostní studium dominantní facie Sl (5 vzorků) ukazuje, že průměrná velikost zrna Mz se pohybuje v rozmezí 1,5–3,4 ϕ , sedimenty jsou relativně špatně vytříděné,

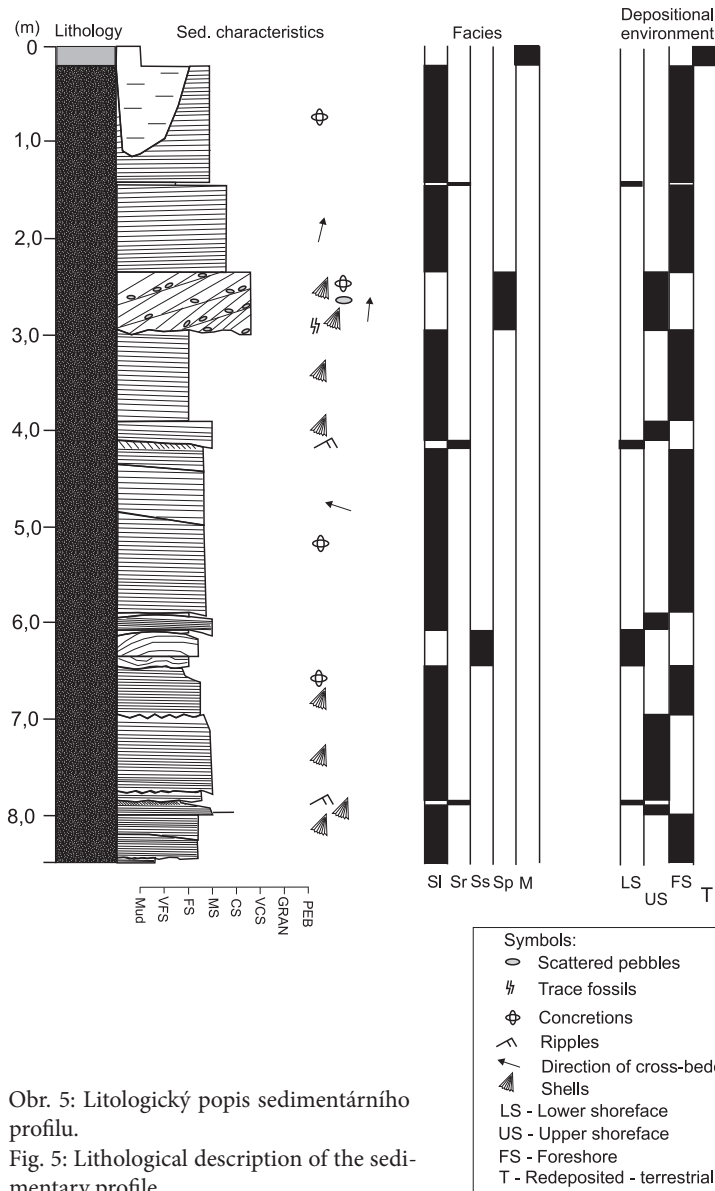
sek/pískovec až písčité vápenec. Nacházejí se zde klasty křemene, živců, slíd, úlomky hornin a zlomky schránek organismů, které tvoří asi 50 % obsahu klastické složky. Sediment je zrnitostně dobře vytříděný, stupeň opracování klastické složky je střední.

Ve výbrusech byly rozpoznány úlomky schránek měkkýšů, foraminifer, ostnů ježovek a fragmenty stélek řas. Velikost některých schránek měkkýšů se pohybuje až k 0,5 mm.

Facie	Popis	Interpretace
Sl	Světle žlutohnědý jemnozrný, jemnozrný až velmi jemnozrný, jemnozrný až střednozrný písek, jemně paralelně laminovaný, dobře vytříděný, bez výrazné gradace. Horizontální laminace nebo velmi mírný sklon lamin (do 5°). Mírně zvlněná (reliéf 10 cm sledovatelný na vzdálenost 3 m) nebo planární báze. Lokálně laminy nabohacené drtí schránek měkkýšů, občasné Fe konkrce a závalky kalovce. Nejčastěji zjištěná litofacie, která tvoří 81,1 %.	Sedimenty přibřeží (foreshore) případně svrchní předbřeží (upper shoreface)
Sr	Světle žlutavě hnědý jemnozrný písek s čeřinovým zvrstvením. Asymetrické čeřiny. Mocnost vrstev do 10 cm. Mírně zvlněná až planární báze. Tvoří 1,8 % studovaného profilu.	Spodní předbřeží (lower shoreface)
Ss	Jemnozrný, méně často až střednozrný písek, dobře vytříděný, „mísovité“ zvrstvení, konkávní báze, konvexní strop, rovnoběžná laminace s bází či stropem vrstev, ostré sříznutí těles přibližně čočkovitého tvaru. Litofacie představuje 6,5 % studovaného profilu.	Spodní předbřeží (lower shoreface)
Sp	Světle žlutohnědý hrubozrný lokálně až velmi hrubozrný písek, planární šikmé zvrstvení. Přítomnost schránek měkkýšů i jejich úlomků (do 2 cm velké), lokálně valouny až 4 cm, uložené ve shodě se zvrstvením. Fosilní stopy – výplně subhorizontálních chodeb, oválné bez skulptace stěn (Skolitos?). Litofacie reprezentuje 7,1 % vrstevního sledu.	Svrchní předbřeží (upper shoreface)
M	Světle šedý až zelenošedý jílovitý prachovec, výrazně erozní „korytovitá“ báze tělesa (reliéf přes 2 m sledovatelný na vzdálenost cca 5 m). Litofacie odpovídá 3,5 % vrstevního sledu.	Produkt redepozice neogenních sedimentů

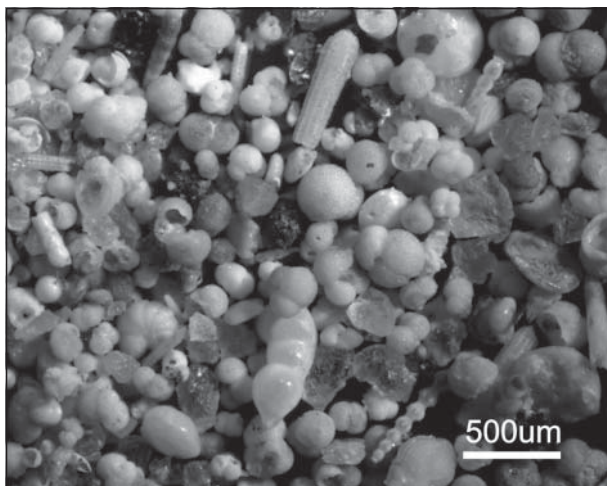
Tab. 1: Litofacie na lokalitě Oslavany.

Tab. 1: Lithofacies on the locality Oslavany.



Obr. 5: Litologický popis sedimentárního profilu.
 Fig. 5: Lithological description of the sedimentary profile.

Klasy křemene a živců jsou zakulacené, subangulární až oválné. Průměrná velikost těchto klástů se pohybuje okolo 0,1 mm. Zrna většinou monokrystalického kře-



Obr. 6: Foraminiferové společenstvo spodnobadenských jílu.
 Fig. 6: Foraminiferal assemblage of Lower Badenian clays.

meně převažují nad živci. V hornině jsou přibližně z 15 % zastoupeny oba typy živců (K-živce mírně převládá nad plagioklasem). K-živce jsou místy alterovány. Mezi slídkami dominuje muskovit nad biotitem. Lišty slídků ojediněle až 0,5 mm dlouhé jsou v hornině zastoupeny z 10 %. Biotit je místy chloritizovaný, chlorit se v hornině vyskytuje vzácně. Kromě výše pojmenovaných minerálů byla v hornině pozorována nazelenalá, kulatá zrna glaukonitu (procentuální zastoupení v sedimentu je 1–2 %). Z úlomků hornin byly rozpoznány klasy křemen-živcové, pravděpodobně granitoidního původu a vzácně klasy jílovce. Z akcesorických minerálů se zde nachází apatit a zirkon. Karbonátový tmel má bazální charakter a místy koroduje zrna křemene.

Paleontologie

Mikrofauna hrubozrnných písků litofacie Sp je ochuzená se vzácně se vyskytujícími foraminiferami *Lenticulina vortex* (Ficht. & Moll), *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb. apod., které jsou doprovázeny redeponovanými fosíliemi ottangských rzhakiových vrstev.

Mikrofauna jílových závalků nacházejících se v písčích litofacie SI dokládá typické spodnobadenské společenstvo „spodní lagenidové zóny“ sensu Grill (1941) s foraminiferami, ostrakody, úlomky zoárií mechovky, jehlic hub a ostnů ježovky (obr. 6). Mezi foraminiferami dominují planktonní druhy jako např. *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Paragloborotalia mayeri* (Cush. & Ell.), *Globorotalia bykova* (Ais.) doprovázené

bentickými druhy *Vaginulinopsis pedum* (d'Orb.), *Semivulvina pectinata* (Rss.), *Bolivina antiqua* d'Orb. a dalšími.

Jílovité prachovce litofacie M obsahují spodnobadenskou faunu s foraminiferami *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orb.), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Praeorbulina glomerata circularis* (Blow) indikující „spodní lagenidovou zónu“, resp. M5b zónu sensu Berggren et al. 1995. Vzhledem k pozici sedimentů a relativně nízkému obsahu foraminifer je možné předpokládat, že tyto sedimenty reprezentují spodnobadenské sedimenty přepracované během kvartéru.

Na lokalitě dominují redeponované schránky měkkýšů (ottang) nad schránkami in situ v poměru 246:7 (Lysý 2007).

Interpretace a závěr

Sedimenty odkryté v písčinně v Oslavanech interpretujeme jako produkt depozice v oblasti březního pásma (příbřeží/foreshore, předbřeží/shoreface) spodnobadenského moře. Zjištěné litofacie dobře odpovídají faciálním modelům pro uvedené depoziční prostředí (Reading 1996, Clifton 2006). Sedimentace byla ovlivněná bouřko-

vou činností, což nejspíše ukazuje na podmínky pobřeží nechráněného systémem bariér. Prostředím depozice se tyto sedimenty liší od většiny tzv. spodnobadenských okrajových klastik (např. brněnské písky), které sedimentovaly v prostředí hrubozrnné delty (Nehyba 2001), což kromě jiného ukazuje i na rozdílnou morfologii okraje pánve. V literatuře je popisován „transgresivní charakter“ lokality (Cicha in Papp et al. 1978), na který by mohla ukazovat existence tělesa jílovitého prachovce v nadloží písků. Vzhledem k úložným poměrům tohoto tělesa lze předpokládat roli eroze a redepozice, která nejspíše nastala po spodním badenu. Mocnost tělesa písků prokazatelně přesahuje 15 m (viz Cicha in Papp et al. 1978) i dle vrtného průzkumu (Pavliš 1973). Taková mocnost je pro samotné transgresivní písky poněkud netypická a kompletní profil tak může odrážet kromě transgrese i jiný trend pohybu březní čáry. Vzhledem k významu lokality by si řešení této problematiky zasloužilo případné další studium, které v současné situaci vyžaduje nejspíše vrtný průzkum.

Poděkování

Studium bylo podporováno grantovým projektem GA ČR 205/09/0103 a interním mapovacím projektem ČGS č. ú. 390003.

Díky patří doc. Ing. Šárce Hladilové, CSc. za kritické posouzení textu a cenné připomínky.

Literatura

- Brzobohatý, R. – Cicha, I. (1993): The Carpathian Foredeep. – In: Přichystal, A. – Obstová, O. – Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska. Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. K. Zapletala. – Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PŘF MU, 123–128. Brno.
- Berggren, W. A. – Kent, D. V. – Swisher, C. C., III. – Aubry, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – SEPM (Society of Sedimentary Geology), Spec. Publ. 54, 129–212.
- Clifton, H. E. (2006): A reexamination of facies models for clastic shorelines. – In: Posamentier, H.W. – Walker, R.G. (Eds.): Facies Models Revisited. – SEPM Spec. Publ. 84, 293–337.
- Grill, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – Oel. u. Kohle, 37, 595–602. Berlín.
- Lysý, Z. (2007): Měkkýši z lokality Oslavany (baden, karpatská předhlubeň). – MS, bakalářská práce PŘF MU Brno. 27 str.
- Nehyba, S. (2001): Lower Badenian coarse-grained deltas in the southern part of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). – Abstracts of IAS Meeting 2001, 97, Davos.
- Nehyba, S. (1997): Miocene volcanoclastics of the Carpathian Foredeep in Czech Republic. – Věstník ČGÚ, 72, 4, 311–327. Praha.
- Nemec, W. (2005): Principles of lithostratigraphic logging and facies analyses. – Institutt for geovitenskap, Uni. Bergen, 1–28.
- Papp, A. – Cicha, I. – Seněš, J. – Steininger, F. (1978): Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien). – Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, 6, VEDA, 1–594. Bratislava.
- Pavliš, R. (1973): Boskovická brázda – hydrogeologický průzkum. Závěrečná zpráva. – MS Vodní zdroje Holešov.
- Reading, H. G. (1996): Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. – Blackwell Sci. Publ., 1–593, Oxford.

SEDIMENTOLOGICKÉ STUDIUM KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ SPODNÍHO BADENU NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH MORAVSKÉ BRÁNY

Sedimentological study of the Lower Badenian clastic sediments on selected outcrops in the Moravian Gate

Slavomír Nehyba¹, Helena Gilíková², Pavla Tomanová Petrová², Jan Čurda³

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

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

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

(25–12 Hranice)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Badenian sediments, sedimentology

Abstract

Three outcrops of the Lower Badenian marginal sediments Kletná, Stachovice (near Suchdol nad Odrou) and Střítež nad Ludinou (near Hranice) have been documented by sedimentological, petrological and micropaleontological methods. The coarse-grained sandstones and fine-grained conglomerates with clasts of metamorphosed rocks, Culmian sediments and quartz pebbles prevail in the studying profiles. Two lithofacies were recognised in the outcrop Kletná: Gt – channel fill conglomerates; Gh – horizontally laminate conglomerates. Only one lithofacie Gi – very coarse sandstones to granules with layers of medium-grained conglomerates – was found on the locality Stachovice. Lithofacies Gt and Gm documenting amalgamated conglomerate beds were described in the outcrop Střítež nad Ludinou. Sediments of the localities Střítež nad Ludinou and Kletná we can interpret as a sediments of terrestrial environments whereas the sediments of locality Stachovice as a sediments of Gilbert-type delta.

Úvod

Při základním geologickém mapování na listech 25-122 Suchdol nad Odrou a 25-123 Hranice a pozdějších pracích jsme podrobněji zdokumentovali některé lokality s výchozy spodnobadenských klastických sedimentů za účelem rekonstrukce sedimentárního prostředí v období spodního badenu. Již v průběhu mapování byly nalezeny výchozy, které odpovídají z litostratigrafického hlediska „okrajovým klastikům“ badenu. Tyto sedimenty na listu mapy 25-122 Suchdol nad Odrou byly na základě zrnitosti, morfologické pozice a nadmořské výšky rozčleněny na klastika stachovického a fulneckého vývoje (např. Gilíková et al. 2006, Tomanová Petrová et al. 2007).

V tomto příspěvku jsou částečně shrnuty nejnovější sedimentologické, petrologické a paleontologické výsledky

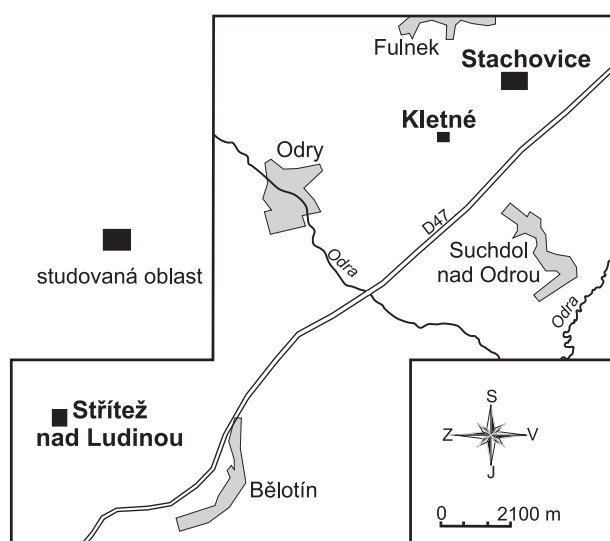
výzkumů sedimentů tzv. stachovického vývoje a dále pak sedimentů nacházejících se u Stříteže nad Ludinou (list 25-123 Hranice) – viz obr. 1.

Geologická situace

Karpatská předhlubeň na Moravě je součástí periferních alpsko-karpatských pánví v předpolí flyšových jednotek. Na JZ se napojuje na molasovou zónu Rakouska, na SV pokračuje na polské území. Zahrnuje soustavu miocenních pánví, které v souvislosti s násunem flyšových příkrovů Karpat přemísťovaly svůj prostor i osu směrem do předpolí na prohýbající se v. okraj Českého masivu, zatěžovaný hmotou příkrovů (Brzobohatý 2002).

Vznik části této pánve, dnes morfologicky označované jako Moravská brána, se datuje na hranici karpat/baden. Až do tohoto období představovala oblast Nízkého Jeseníku spolu s dnešním krou Maleníku jeden elevační celek. V souvislosti s násunem flyšových příkrovů Karpat došlo k vytvoření neogenní předhlubně stáří karpatu, která mohla zasahovat dále na Z až k dnešním svahům Nízkého Jeseníku. S dalším dosouváním podslezské a slezské jednotky flyšového pásma během mladoštýrské fáze docházelo k nárůstu mocnosti sedimentů v oblasti mezi Nízkým Jeseníkem a krou Maleníku. Následně došlo k rozlomení v. okraje Nízkého Jeseníku a kry Maleníku a vzniku pánve charakteru kaňonu hlubokého až 1000 m o šířce kolem 5–7 km (Eliáš – Pálenský 1998).

Na vyklenutém jv. okraji Českého masivu docházelo k rozsáhlé erozi starších miocenních uloženin. Vytvořil se předbadenský reliéf s hlubokými údolními sudetského sz.–jv. směru. Po dosunutí čela flyšových příkrovů Karpat do pozice blízko dnešní nastoupila do rozdílně poklesávající karpatské předhlubně nová mořská transgrese (Menšík et al. 1983). Vedle výrazných příčných depresí se začaly zvedat i podélné elevace směru SV–JZ, např. slavkovsko-těšínský



Obr. 1: Lokalizace studovaných profilů.
Fig. 1: Localization of studying profiles.

hřbet, jehož součástí je i Maleník, lemovaný na vnější, tj. z. straně mořskou pánví komunikující ve vrcholné fázi transgrese s celou centrální Paratethydou a tím i se světovým oceánem (Eliáš – Pálenský 1998, Brzobohatý 2002).

Nástup spodnobadenských sedimentace není synchronní. Podle Brzobohatého (2002) v hlubokých depresích předbadenského povrchu (např. Lhotka u Hranic, Oderská kotlina) začíná sedimentární sled sutěmi a brekciemi většinou kontinentálního původu, výše převládají klastika mořského původu. Jsou to písky a štěrky místní proveniencie a proměnlivého litologického složení. Vápňité jíly – „tégly“, které v karpatské předhlubni dominují, se ve studované oblasti ukládaly buď přímo na podloží anebo se nacházejí na píscích a štěrcích.

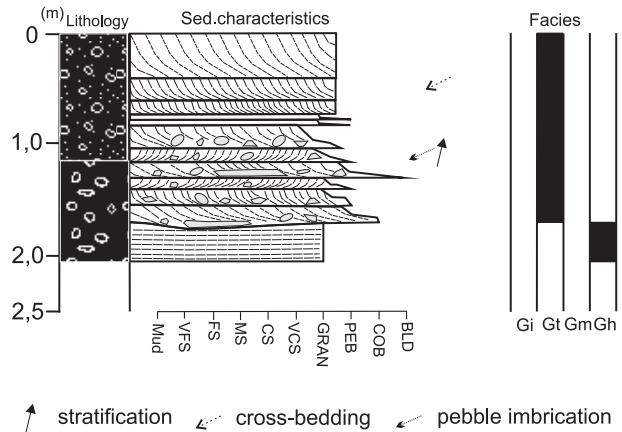
Výchozy sedimentů spodního badenu jsou na s. Moravě poměrně vzácné a mají omezený plošný rozsah, neboť po badenské regresi moře došlo k významné erozi těchto sedimentů (Czudek 1997). I přes limitovaný výskyt těchto sedimentů může jejich studium významně upřesnit poznatky o dynamice sedimentace ve spodním badenu (Jurková 1971, 1976b; Eliáš – Pálenský 1998) a přispět k objasnění jejich hydrogeologické úlohy jako infiltračních a transmisních oblastí podzemní vody.

Výsledky

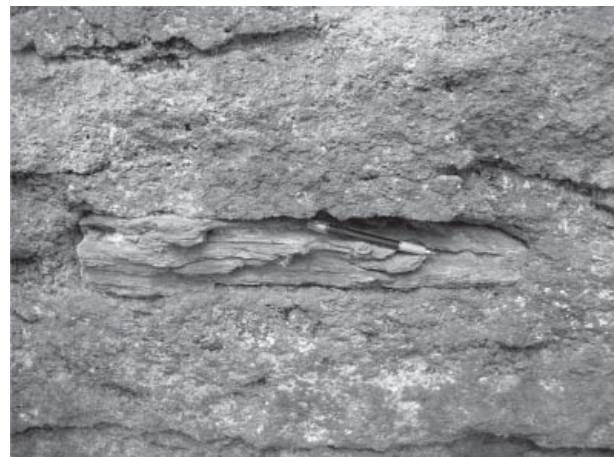
Lokalita Kletné (obr. 2 a 3)

Jedná se pravděpodobně o bývalý lůmek asi 5 m vysoký a 15 m dlouhý, ve kterém byly zastíženy drobně až střednozrnné slepence, místy hrubozrnné pískovce. V rámci studovaného odkryvu byly vyčleněny dvě litofacie. Dominuje facie Gt, která je zde tvořena korytovitými tělesy slepence. Mocnost jednotlivých těles se pohybuje od 10 do 40 cm, jejich délka přesahuje 1 m. Typická je ploše konvexní báze, podél které jsou nahromaděny nejhrubší klasty. Jejich velikost dosahuje až 45 cm (osa A), ale většinou se pohybuje v rozmezí 3–4 cm. Deskovitě a protáhlé klasty jsou uloženy rovnoběžně s bází, imbrikace je vzácná, přičemž byl určen typ A (p) AB (i). Zjištěné balvany i valouny jsou ostrohranné či poloostrohranné, místy oválné a jsou tvořeny dominantně horninami kulmu, méně často pak křemenem (pouze valouny). Podél báze je vyvinuta podpůrná struktura valounů. Ve vyšších partiích těles slepenců dochází k zmenšování velikosti zrna, je zde zastoupen drobnozrnný až střednozrnný slepenec a velmi hrubozrnný pískovec. Typické je korytovité šikmé zvrstvení. Facií Gh tvoří drobnozrnný slepenec s horizontální laminací. Velikost převážně ostrohranných a poloostrohranných klastů dosahuje max. 3 cm. Sedimenty této facie byly velmi špatně odkryty.

Z drobnozrnného slepence byl odebrán vzorek na výbrus. Jedná se o sediment zrnitostně špatně vytříděný, opracovanost klastické složky je variabilní. Klasty jednotlivých monominerálních zrn mají subangulární tvar, naopak horninové úlomky jsou oválné a většinou zakulacené. Velikostně největší klasty tvoří úlomky hornin. Převažují zde úlomky prachovců a jílovců místy až 5 mm velkých pocházející pravděpodobně z kulmských sedimentů, dále pak úlomky mikritizovaných vápenců, fylity, ruly, granitoidy, kvarcity a křemenné limonitizované pískovce. Velmi



Obr. 2: Sedimentární profil na lokalitě Kletné.
 Fig. 2: Sedimentary profile on the locality Kletné.



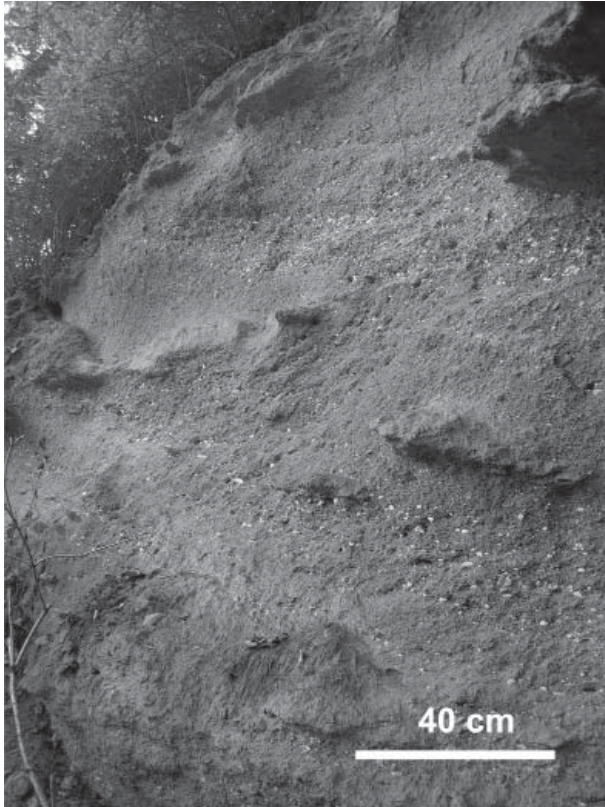
Obr. 3: Klast spodnokarbonské břidlice ve spodnobadenských okrajových klastikách.
 Fig. 3: Clast of Lower Carboniferous shale in Lower Badenian marginal clastic sediments.

vzácně zde byly nalezeny schránky foraminifer. Drobnější klasty tvoří monominerální zrna křemene a živců. Výrazně dominuje křemen nad živci (K-živce a plagioklasy). Menší část živců je postižena alterací. Slídy tvoří dlouhé sloupečky, z nichž biotit je místy přeměněn v chlorit. Z akcesorických minerálů byl zjištěn granát, turmalín i apatit. Vápňitý tmel má pórovo-bazální charakter, místy koroduje jednotlivá minerální zrna.

Lokalita Stachovice (obr. 4)

Na malé ploše byly nalezeny 3 výchozy – bývalé lůmky; ze dvou výchozů byly odebrány vzorky na výbrus a mikropaleontologii a rozsáhlejší výchoz byl podrobněji dokumentován. Sediment je celkově jemnozrnnější než na lokalitě Kletné. Byly zde odkryty výchozy v hrubozrnném písku až pískovci, ve kterém se nacházejí drobné polohy střednozrnného štěrku.

V rámci studovaného odkryvu byla zjištěna jediná facie Gi. Tvoří ji až 40 cm mocné vrstvy velmi hrubozrnného písku až gravelitu s několika centimetrů mocnými vložkami střednozrnného štěrku (velikost osy A do 5 cm). Sediment je nezralý a relativně špatně vytříděný. Vložky štěrku mají obvykle kostrovitou (openwork) stavbu, pří-



Obr. 4: Foresety a backsety ve spodnobadenských píscích/pískovcích (Stachovice).

Fig. 4: Foresets and backsets in the Lower Badenian sands/sandstones (Stachovice).

padně dominuje podpůrná struktura valounů. Valouny jsou poloostrohranné až oválné a jsou tvořeny převážně horninami kulmu a křemenem. Zjištěná přednostní orientace tvarově vhodných valounů je dominantně typu A (p), případně imbrikace A (p), AB (i). Pro tyto sedimenty je typické šikmé zvrstvení velké škály („foresety“), mocnost jednotlivých setů je většinou v rozmezí 10–20 cm. Bazální plocha setů je ploše konkávní a tato tělesa mají často tvar rozsáhlých velmi plochých koryt. Orientace zvrstvení je převážně rovnoběžná s vrstevnatostí, výrazně méně často je zjištěno planární šikmé zvrstvení s mírným sklonem a angulárním kontaktem báze. Lokálně byla zjištěna písčité klínovitá tělesa s opačnou orientací zvrstvení (tzv. backset). Orientace vrstevnatosti ukazuje na progradaci písčitého tělesa směrem k SV. Sediment je místně zpevněn vápnitým tmelem.

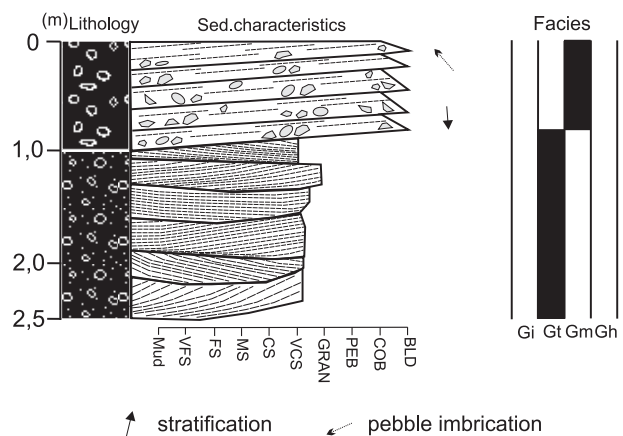
Z hrubozrnných, vápnitým tmelem zpevněných pískovců byly odebrány vzorky na výbrusy. Celková opracovanost je v obou případech podobná jako u vzorku z lokality Kletné, klastické úlomky jsou ale lépe vytříděny. Z klastických úlomků v hornině dominuje křemen nad živci (K-živce a plagioklasy) a slídkami (muskovit, biotit). Živce jsou z části sericitizovány, biotit je místy přeměněn v chlorit. Z akcesorických minerálů výrazně dominuje granát, místy má až 1% zastoupení v hornině. Dále byl zjištěn turmalín i apatit. Vzácně byl v sedimentech nalezen nazelenalý glaukonit. Z horninových úlomků převládají klasty metamorfovaných hornin. Jedná se především o ruly, svorové ruly, svory, fylity a kvarcity. Úlomky svorů

jsou místy až 5 mm dlouhé. Dále se zde vyskytují úlomky granitoidních a sedimentárních hornin (kulmské prachovce, jílovce a limonitem obohacené křemenné pískovce). Kromě výše zmiňovaných hornin byly nalezeny úlomky mikritizovaných vápenců s místy již částečně rekrystalizovanými schránkami organismů, dále pak fragmenty koralinických řas a schránky foraminifer a ostnů ježovek.

Ze dvou vzorků odebraných z různých odkryvů byl jeden bezfosilní a v dalším bylo zjištěno mikrofaunistické společenstvo, které se skládá z foraminifer, úlomků zoárií mechovky a schránek měkkýšů. Mezi foraminiferami dominuje *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.) doprovázená mělkovodními druhy *Amphistegina mammilla* (Ficht. & Moll), *Ammonia viennensis* (d'Orb.), *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), vzácně se nalézá planktonní *Globigerina* sp.

Lokalita Střítež nad Ludinou (obr. 5 a 6)

Severně a z. od obce Střítež nad Ludinou bylo při geologickém mapování nalezeno několik drobných výchozů v drobně až střednozrnných slepencích a v hrubozrnných pískovcích. Ze dvou odkryvů byly odebrány vzorky na výbrus a mikropaleontologii a jeden byl podrobněji sedimentologicky zdokumentován.



Obr. 5: Sedimentární profil na lokalitě Střítež nad Ludinou.
Fig. 5: Sedimentary profile on the locality Střítež nad Ludinou.



Obr. 6: Slepence z lokality Střítež nad Ludinou.
Fig. 6: Conglomerates of Střítež nad Ludinou locality.

U výchozu vhodného k sedimentárnímu studiu byly zjištěny dvě litofacie (obr. 5 a 6). Facie Gt reprezentuje velmi hrubozrnný pískovec až gravelit, případně drobnozrnný slepenec. Tělesa mají ploše korytovitý tvar a jejich rozsah bylo možno sledovat na vzdálenost přes 1 m. Typická je konkávní báze těles. Maximální mocnost těles byla 20 cm, obvykle 10–15 cm. V rámci koryt byla zjištěna paralelní laminace souhlasná s konkávní bází, případně korytovité šikmé zvrstvení. Na bázi byly obvykle nahromaděny relativně větší klasty, přičemž jejich maximální velikost byla 10 cm (osa A), výše pak kolem 3 cm. Byla dokumentována imbrikace typu A (p) AB (i) i mírně převažující typ A (⊥) AB (i). Podél báze byla pozorovatelná kostrovitá stavba, výše podpurná struktura valounů a pozitivní gradace (zmenšování průměrné velikosti klastů). Druhá facie Gm odpovídá hrubozrnnému slepenci, jehož tělesa mají ostrou erozní bázi, lavcovitou až deskovitou vrstevnatost a špatně zřetelné subparalelní zvrstvení. Mocnost jednotlivých poloh slepence byla kolem 10–20 cm. Polohy jsou amalgamovány do těles kolem 1 m mocných. Maximální velikost klastů dosahovala až 30 cm (osa A), tyto byly nahromaděny podél báze deskovitých vrstev (paralelní orientace protáhlých klastů s bází). Na bázi je patrná podpurná struktura valounů, výše podpurná struktura valounů až matrix (velmi hrubozrnný písek–gravelit). Klasty jsou velikostně i tvarově nevytřídněné, ostrohranné či poloostrohranné. Valouny byly tvořeny především horninami kulmu a případně křemenem, přednostní orientace byla sledovatelná obvykle pouze podél báze.

Drobnozrnné slepence až hrubozrnné pískovce jsou složeny převážně z klastických úlomků několika minerálů, z horninových úlomků a tmele. Jedná se o vápnlitý tmel, který má pórovo-bazální charakter a místy koroduje zrna křemene a živců. Pískovce a slepence jsou zrnitostně špatně vytríděny, stupeň opracování klastické složky je různý.

Klastickou složku představují polozaoblená až ostrohranná zrna křemene, polozaoblená zrna K-živců a plagioklasů a lupínky slíd reprezentovaných muskovitem a biotitem, který je částečně chloritizovaný. Zastoupení K-živců a plagioklasů je v rovnováze, zrna živců jsou často zakalena produkty alterace. Velmi drobná křemenná a živcová zrna lze považovat za součást základní hmoty. Nejhojněji a ve větších úlomcích jsou ve výbrusech zastoupeny klasty hornin, které jsou velmi dobře opracované, zakulacené a oválné. Především se jedná o fragmenty rul, svorů, fylitů, kvarcitů, granitoidů, vulkanitů, pískovců s glaukonitem a o úlomky kulmských prachovců, břidlic a křemenných pískovců. Kromě výše zmiňovaných hornin byly ve výbruse zastíženy velmi dobře opracované úlomky mikritizovaných vápenců s již částečně rekrystalizovanými schránkami organizmů, dále pak nepříliš hojně úlomky schránek organizmů, z nichž byly identifikovány fragmenty ježovek, koralinních řas a schránky foraminifer. Z akcesorických minerálů výrazně dominuje granát, který je v hornině zastoupen až ze 2 % a o něco méně přítomný zelenkavý glaukonit (pod 1 %). Byl zde zjištěn rovněž apatit a turmalín a velmi vzácně staurolit a chloritoid.

Ze střednozrnného pískovce bylo zjištěno početně i druhově chudé šelfové společenstvo foraminifer *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Globigerina praebuloides* Blow, *Stilostomella* sp., *Nonion* sp., *Cibicidoides* sp. se silně opracovanými schránkami bez skulpturace.

Interpretace a diskuze

Na lokalitách Střítež a Kletné ukazují sedimentární textury a struktury na rychlou sedimentaci v terestrickém prostředí. Sedimentace probíhala převážně z turbulentních, sedimentem velmi bohatých přívalových proudů (hyperconcentrated flows). Zčásti lze doložit také trakční transport. Lze uvažovat o prostředí s výraznými rozdíly v rychlosti proudění, množství transportovaných klastik i vody. Sedimentace byla nejspíše občasného/efemerního charakteru, transportovaný materiál je slabě zvětřalý a dominantně místní proveniencie. Poněkud jiná je situace na lokalitě Stachovice. Sedimentaci spojujeme s depozicí na podvodních svazích hrubozrnné delty (Gilbert-type delta?). Sedimenty na studovaných lokalitách ukazují na výraznou roli reliéfu při jejich depozici a pozici při okraji sedimentární pánve. Doklad o dynamickém prostředí a transportu sedimentů v obou výše uváděných oblastech podávají také ohlazené, případně poškozené schránky foraminifer bez skulpturace.

Z petrografického hlediska se vzorky z lokalit Kletné, Stachovice a Střítež od sebe výrazně neodlišují. Výrazný podíl klastické složky představuje místní materiál, tzn. jedná se o kulmské horniny (prachovce, břidlice a pískovce), který byl transportován pouze na kratší vzdálenost. Na základě přítomnosti velkého množství dobře zachovaných a opracovaných valounů rul, svorů a granitoidů se lze domnívat, že alespoň část materiálu dotujícího karpatskou předhlubeň mohla být derivována i z jiných geologických jednotek. Je známo (např. Zapletal 1988), že i v kulmské pánvi se nacházejí valouny z granitoidních, rulových a svorových hornin. Výskyt akcesorického minerálu staurolitu a především chloritoidu na lokalitě Střítež ukazuje na jinou provenienci, než jsou pouze kulmské sedimenty. Staurolit byl sice v sedimentech kulmského stáří nalezen velmi ojediněle (např. Otava 1988), ale chloritoid v nich doposud zjištěn nebyl.

Chloritoid je v Českém masivu velmi vzácný. Nejbližší jeho výskyt od místa nálezů je v Hrubém Jeseníku ve vrbenkové skupině a to v chlorit-chloritoid-sericitických fylitech a v muskovit-chloritoidových břidlicích (Aichler et al. 2000, Žáček et al. 2000). Staurolit se vyskytuje mnohem častěji. Nejhojněji je znám ze svorů a fylitů Hrubého Jeseníku (např. Slavík et al. 1974), ale také z flyšových karpatských pískovců (Peslová 1971) a velmi vzácně ze sedimentů západního kulmu (Otava 1988). Zdroj materiálu by přesněji odhalily mikrosondové analýzy minerálů. Je pravděpodobné, že materiál mohl být derivovaný z Hrubého Jeseníku a odtud byl hlubokými údolními ve formě hustých proudů transportován do pánve.

Na směs různé proveniencie také ukazuje výskyt velmi dobře opracovaných mikritických vápenců se schránkami organizmů a nález pískovců s glaukonitem. Tyto horninové úlomky mohou pocházet z flyšových karpatských sedimentů anebo došlo k redepozici již dříve uložených sedimentů.

Závěr

Sedimentologické, petrografické i paleontologické studium přineslo předběžné výsledky o tzv. bazálních klastikách spodního badenu v Moravské bráně. Sedimentace nejspíše občasného charakteru v oblasti Strítěže nad Ludinou a Kletného probíhala převážně z turbulentních, sedimentem velmi bohatých přívalových proudů. Lze uvažovat o prostředí s výraznými rozdíly v rychlosti proudění, množství transportovaných klastik i vody. Sedimenty od Stachovic dokumentují sedimentaci hrubozrnné delty (Gilbertova typu?).

Přesnější obraz o celkovém sedimentačním charakteru oblasti přinese výzkum dalších lokalit, který je naplánovaný na rok 2009.

Poděkování

Studium bylo podporováno grantovými projekty GAČR TOP 08/E 014 a 205/09/0103 a interním projektem ČGS č. ú. 327100. Děkujeme RNDr. Peterovi Pálenskému za kritické posouzení článku.

Literatura

- Aichler, J. (red.) – Adamová, M. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Hanžl, P. – Holásek, O. – Hrouda, F. – Chlupáčová, M. – Krejčí, Z. – Kočandrle, J. – Macek, J. – Manová, M. – Nekovařík, Č. – Orel, P. – Pecina, V. – Šalanský, K. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 14–423 Libina. – MS ČGS Praha.
- Brzobohatý, R. (2002): Karpatská předhlubeň. – In: Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stránilík, Z. (eds.): Geologická minulost České republiky, 346–354. Academia. Praha.
- Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – Sursum Tišnov. 213 str.
- Czudek, T. – Cicha, I. (1962): K rozšíření tortonu ve východní části Nížkého Jeseníku. – Věst. Ústř. Úst. geol., 37, 3, 183–190. Praha.
- Eliáš, M. (1998): Jerlochovické stěny – nová chráněná lokalita v okrese Nový Jičín. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 25. Brno.
- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vzniku miocenních předhlubní na Ostravsku. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1997, 65–66. Praha.
- Gilíková, H. – Nývlt, D. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Maštera, L. (2006): Nové poznatky z geologického mapování na listu 25-122 Suchdol nad Odrou. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 68–71. Brno.
- Jurková, A. (1971): Vývoj badenské čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku. – Geol. Práce, Spr., 57, 155–160. Bratislava.
- Jurková, A. (1976 a): Paleohydrogeologie Ostravska, Moravské brány a opavské neogenní pánve. – MS Geologický průzkum. Ostrava.
- Jurková, A. (1976 b): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – Čas. pro min. a geol., 21, 4, 426–471. Praha.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. – Houša, V. – Paslová, H. – Rybářová, L. – Šmíd, B. – Šebesta, J. – Tyráček, J. – Vašíček, Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Čes. Akad. Věd. Praha, 304 str.
- Otava, J. (1988): Význam těžkých minerálů pro paleogeografii a litofaciální analýzu paleozoika východního okraje Českého masivu. – MS, kandidátská disertační práce, pp. 142. Praha.
- Peslová, H. (1971): Asociace těžkých minerálů v istebňanských vrstvách (Moravskoslezské Beskydy). – Věst. Ústř. Úst. geol., 46, 2, 93–100.
- Slavík, F. – Novák, J. – Kokta, J. (1974): Mineralogie. – Academia, pp. 486. Praha.
- Tomanová Petrová, P. – Gilíková, H. – Otava, J. – Pálenský, P. – Šrámek, J. (2007): Lower Badenian clastics in the Moravian Gate from the viewpoint of mapping geologist. – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 36, Geology, 31–38. Brno.
- Zapletal, J. (1989): Viséská gravelitová sedimentace v kulmu Nížkého Jeseníku. – AUPO, Fac. r. nat. vol. 95, Geographica-Geologica XXVIII, 15–29. Praha.
- Žáček, V. (red.) – Adamová, M. – Aichler, J. – Čurda, J. – Chlupáčová, M. – Kočandrle, J. – Manová, M. – Nekovařík, Č. – Holásek, O. – Pecina, V. – Šalanský, K. – Večeřa, J. – Vít, J. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 14–421 Velké Losiny. – MS ČGS Praha.

SEDIMENTÁRNĚ PETROGRAFICKÉ STUDIUM NEOGENNÍCH A PLEISTOCENNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V OKOLÍ HRADU VEVEŘÍ SZ. OD BRNA

Fluvial deposits (Neogene-Pleistocene) in the surroundings of Veverí castle NW of Brno

Slavomír Nehyba¹, Karel Kirchner²

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

²Ústav geoniky AVČR, v.v.i. pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno; e-mail: kirchner@geonika.cz

(24–32 Brno)

Key words: Neogene, Pleistocene, fluvial deposits, terraces

Abstract

The fluvial deposits of the Paleo-Svratka River were studied on 3 localities in the broader surroundings of the castle Veverí (NW of Brno). Sediments represent 3 different terraces and their ages range from Upper Miocene to Middle Pleistocene. Petrography of pebbles and heavy mineral assemblages (heavy mineral spectra, garnet and rutile chemistry) reveal differences in provenance of sediments.

Úvod

Řešení problematiky vývoje údolí řeky Svratky významně souvisí s lokalizací sedimentů, které lze geneticky spojit s fluviální sedimentací. Z tohoto důvodu byly v okolí hradu Veverí terénním průzkumem a pomocí řady vrtných i výkopových prací ověřovány a vyhledávány některé izolované výskyty nezpevněných klastických sedimentů na morfologicky zřetelných plošinách na východním okraji

Boskovické brázdy a západním okraji Bobravské vrchoviny. Tyto sedimenty byly dále studovány metodami sedimentární petrografie a sedimentologie za účelem určení jejich geneze, zdrojové oblasti a případné souvislosti jednotlivých výskytnů. V tomto příspěvku jsou prezentovány výsledky studia tří lokalit tj. plošiny „U buku“, lesní plošiny nad Junáckou loukou a plošiny u myslivny Na Pile. Oblasti výzkumu jsou znázorněny na obr. 1.



Obr. 1: Lokalizace studovaných odkrytí.
Fig. 1: Situation of the studied outcrops.

Plošina „U buku“ nad Novými Dvory

Tyto sedimenty interpretují Müller, Novák et al. (2000) jako fluviální písčité šterky stáří spodní pleistocén až pliocén. Plošina se zbytky šterkopísků se nachází v relativní výšce 84 m nad údolím Svratky. K jejich ověření byly provedeny dvě kopané sondy (K 1 – pozice 49°14' 52,5"N, 16°27'15,5"E, nadmořská výška 307 m, K 2 – pozice 49°14' 52,7"N, 16° 27'12,9"E, nadmořská výška 307,5 m). Hloubka sond dosáhla 0,8 m. Na bázi výkopů byly zjištěny silně rozvětralé horniny brněnského masivu, které mají charakter žlutavě hnědé jílovito-písčité zvětraliny s ostrohrannými klasty granodioritu (Ø až 15 cm). Kontakt s nadložními sedimenty byl velmi nerovný, když vertikální rozdíl 0,3 m bylo možno sledovat na profilu o délce 1 m.

V nadloží zvětralin byly zjištěny světle žluté až bělavé žluté písčité šterky, místy až velmi hrubozrné písky se šterkem o mocnosti do 0,6 m. Tento sediment byl špatně vytríděn, když hodnota koeficientu vytrídění σ_I odpovídala 3,8 ϕ (Folk, Ward 1957). Medián M_z dosahoval hodnotu 2 ϕ . Relativně vysoká byla přítomnost siltové a jílové frakce (kolem 24 %). Subhorizontální stratifikace podmíněná částečným zvýšením nahromaděním valounů do lamin byla slabě zřetelná. Petrografické studium valounů (frakce nad 8 mm) ukázalo dominanci křemene (64,7–73 %), který byl především bělavě zbarven. Valouny křemene nebyly výrazně tvarově vytríděné. Mírně

převažoval sférický tvar (37,5 %). Zastoupení diskovitých, sloupcovitých i čepelovitých tvarů se pohybovalo kolem 20 %. Křemeny byly naprosto dominantně ostrohranné a poloostrohranné (50–88,6 %), zaoblené a polozaoblené křemeny byly málo časté. Z dalších hornin tvoří valouny silně zvětralý granitoid (5–27,2 %), aplit (1,9 %), ortorula (3,2–6 %), kvarcit (1,9–7 %), silně zvětralý křemenný pískovec (1,3 %) a tmavě šedé až černošedé rohovcové brekcie a silicity (3–5 %). Maximální velikost klastů těchto hornin se pohybovala od 3 (ruly) do 9 cm (křemen) a tyto valouny byly převážně poloostrohranné a sférické. Analýza průsvitných těžkých minerálů (frakce 0,063–0,125 mm) doložila dominanci staurolitu, který tvořil 24,8 %. Dále byla zjištěna výraznější přítomnost zirkonu (19,0 %), disthenu (14,3 %) a granátu (11,6 %). Ostatní průsvitné těžké minerály (rutil, zoisit, epidot, turmalín, apatit, monazit, amfibol, spinel) byly zastoupeny pouze několika procenty. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) dosáhla 30,6 %, když v rámci stabilních minerálů dominoval zirkon.

V nadloží písčitého štěrku byla lokálně zjištěna max. 10 cm mocná poloha světle až sytější hnědé písčitého jílu s ojedinělými valouny. Psefitická složka, která tvořila kolem 1% sedimentu, byla zastoupena převážně bělavým křemenem (60 %), jehož klasty dosahovaly velikosti až 2 cm (osa A). Křemeny byly převážně sférické, poloostrohranné či polozaoblené. Dále byly zjištěny klasty načervenalého granitoidu, křemen-živcového agregátu a silně zvětralé zelenavě šedé horniny (metamorfity?). Písčítá složka (16 % sedimentu) byla dominantně tvořena jemnozrnným a velmi jemnozrnným pískem. Analýza průsvitných těžkých minerálů (frakce 0,063–0,125 mm) potvrdila dominanci staurolitu (37,3 %). Dále byl výrazněji zastoupen zirkon (24,0 %) a rutil (9,8 %). Ostatní průsvitné těžké minerály (disthen, granát, zoisit, epidot, turmalín, apatit, monazit, amfibol, spinel, titanit) se na složení asociace podílely pouze několika procenty. Hodnota indexu ZTR dosahovala 36,7 %, když v rámci stabilních minerálů převažoval zirkon.

V nejvyšší části studovaného profilu se nacházela max. 15 cm mocná vrstva světle hnědé sprašovitě hlíny. Její výskyt byl spíše lokální, když na mnoha místech vystupovaly písčité štěrky až na samotný povrch.

Lesní plošina nad Junáckou loukou

V oblasti lesní plošiny nad Junáckou loukou byly odvrtny dva vrty pomocí ruční vrtné soupravy (V 8 – pozice 49°15'55,6"N, 16°27'35,9"E, nadmořská výška 295 m, V 9 – pozice 49°15'55,0"N, 16°27'34,9"E, nadmořská výška 294,5 m). Plošina se štěrkopísky se nachází v relativní výšce 71 m nad údolím Svatky.

Silně zvětralé granodiority brněnského masivu byly navrtány již v hloubce 0,6–0,9 m. V jejich nadloží byly zjištěny světle žlutohnědé až bělavé písčité štěrky o mocnosti do 0,6 m. Báze štěrku je ostrá. Zrnitostní analýzy (3 vzorky) ukázaly zastoupení štěrkové frakce od 25,8 do 41,2 %, písčítá frakce tvořila 37–41,1 %, prachovitá frakce 17,9–27,9 % a jílovitá 5,1–12 %. V rámci polohy písčitého štěrku bylo možno sledovat určité zjemňování směrem vzhůru, projevující se snížením přítomnosti štěrkové a písčité frakce i zmenšením velikosti valounů. Písčité štěrky byly velmi

špatně vytríděny, když hodnota koeficientu vytrídění σ_I dosahovala 4,1–4,2 ϕ (Folk, Ward 1957). Medián Mz se pohyboval v rozmezí 0,1–2 ϕ . Velikost valounů byla proměnlivá. Největší klasty se nacházely jak podél báze, tak povrchu tělesa štěrku. Největší valouny (bělavý křemen) měly velikost 6,5 cm (osa A). Valouny ostatních hornin dosahovaly menší velikosti, obvykle do 2 cm. Výjimečně byl nalezen valoun pískovce o velikosti 4,5 cm.

Petrografické studium valounů (frakce nad 8 mm, 6 analýz) ukázalo převážně dominanci křemene (47,5–64,2 %), který byl především bělavý („mléčný“), dále zjištěn narůžovělý, nahnědlý a šedě zbarvený. Na klastech křemene byly zjištěny zbytky bělavé slidy a také drobné korozivní povrchové deprese. Nejčastěji byl zjištěn sférický a čepelovitý tvar, relativně nejméně pak sloupcovitý. Křemeny byly dominantně poloostrohranné a polozaoblené. Relativně hojně byly i ostrohranné křemeny, zaoblené se nacházely naopak vzácněji. Z dalších hornin tvořily valouny především různé typy (dvojslídna, muskovitická, stébelnatá, okatá, turmalinická, bělavě šedá i načervenalá) rul (31,6–41,0 %), fylity (5,3–11,0 %), kvarcity (1,3–1,5 %), rezavě hnědý pískovec/arkóza (0,6–9,1 %), tmavě šedý silicit (0,6 %), křemen-živcový agregát (5,6–7,9 %) silně zvětralý granitoid (0,9–2,5 %), a živec (2,1 %). Valouny hornin byly dominantně poloostrohranné. Zaoblené klasty byly zjištěny pouze u pískovce a některých fylitů.

Studium průsvitných těžkých minerálů (3 analýzy, frakce 0,063–0,125 mm) ukázalo asociaci zirkon (12–21,8 %) – granát (18,8–19,2 %) – disthen (15,7–20,8 %) – amfibol (11,2–20,4 %), ojediněle byl zjištěn také zvýšený obsah epidotu (12,8 %). Ostatní průsvitné těžké minerály (rutil, zoisit, turmalín, apatit, monazit, spinel, titanit, silimanit, staurolit) byly zastoupeny pouze několika procenty. Hodnota indexu ZTR dosahovala 16,6–28,4 %, když v rámci stabilních minerálů převažoval zirkon.

Nejvyšší část profilu byla tvořena maximálně 0,2 m mocnou vrstvou světle šedé prachovito-písčité hlíny s úlomky hornin.

Plošina u myslivny Na Pile

V oblasti plošiny u myslivny Na Pile byly odvrtny čtyři vrty pomocí ruční vrtné soupravy (V 1 – pozice 49°15'36,2"N, 16°27'59,4"E, nadmořská výška 243 m, V 2 – pozice 49°15'36,8"N, 16°27'59,2"E, nadmořská výška 242 m, V 3 – pozice 49°15'36,2"N, 16°27'57,4"E, nadmořská výška 243 m, V 4 – pozice 49°15'36,3"N, 16°28'0,7"E, nadmořská výška 243 m). Plošina se zbytky štěrkopísky se nachází v relativní výšce 22 m nad údolím Svatky.

Rezavě žlutohnědá jílovito-písčítá zvětralina hornin brněnského masivu s ostrohrannými úlomky granodioritu byla navrtána v proměnlivé hloubce od 0,25 do 0,90 m. V nadloží byly lokálně zachovány světle žlutohnědé, rezavě hnědé, místy našedlé písčité štěrky o mocnosti max. 0,65 m. Zrnitostní analýzy (4 analýzy) doložily převahu štěrkové frakce (55,7–68 %), nižší zastoupení frakce písčité (20,9–30,8 %) a nízké zastoupení prachovité a jílovité frakce (8,1–13,5 %). Písčité štěrky byly velmi špatně vytríděny, když hodnota koeficientu vytrídění σ_I dosahovala 2,1–3,8 ϕ (Folk, Ward 1957). Medián Mz se pohyboval

v rozmezí $-2,0$ až $-0,4 \phi$. Zjištěné valouny měly maximální velikost až 10 cm (osa A) a jednalo se o bělavý křemen nebo světle šedou muskovitickou rulou.

Petrografické studium valounů (frakce nad 8 mm, 5 analýz) ukázalo dominantní zastoupení rul (37,6–61,2 %). Byly přítomny jejich nejrůznější typy (dvojslídňá, muskovitická, stébelnatá, okatá, turmalinická, bělavě šedá i načervenalá). Valouny rul byly především ostrohranné a poloostrohranné, když zaoblené a polozaoblené klasty byly výrazně méně četné. Nebyl zjištěn přednostní tvar valounů rul. Výrazné bylo také zastoupení křemene (19,7–37,8 %), který byl především bělavý („mléčný“), dále zjištěn načervenalý, nahnědlý a šedě zbarvený. Na klastech křemene byly zjištěny zbytky bělavé slídy a také drobné korozivní povrchové deprese. Křemen měl nejčastěji sférický a diskovitý tvar, relativně nejméně pak tvar sloupcovitý. Jeho klasty byly dominantně poloostrohranné a polozaoblené. Relativně četné byly i ostrohranné křemeny, zaoblené byly naopak vzácnější. Z dalších hornin byly zjištěny fylity (3,9–11,3 %), kvarcicity (0,6–11,8 %), svory (1–2,5 %), amfibolit (1,3 %), křemen-živcový agregát (1,0–8,9 %), metabazit (0,7 %), rezavě hnědý pískovec/arkóza (1,0–1,4 %), načervenalý silicit/sluňák (0,7 %), tmavě šedý silicit (0,6 %), zvětralý granitoid (1,9–3,9 %). Valouny těchto hornin byly dominantně poloostrohranné. Zaoblené klasty byly zjištěny pouze u pískovce, silicitu a fylitů. Studium průsvitných těžkých minerálů (3 analýzy, frakce 0,063–0,125 mm) potvrdilo asociaci granát (17,8–41,6 %) – disthen (11,6–15,1 %) – amfibol (13,5–25,3 %) – epidot (12,3–23,4 %). Ojedinele byl dále zjištěn vyšší podíl zirkonu (10,3 %) a staurolitu (14,1 %). Ostatní průsvitné těžké minerály (rutil, zoisit, turmalín, apatit, monazit, silimanit, spinel, titanit) byly zastoupeny pouze několika procenty. Hodnota indexu ZTR dosahovala 7,2–13,1 %, když v rámci stabilních minerálů dominoval zirkon.

V rámci tělesa písčitého štěrku lze odlišit subhorizontální stratifikaci indikovanou laminami valounů. Mocnost takto vymezených poloh se pohybovala v rozmezí 15–20 cm. Podél svrchní hranice písčitého štěrku byly zjištěny relativně četnější větší klasty (hojně křemen, náznaky pouštního laku, velikost do 6 cm).

Nejvyšší části profilu byly tvořeny světle šedohnědou písčitou hlínou s valouny a ostrohrannými úlomky. Báze hlíny byla relativně neostrá.

Chemismus granátů a rutilu

Chemismus granátů a rutilu lze využít k určení proveniencí. Chemické analýzy byly provedeny pomocí elektronové mikrosondy Cameca SX-100 na PřF MU Brno. Celkem bylo k dispozici 68 analýz granátů (51 lesní plošina, 6 U buku a 11 Na pile) a 20 analýz rutilu (12 lesní plošina, 3 U buku a 5 Na pile). Množství dat z jednotlivých lokalit je značně nerovnoměrné, a proto je jejich srovnání obtížné. Ve všech studovaných vzorcích je zřetelná dominance almandinové komponenty, která dominuje v absolutní většině analyzovaných zrn (obr. 2). Převaha složky pyropové, grosulárové či spessartinové byla zjištěna vždy jen v jednom zrně. Granáty lze pak klasifikovat jako ALM, ALM-PYR, ALM-GRS, ALM-SPE, ALM-PYR-GRS, výjimečně GRS,

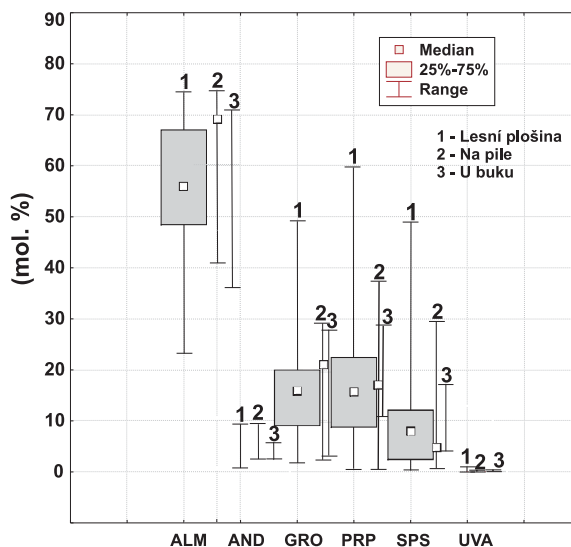
GRS-ALM, PYR-ALM, ALM-GRS-SPE, SPE-GRS. Provenienci granátů lze hledat v metamorfovaných horninách, především pak v metapelitech, případně zčásti v granulitech.

V případě proveniencí z metamorfovaných hornin je výhodné studium chemismu rutilu (Force 1980), když jsou převážně studovány koncentrace Nb, Cr a Zr (Zack et al. 2004a, Triebold et al. 2005). Jejich zastoupení je v získaných analýzách značně rozdílné. Z důvodu nedostatečného množství dat nelze usuzovat na rozdíly mezi jednotlivými lokalitami na tomto základě. Koncentrace Nb se ve studovaných rutilech pohybuje v rozmezí 112–4340 ppm, koncentrace Cr pak mezi 27 a 1054 ppm a koncentrace Zr mezi 37 a 3333 ppm. Koncentrace Fe dokladují provenienci rutilu z metamorfovaných hornin. Převažující relativně nízké koncentrace jak Cr a vyšší Nb mohou být interpretovány jako doklad převažujícího zdroje z metapelitů a podřízené z metamafických hornin. Následně také metamorfní teplota dle Zack et al. (2004b) kolísá v rozmezí 672–854 °C.

Interpretace

Studované sedimenty jsou interpretovány jako produkt sedimentace v říčním prostředí, bez bližší specifikace fluvialního stylu. Všechny studované sedimenty jsou uloženy přímo na zvětralém krystalinickém podloží, což ukazuje na roli eroze předcházející depozici. Geneze sedimentů a pozice v rozdílné nadmořské výšce ukazují na jejich rozdílné stáří. Přesto, že se studované sedimenty nachází na relativně malém území, tak mají rozdílné petrografické složení, což dovoluje usuzovat na vývoj zdrojové oblasti.

Na studovaných lokalitách můžeme odlišit několik základních zdrojových oblastí: brněnský masiv, moravikum, svratecké krystalinikum, boskovická brázda a karpatská předhlubeň (především šterky stáří ottang). Tyto zdrojové oblasti lze rozdělit také i z pohledu vzdálenosti na místní (brněnský masiv, boskovická brázda) a vzdálenější (moravikum, moldanubikum). Ke vzdálenějším zdrojům lze přiřadit i horniny karpatské předhlubně, neboť jejich



Obr. 2: Srovnání složení granátů ze studovaných lokalit.
Fig. 2: Comparison of composition of garnets from deposits of studied localities.

případná přítomnost mohla omezit zdroj materiálu ze skalního podloží.

Stratigrafické zařazení studovaných relikvů fluvialních sedimentů je při současném stavu jejich poznání problematické, a proto vycházíme z jejich pozice v reliéfu, tedy nad údolím Svatky, a vztahem k významným morfostratigrafických úrovním základního systému fluvialních teras v brněnském prostoru (podrobněji viz Musil 1982, 1993, Müller, Nováka et al. 2000). Schéma říčních teras vychází především z teras Svatky, ale systém je postupně možno doplňovat a zpřesňovat dalšími dílčími poznatky i pro svratecké údolí.

Nejvýše položený relikv fluvialních sedimentů leží na plošině „U buku“ (307 m n. m.) v relativní výšce 84 m nad údolím Svatky. Výrazná plošina je protažena zhruba ve směru ssv.-jjz. v délce cca 800 m, na západní straně je omezena údolím Veverky. Směrem východním přechází výrazným úpatím do příkrých svahů Bobravské vrchoviny. Od dnešního údolí Svatky je vzdálena zhruba 1 km. Vzhledem k charakteru fluvialních sedimentů (viz výše) předpokládáme, že tyto sedimenty mají svrchně miocenní stáří s možností zařazení k terase líšeňské (dle Musila 1993). Petrografické složení valounů i asociace těžkých minerálů matrix štěrků vykazují určitou podobnost s hodnotami uváděnými Novákem (1989), Čtyrkou et al. (1999) a Nehybou et al. (2006) pro sedimenty karpatské předhlubně stáří ottang v širším okolí zájmové lokality. Lze předpokládat dominantní zdroj z intenzivně zvětralých hornin krystalinika a/nebo významnou roli redepozice ze starších sedimentů.

Nad Junáckou loukou je situován zbytek říčních sedimentů na plošince dílčího hřbetu vybíhajícího směrem jihozápadním k údolí Svatky (nadmořská výška 295 m, relativní výška nad údolím Svatky 70 m). Plošina erozního původu seřezává podložní granodiority brněnského masivu i pruh devonských vápenců, který probíhá severozápadní částí plošiny. Zbytek štěrkopísků ležících na plošině výrazně souvisí s fluvialní činností Svatky, s ohledem na její pozici ji řadíme do spodního pleistocénu (i vzhledem k možnosti korelace s terasou stránskou podle Musila 1993). Ve zdrojové oblasti je výrazná role moravika a svrateckého krystalinika, určitou roli sehrály také horniny boskovické brázdy a brněnského masivu. Část valounů křemene může pocházet také ze starších sedimentů karpatské předhlubně, jejich zastoupení ve zdrojové oblasti je již nápadně nižší.

Plošina u myslivny Na pile (nadm. výška 243 m, relativní převýšení 22 m) je situována na plochém jádru odříznutého zaklesnutého meandru v morfologicky komplikované soutokové oblasti Svatky a Veverky. Plošina je omezena příkrými svahy s výchozí skalního podloží oproti údolnímu dnu Svatky i odříznutého meandru. Dno opuštěného meandru se nachází cca 8 m nad údolím Svatky. Po stránce proveniencie sedimentů zde panuje vcelku obdobná situace jako na výše popsané lokalitě Nad Junáckou loukou, když pozorujeme výraznou roli hornin moravika a svrateckého krystalinika a menší roli hornin boskovické brázdy a brněnského masivu. Určitá část materiálu pochází také ze starších sedimentů karpatské předhlubně a zvětralin krystalinika. Říkovský (1932) spojuje genezi údolního dna odříznutého meandru v okolí myslivny Na Pile s vývojem

potoka Veverky. Zjištěný chemismus granátu a rutilu je dosti podobný hodnotám zjištěným Nehybou et al. (2008) pro pleistocenní sedimenty Svatky v oblasti Bystrce a také výsledkům petrografického studia ukazujícím na spojení s fluvialní činností řeky Svatky, což by podporovalo názor, že vznik odříznutého meandru má tuto genezi. Srovnání výsledků sedimentárně-petrografického studia s hodnotami získanými ze sedimentů terasy B v oblasti brněnské přehrady (Veverčí-most, Jelenice, Rokle, Sokolské koupaliště) ukazuje, že „svratecký materiál“ zde byl doprovázen materiálem z dalšího zdroje, který byl přinášán nejspíše říčkou Veverkou. Tvarová složitost území, kde se spojují dva říční toky a došlo zde historicky k řadě úprav údolního dna meandru (rybníky, vedení cest) i zaplavení dna údolí Svatky Brněnskou přehradou, neumožňuje jednoznačnou rekonstrukci původního podélného profilu Veverky. V oblasti lze očekávat i projevy tektoniky ve spojitosti s východním okrajem Boskovické brázdy. Jednoznačné řešení geneze zatím není možné stanovit. S ohledem na relativní výšku nad dnem údolí Svatky lze úroveň těchto štěrků řadit do středního pleistocénu (úroveň modřické terasy – Musil 1993).

Je zapotřebí brát v úvahu, že korelace teras v širším brněnském prostoru je pouze rámcová a proto je nutno získat další geologické a geomorfologické poznatky (zejména možnosti datování) pro terasy Svatky v Boskovické brázdě i dílčích kotlinách sz. od Brna, kde se předpokládá vliv tektonických pohybů (Kirchner et al. 2008), který není doposud objasněn.

Poděkování

Studium bylo podporováno grantovým projektem GA ČR 205/06/1024 a výzkumným záměrem MSM 0021622412.

Literatura

- Čtyrkoká, J. – Petrová, P. – Vít, J. (1999): Revize a stratigrafické zařazení terciérních sedimentů v depresích severně od Brna. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, VI, 15–16. Brno.
- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – J. sed. Petrology, 27, 3–26. Tulsa.
- Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. – J. sed. Petrology, 50, 2, 485–488. Tulsa.
- Kirchner, K. – Peterková, L. – Hubatka, F. – Nehyba, S. (2008): Geomorphic development of the middle part of the Svatka River Valley - In: Balteanu, D., Jurchescu, M. eds.: Landslides, floods and global environmental change in mountain regions. Book of Abstracts. IG of RA. s. 53. University Publishing House, Bucharest.
- Müller, P. – Novák, Z. a kol. (2000): Geologie Brna a okolí. – ČGÚ, 90s., Brno.
- Musil, R. ed., (1982): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 1–283.
- Musil, R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska. – Moravské zemské Muzeum a sekce geologických věd PřF MU, Brno, s. 133–156.
- Nehyba, S. – Bubík, M. – Kirchner, K. – Petrová, P. – Vít, J. (2006): Fluviální sedimenty mezi Jinačovicemi a Kuřimí. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005, XIII, 44– 47. Brno.
- Nehyba, S. – Kirchner, K. – Tomanová-Petrová, P. (2008): Nové odkryvy fluviálních sedimentů v prostoru Brno-Bystrc. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2007, XV, 36– 40. Brno.
- Novák, Z. (1989): Nový pohled na stáří sedimentární výplně Jinačovického prolomu. – Miscellanea micropalaentologica IV, 105–109. Hodonín.
- Říkovský, F. (1932): Fluviatilní terasy střední Svatky. – Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university 152, 1–22. Brno.
- Triebold, S. – von Eynatten, H. – Zack, T. (2005): Trace elements in detrital rutile as provenance indicators: a case study from the Erzgebirge, Germany. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 38, 44–145.
- Zack, T. – von Eynatten, H. – Kronz, A. (2004a): Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. – Sed. Geology, 171, 37–58.
- Zack, T. – Moraes, R. – Kronz, A. (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. – Contrib. Mineral. Petrol., 148, 471–488.
- Zapletal, K. (1927–28): Geologie a petrografie okolí brněnského. – Časopis Moravského zemského musea, XXV, 67–111. Brno.

PŘEDBĚŽNÉ ZHODNOCENÍ RYCHLOSTI SEDIMENTACE VE VYBRANÝCH PŘEHRADNÍCH NÁDRŽÍCH V POVODÍ MORAVY

Preliminary assesment of sedimentation rate in selected dams on Morava River catchment area

Jan Sedláček, Ondřej Bábek

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 106801@mail.muni.cz

(24–32 Brno, 34–12 Pohořelice, 34–21 Hustopeče)

Key words: reservoir sediments, ¹³⁷Cs dating, magnetic susceptibility

Abstract

Artificial lakes and reservoirs serve as traps for suspended sediment. In this paper we study sediments in Brno dam and Nové Mlýny reservoirs. We determine the sedimentation rate and depth of dam sediments. ¹³⁷Cs dating were used for determination of chronology. Magnetic susceptibility and X-ray densitometry were used to establish a stratigraphic framework in the cores. ¹³⁷Cs dating revealed a distinct Chernobyl peak at 44–48 cm depth inferring an average sedimentation rate of 2.3 cm per year in the Nové Mlýny reservoir. In the Brno reservoir, the Chernobyl peak was located in 62–65 cm depth indicating an average sedimentation rate of 3.04 cm per year.

Úvod

Přehradní nádrže a rezervoáry představují ideální pasti pro suspendovaný říční materiál. Rychlost sedimentace je ovlivněna především množstvím přinášeného materiálu, vliv má mnoho faktorů, především velikost příslušného povodí, typ hornin ve sběrné oblasti, hustota odvodňování, sklon svahů a míra antropogenních zásahů. Přínos sedimentů je ovlivněn také množstvím a sezónní distribucí srážek, rozmištěním a typem vegetačního pokryvu (Bell 1998). Přehradní sedimenty poskytují kontinuální záznam sedimentace od doby napuštění, jejich mocnost s časem narůstá a dochází tak k postupnému zanášení nádrže. Studium těchto sedimentů lze sledovat časové posloupnosti procesů a událostí zaznamenaných v sedimentu, mezi něž patří historie kontaminace, cyklické změny a výkyvy klimatu. V této práci byly studovány dvě nádrže z povodí Moravy a to Brněnská přehrada a Nové Mlýny.

Parametry studovaných nádrží

Brněnská přehrada, nádrž údolního typu napájená řekou Svratkou (56,187 km), byla napuštěna v roce 1940. Celkový objem činí 21 mil. km³ při zatopené ploše 259 ha. Nádrž má víceúčelové využití, slouží pro akumulaci vody k trvalému zajištění minimálního průtoku, k omezení povodňových průtoků, výrobě elektrické energie, odběru vody pro technické účely a také k rekreaci a vodním sportům (Vlček et al. 1984).

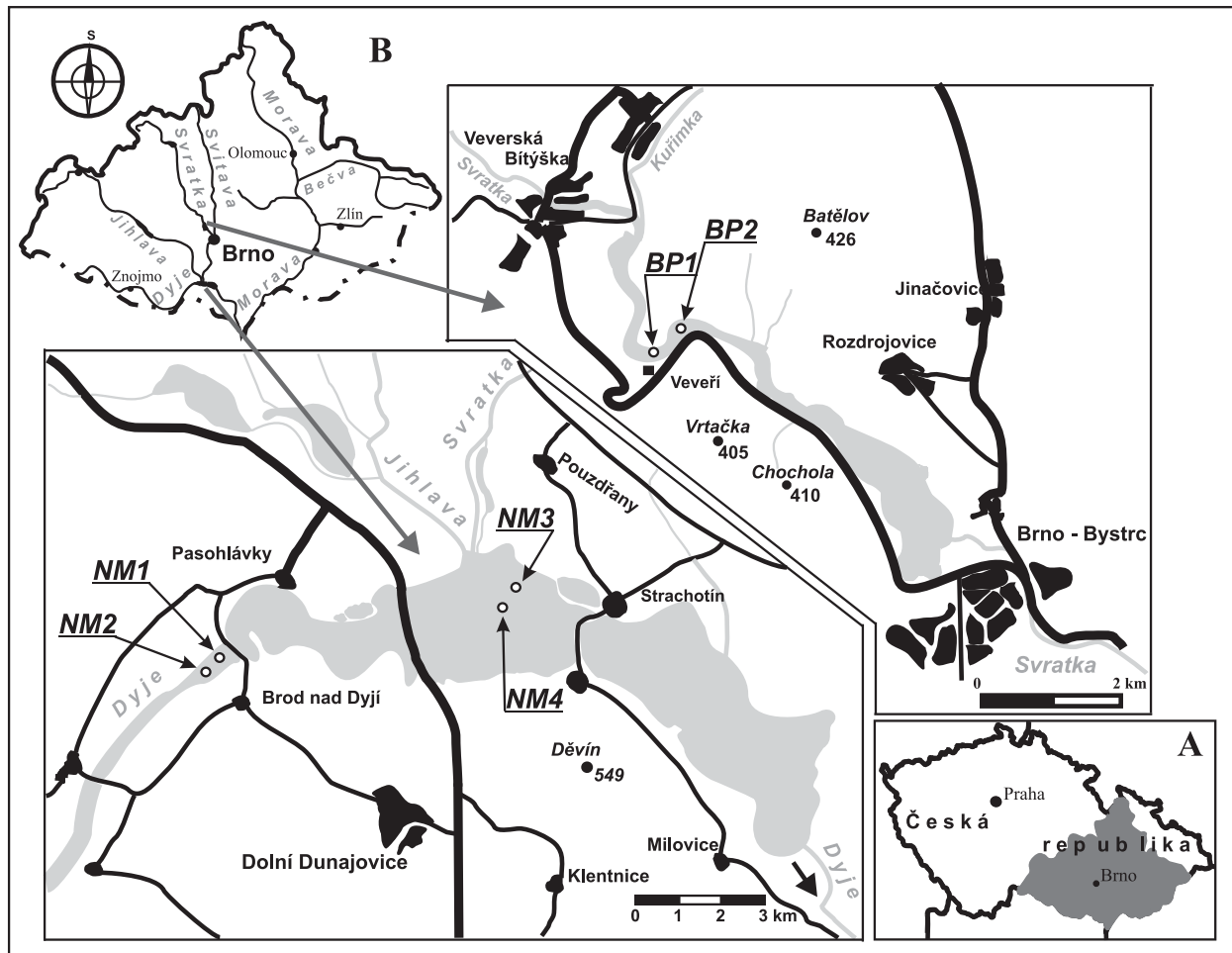
Vodní dílo Nové Mlýny sestává ze tří nádrží, které jsou při celkovém objemu 130,3 mil. km³ a zatopené ploše 3276 ha největším vodním dílem v celém povodí řeky Moravy. Dílo je napájeno hlavně řekami Dyjí, Svratkou a Jihlavou. Celá soustava byla budována postupně. Jako první byla do provozu uvedena horní nádrž (1978), po ní střední nádrž (1981) a jako poslední byla roku 1989 vybudována dolní nádrž o největším objemu (portál povodí Moravy).

Metody

Rychlost sedimentace byla studována ze šesti vrtných jader odebraných ze dna nádrží. Dvě jadra o celkové délce 3 m byla odebrána v únoru 2008 z Brněnské přehrady, která byla označena jako BP1 (49°15'29,5"N, 16°27'41"E) a BP2 (49°27'41"N, 16°28'2"E). Čtyři jadra o maximální délce 0,8 m (v závislosti na provedení odběru) byla odebrána v prosinci 2008 ze soustavy nádrží Nové Mlýny – NM1 (48°53'2,32"N, 16°31'46,3"E) a NM2 (48°52'54,2"N, 16°31'25,4"E) z horní a NM3 (48°54'23,5"N, 16°37'13"E) a NM4 (48°54'19"N, 16°36'58"E) ze střední nádrže. Přesná lokalizace míst jednotlivých vrtů je vyznačena na obr. 1. K odběru byl použit pístový odběrák (Eijkelkamp, Nizozemsko) v průsvitné vzorkovací tubě o vnitřním průměru 40 mm. Při vzorkování tímto typem odběráku vzniká podtlak, kterým se zabrání kompakci odebíraného jádra. Ještě vcelku byly vzorky podrobeny RTG densitometrii, která vychází z RTG snímků jader. Výstupem je snímek, v němž se hustotní rozdíly (vrstvy) projeví jako kontrastní rozdíly. Světlé vrstvy představují klastický materiál, tmavé zase sedimenty jílové a organické povahy. Lze tak pozorovat složení sedimentů a sedimentárních struktur s ročním rozlišením (Ojala 2005). Poté byly vzorky ještě v plastickém stavu vytlačeny z tuby, říznuty napůl, popsány, děleny napříč po 1 cm a vysušeny.

Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita poskytuje cenné údaje zvláště tam, kde stratigrafické změny nejsou viditelné (Thompson et al. 1975). Měření proběhlo na katedře geologie UP v Olomouci na kappa můstku KLY-4S s citlivostí 3.10⁻⁸ SI (výrobce Agico, s.r.o. Brno). Výhodou metody je přesnost a rychlost, jedno měření probíhalo po dobu cca 30 sekund. Měřeny byly všechny vzorky ve vertikálním



Obr. 1: Geografická pozice studovaných nádrží, A – pozice povodí Moravy v rámci ČR, B – pozice nádrží; místa odběru vyznačena číslem vzorku.

Fig. 1: Geographic setting of reservoirs under study, A – location of Morava river catchment area, B – position of reservoirs.

intervalu po 1 cm; u každého vzorku bylo provedeno pouze jedno měření.

Datování pomocí ¹³⁷Cs

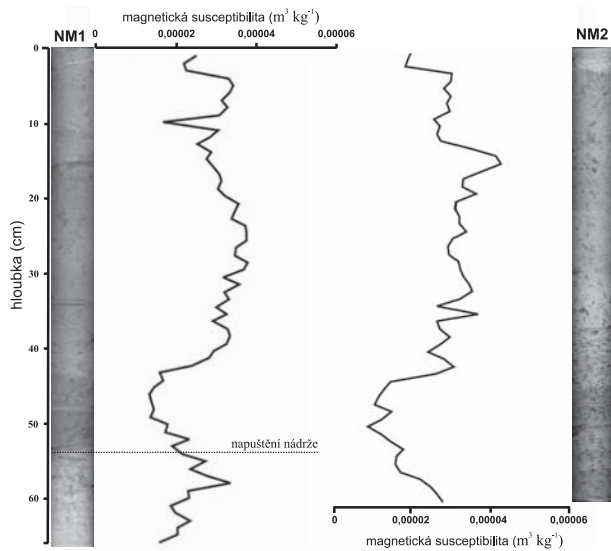
Jde o rychlou a nedestruktivní metodu, jejíž použitelnost byla ověřena výzkumy z mnoha jezer v s. a sz. Evropě (Callaway et al. 1996). Rozptyl umělého radioizotopu ¹³⁷Cs začal jaderným testem v listopadu 1954 v tehdejší SSSR. Radioaktivní látky byly poté rozptýleny do atmosféry a transportovány na velké vzdálenosti. Významný nárůst testování nastává v rozmezí let 1961–1963, kdy mělo nejvyšší intenzitu. Po této době došlo k zákazu jaderných testů a koncentrace radionuklidů v přírodním prostředí rapidně klesá a kolem roku 1983 je většinou pod limitem detekce (Appleby 2001, Kalff 2003). Velké množství ¹³⁷Cs bylo do atmosféry vypuštěno 26. dubna 1986 v důsledku havárie ve čtvrtém bloku černobylské jaderné elektrárny (Ukrajina). Enormní spád trval až do 5. května a zasáhl místa vzdálená tisíce kilometrů od Černobylu (ApSimon et al. 1986). Distribuce radioaktivního spadu byla velmi nerovnoměrná a ovlivněná vzdušnými proudy a srážkami. Radioaktivní látky se do nádrží dostaly přímým vstupem z atmosféry nebo splachem z povodí. Následně byly začleněny do sedimentárního záznamu. Poločas rozpadu

radioizotopu ¹³⁷Cs, které se silně váže na jílové minerály, činí 30,2 let, takže je ve vzorcích snadno detekovatelné (Appleby 2001, Kalff 2003, Ilus – Saxen 2005). Datovány byly dvě jádra, jedno z brněnské přehrady (BP2) a jedno z horní nádrže Nových Mlýnů (NM1). Pro měření byly brány vzorky ve vertikálním intervalu 4 cm. Samotné měření bylo realizováno laboratorním gammaspektrometrem PCAP (Nucleus, USA) se scintilačním detektorem NaI(Tl) a detekčním limitem 4 Bq kg⁻¹. V případě vrtu BP2 provedla měření firma Georadis, u jádra NM1 bylo realizováno stejným přístrojem na katedře geologie PŘF MU. Doba jednoho měření činila 30 min.

Výsledky

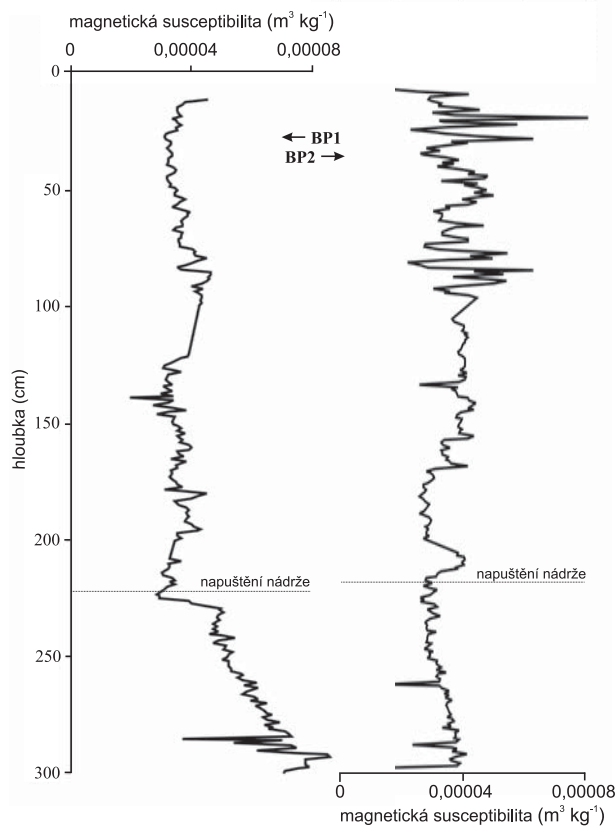
Magnetická susceptibilita

Naměřené hodnoty magnetické susceptibilita z Nových Mlýnů jsou poměrně nízké. Výsledky se pohybují v intervalu 0,9 až 6 × 10⁻⁵ m³·kg⁻¹. Křivky hodnot magnetické susceptibilita (MS) u vzorků z horní nádrže jsou vzájemně dobře korelovatelné, což je patrné z obr. 2. Obě vykazují snížení hodnot magnetické susceptibilita v hloubce okolo 50–60 cm. Křivka vzorku NM3 má obecně vyšší hodnoty, které se pohybují okolo 5 × 10⁻⁵ m³·kg⁻¹ ale je bez výrazných výkyvů, které ale vyazuje křivka NM4, kdy nejprve MS



Obr. 2: Hodnoty magnetické susceptibilitě ve studovaných jádrech.

Fig. 2: Magnetic susceptibility values.



Obr. 3: Hodnoty magnetické susceptibilitě vzorků NM1 a NM2 a jejich RTG snímky.

Fig. 3: Magnetic susceptibility values of samples NM1 and NM2 and their X-ray images.

klusá k výraznému minimu v hloubce 23–24 cm a vzápětí vykazují maximální hodnoty v 30–31 cm. Poté opět hodnoty celkově klesají.

Susceptibilita jádra BP1 z Brněnské přehrady je ve svrchní části jádra bez výrazných výkyvů, změna nastává v hloubce 2,26 m, kdy se skokově zvyšuje. Druhý vzorek BP2

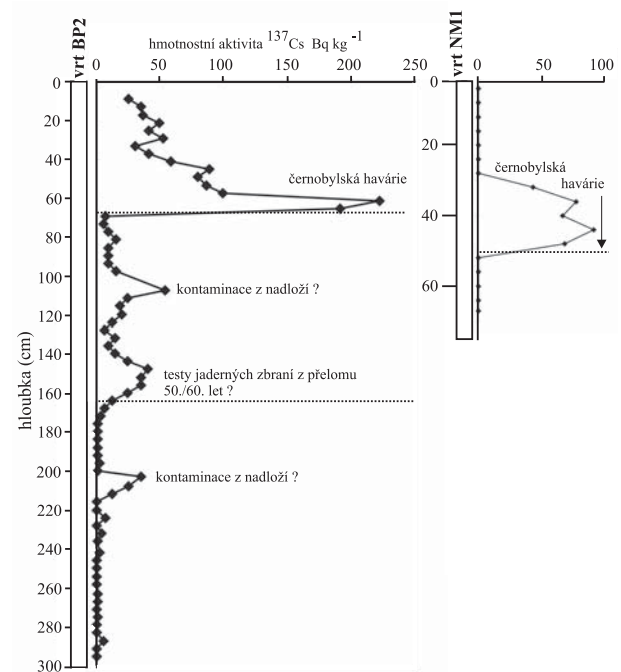
vykazují ve svrchní části profilu poměrně výrazné výkyvy. Ke zvýšení hodnot dochází v hloubce 2 až 2,2 m. Výsledné křivky MS obou jader jsou znázorněny v obr. 3.

Datování pomocí radioizotopu ¹³⁷Cs

V případě vzorku NM2 byl zaznamenán zřetelný nárůst hmotnostní aktivity ¹³⁷Cs z hodnoty pod detekčním limitem na 67 Bq·kg⁻¹ v hloubce 44 až 48 cm, maximální hodnota byla zjištěna v hloubce 40–44 cm (90,2 Bq·kg⁻¹). Směrem do nadloží rychle vyznívá a už v hloubce 24–28 cm nebylo ve vzorcích zachyceno žádné ¹³⁷Cs. Vrt BP2 z Brněnské přehrady vykazuje několik píků. První maximum je v hloubce 167 až 128 s maximálními hodnotami v rozmezí 144–147 cm (40 Bq·kg⁻¹). Druhý pík začíná ostrým vzrůstem množství ¹³⁷Cs v hloubce 62 až 65 cm, s maximem v hloubce 58 až 61 cm (222 Bq·kg⁻¹). Poté jeho koncentrace rychle klesá. Celkové křivky u obou jader jsou znázorněny na obr. 4.

Diskuze a závěry

Brněnská přehrada – Z RTG snímků jader vyplývá změna typu sedimentace v hloubce 2,1 m (BP1), respektive 2,2 m (BP2), pod touto hloubkou patrně spočívají svahové nebo fluviální sedimenty usazené před napuštěním přehrady v roce 1940. Na některých místech jsou dokonce viditelné drobné klasty. Nad tímto rozhraním nastupují přehradní sedimenty s patrnou laminací, kdy se střídají tmavší vrstvy organického a jílového materiálu se světlejšími vrstvami siltové povahy. Se změnou typu sedimentace koreluje magnetická susceptibilita jádra BP1 v hloubce, kde začíná přehradní sedimentace, kdy dochází k prudkému snížení hodnot. Také vrt BP2 jeví změnu MS v místě začátku přehradní sedimentace, která se ale kryje se zvýšením hodnot. Výrazné výkyvy ve svrchní části vzorku BP2 pravděpodobně odpovídají jednotlivým vrstvám a ročním



Obr. 4: Výsledky datování pomocí radioizotopu ¹³⁷Cs.

Fig. 4: Results of ¹³⁷Cs dating.

výkyvům a budou dále studovány. Na změny MS v obou vrtech mohou mít vliv lokální podmínky. Datování pomocí radioizotopu ^{137}Cs vykazuje dvě zřetelná maxima, první patrně odpovídá testům z přelomu 50. a 60. let minulého století a druhé, mnohem výraznější, spadá z černobylské havárie. Pod oběma píky jsou zvýšené koncentrace, které mohou odpovídat kontaminaci z nadloží. Díky známé hloubce černobylského eventů dostáváme interpolací průměrnou rychlost sedimentace v této části přehrady 3,3 cm/r do roku 1986 a 3,04 cm/r od tohoto data.

Nové Mlýny – Nejvýraznější rozhraní napuštění nádrže je patrné na RTG snímku u jádra NM1 v hloubce 55 cm. Všechny snímky nevykazují laminaci, struktury u vzorku NM3 dokonce jeví velké přepracování bioturbací, čemuž by napovídaly i hodnoty MS bez výraznějších výkyvů. Ale u tohoto vzorku nebyla zachycena báze přehradních sedimentů. Zato jádro NM4 vykazuje jejich poměrně malou mocnost (asi jen 35 cm), s výrazným organickým horizontem v hloubce 22–25 cm, který by mohl značit

klidnou sedimentaci. Tomuto horizontu odpovídá výrazné snížení hodnot magnetické susceptibility. Rozdíly v mocnosti přehradních sedimentů mezi oběma jádry ve střední nádrži mohou být dány odlišnou distribucí sedimentů podvodními proudy a vzhledem k malé hloubce nádrže také možným přepracováním během velkých bouří. Z výsledku datování ^{137}Cs na jádru NM1 vyplývá průměrná rychlost sedimentace 2,3 cm/r. Křivky magnetické susceptibility v horní nádrži jsou dobře korelovatelné a vyznačují jednoznačné časové trendy.

Výše uvedené metody jsou v kombinaci s dalšími dobrým nástrojem k určení rychlosti a historie přehradních sedimentace. Pro určení mocnosti přehradních sedimentů v celé pánvi bude potřeba odebrat jádra z různých míst přehrady, protože mocnosti sedimentů jsou ovlivněny pozicí vrtu vůči toku a v rámci nádrže. Rychlost sedimentace v různých částech pánve proto bude rozdílná. Rozhodující vliv na přínos sedimentů a tedy i na rychlost sedimentace mají především velké povodně, a proto bude stratigrafie sedimentů dále studována.

Poděkování

Studium bylo podporováno výzkumným záměrem MSM 0021622412.

Literatura

- Appleby, P.G. (2001): Chronostratigraphic techniques in recent sediments. – In: Last, W.M., Smol, J. (Eds.): Tracking environmental change using lake sediments, 171–203, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- ApSimon, H. M. – MacDonald, H. F. – Wilson, J. (1986): An initial assessment of the Chernobyl-4 reactor accident release source. – J. Soc. Radiol. Prot., 6, 106–119.
- Bell, F. G. (1998): Environmental geology: principles and practice. 1–594. Wiley. London.
- Callaway, J. C. – DeLaune, R. D. – Patrick, W. (1996): Chernobyl ^{137}Cs used to determine sediment accretion rates at selected northern European coastal wetlands. – Limnol. Oceanogr., 41, 444–450.
- Ilus, E. – Saxen, R. (2005): Accumulation of Chernobyl derived ^{137}Cs in bottom sediments of some finnish lakes. – J. Env. Rad., 82, 199–221.
- Kalff, J. (2003): Limnology. 1–592, Prentice-Hall. New Jersey.
- Ojala, K. E. (2005): Application of X-ray radiography and densitometry in varve analysis. – In: Francus, P. (Ed.): Image analysis, sediments and paleoenvironment, 187–202, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Thompson, R. – Battarbee, R. W. – O'Sullivan, P. – Oldfield, F. (1975): Magnetic susceptibility of lake sediments. – Limnol. Oceanogr., 20, 687–697.
- Vlček, V. ed. (1984): Zeměpisný lexikon ČSR. Vodní toky a nádrže. 1–316, Academia. Praha.
- Portál povodí Moravy–<http://www.pmo.cz/vd/NM>

PILOTNÍ STUDIUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ V SÁDROVCÍCH ZE SEDIMENTŮ MIOCENNÍHO STÁŘÍ U KOBEŘIC

Pilot study of fluid inclusions in gypsum from Miocene sediments near Koberžice

Jan Schreiber, Marek Slobodník

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

(15–41 Hlučín)

Key words: *Miocene sediments, gypsum, fluid inclusions*

Abstract

Fluid inclusions found in gypsum from Koberžice told us lot of information about forming conditions during crystallization of crystals of gypsum and confirmed a prognosis of migration of fluids into the sedimentary basin. All microthermometric measurements performed on microthermometric stage mounted on microscope have been done on 0.05 mm thin plates. All measured temperatures including eutectic temperature and temperature of melting of last solid phase (ice) led us to very small salinity of fluids closed inside the inclusions. The salinity was calculated between 0.9 and 2.6 wt. % NaCl eq., which is very small compared to nowadays and Miocene seawater (3.5 wt. %). Parent fluids which are responsible for crystallization of gypsum crystals could be interpreted most likely as mixing sea water with a more diluted fluid (meteoric water?).

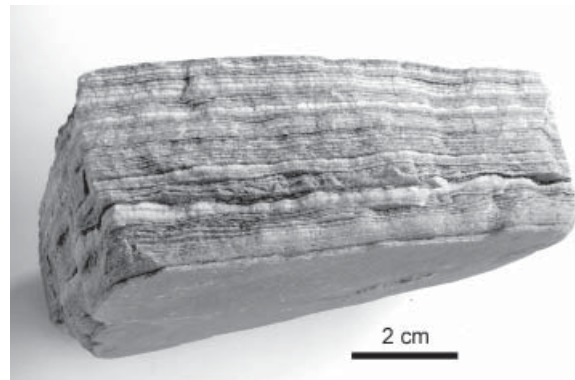
Úvod

Studium fluidních inkluzí představuje v dnešní době velice důležitou a přesnou metodu pro zjišťování fyzikálně chemických podmínek panujících během krystalizace minerálu. To platí i pro případ, kdy kapaliny a plyny uzavírané v inkluzích představují původní okolní fluida v sedimentační pánvi, která jsou zachycena ve struktuře krystalovaných hydrotermálních fází. V našem případě se jedná o fluida v inkluzích sádrovce ze sedimentárních hornin miocenní pánve, která zde doposud nebyla zkoumána. Hrubozrnné sádrovce a velké krystaly (obr. 1) v sedimentech jsou považovány za produkt rekrystalizace původního jemnozrnného laminovaného sedimentu se sádrovcem (obr. 2) vysráženého ze zahušťující se mořské



Obr. 1: Krystaly sádrovce z miocenních sedimentů u Koberžic u Opavy.

Fig. 1: Gypsum crystals from Miocene sediments near Koberžice near Opava.



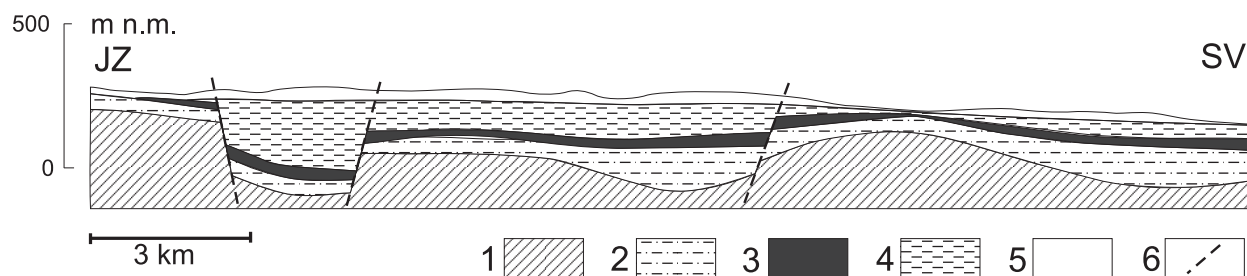
Obr. 2: Laminovaný sediment se světlejšími laminami jemnozrnného sádrovce a tmavšími laminami s jílovými minerály. Koberžice u Opavy.

Fig. 2: Laminated sediment with brighter laminae of fine grained gypsum and darker laminae rich in clay minerals. Koberžice near Opava.

vody v aridním klimatu. První představu v tomto konkrétním případě týkajícím se opavské pánve přináší pilotní studie zaměřená na fluidní inkluze velkých sádrovcových krystalů (Schreiber 2008).

Geologie

Studované ložisko sádrovce se nachází u Koberžic, sv. od Opavy (49°59'48.974"N, 18°2'44.494"E). Jeho horniny a sádrovcové horizonty sedimentovaly v opavské pánvi, jež je součástí Karpatské předhlubně. V podloží pánve jsou spodnokarbonské horniny, na něž transgresivně nasedají sedimenty spodního badenu. Samotný evaporitový horizont s polohami sádrovců a anhydritů patří do středního badenu (wielicien) a ve studované oblasti Koberžic nepřesahuje mocnost 60 m. Hrubozrnný sádrovec je vázán na zónu „blokového sádrovce“ (Mátl 1980, 1981), která je uložena horizontálně a paralelně s vrstevnatostí a laminací, lokálně



Obr. 3: Zjednodušený geologický řez opavskou pánví. Upraveno podle Mátl (1980, 1981). Vysvětlivky: 1 – droby a břidlice spodního karbonu paleozoika Nížkého Jeseníku, baden (2–4): 2 – hlavně pestré jíly, tufigy, 3 – evaporitový horizont, sádrovec, 4 – písčité a vápnité jíly, 5 – kvartérní sedimenty – šterky, písky, jíly, 6 – zlom.

Fig. 3: The simplified geological cross-section of the Opava basin. Modified according to Mátl (1980, 1981). Legend: 1 – greywackes and shales of Lower Carboniferous of the Nížký Jeseník Palaeozoic, Badenian (2–4): 2 – mainly varied clays, tuffites, 3 – layer of evaporites, gypsum, 4 – sandy and calcareous clays, 5 – Quarternary sediments – gravels, sands, clays, 6 – faults.

je možné pozorovat krystalizaci větších krystalů sádrovců podél puklin napříč laminací sedimentu. Svrchní baden pak představuje pelitické souvrství zastoupené vápnitými jíly, místy písčitými jíly, nebo jílovitými písky o mocnosti do 50 m. V nejsvrchnější části jsou uloženy glacigenní sedimenty pleistocenního stáří (obr. 3).

Metodika

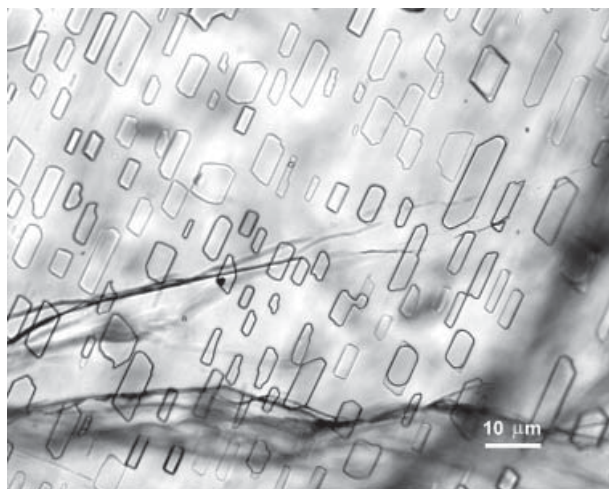
Fluidní inkluze v sádrovcích byly zkoumány mikrotermometrickými metodami. Vzorek byl nejprve rozštípan na destičky o tloušťce přibližně 0,1–0,3 mm a velikosti 2 až 4 mm v průměru, poté byla studována distribuce inkluzí ve vzorku a určeny jejich základní typy. Mikrotermometrické studium bylo provedeno na Ústavu geologických věd MU s použitím mikrotermometrické komory Linkam THMSG600 na mikroskopu Nikon Eclipse. Byly měřeny následující teploty fázových přechodů: teplota zamrznutí (T_f), eutektická teplota (T_e) a teplota tání poslední pevné fáze ($T_{m,ice}$), kterou byl led. Teploty homogenizace (T_h) nebyly naměřeny, neboť dvoufázové inkluze nerepresentují původní stav inkluze (vznikly mechanickým porušením). Navíc při překročení teploty 100–120 °C byl vzorek pouze dehydratován na anhydrit.

Popis inkluzí

Ve vzorku převažují jednofázové kapalně vodného typu. Mají většinou tvar negativního krystalu sádrovice. Jejich rozmístění je rovnoměrně převážně v rámci celého vzorku a jejich orientace je souběžná s krystalografickou plochou 010. Tyto inkluze jsou považovány za primární vzniklé v čase krystalizace (obr. 4). Jejich velikosti se pohybovaly mezi 3 a 15 μm . V zorném poli bylo často i několik dvoufázových inkluzí, které obsahovaly kapalnou a plynnou fázi (L+V) v různém poměru. Sekundární inkluze až už jednofázové, či dvoufázové jsou vyvinuté podél ploch původních prasklin v krystalech (obr. 5) a jejich velikost dosahuje maximálně 3 μm .

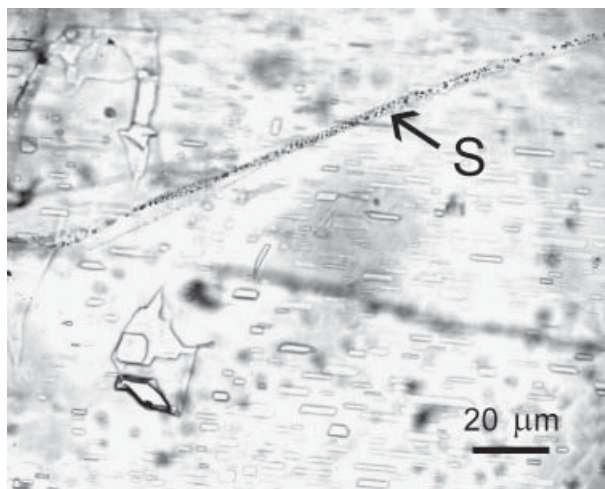
Výsledky mikrotermometrie

Na základě kryotermometrických měření byly měřeny teploty zamrznutí kapalně fáze, teploty eutektických bodů a teplota tání poslední pevné fáze. Teploty zmrazení kapalných inkluzí se pohybují mezi 38 a 42 °C a sloužily jako předběžný ukazatel teplot eutektika. Při kryotermometrii se v řadě inkluzí objevila plynná fáze v důsledku zvětšení objemu inkluze (snížení celkové hustoty) a proto mohly být změřeny T_e a $T_{m,ice}$. Naměřené eutektické teploty se



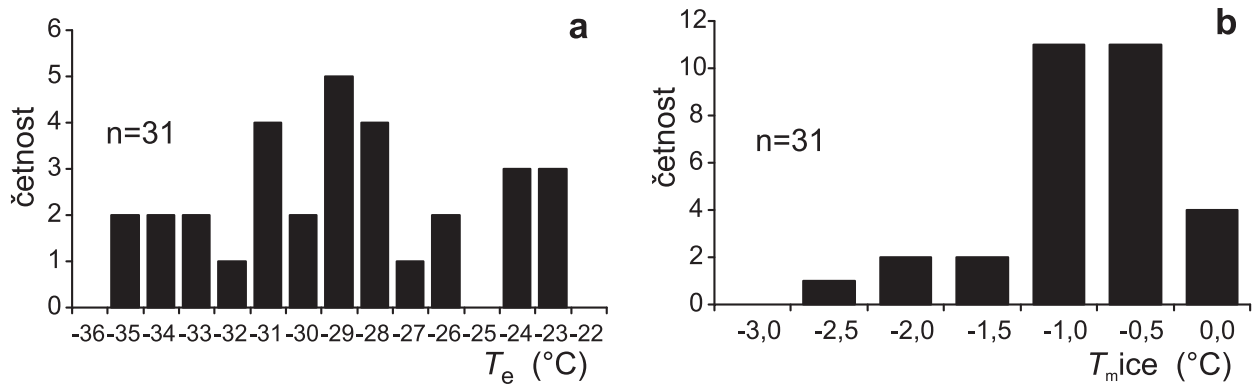
Obr. 4: Tvary primárních plochých inkluzí v sádrovcí kopírující krystalografické směry hostitelského minerálu – sádrovice. Koberčice u Opavy.

Fig. 4: Shapes of flat primary inclusions in gypsum trace crystallographic features of host mineral – gypsum. Koberčice near Opava.



Obr. 5: Sekundární inkluze (S) v sádrovcí vyvinuté podél ploch prasklin. Koberčice u Opavy.

Fig. 5: Secondary inclusions (S) in gypsum developed along cracks. Koberčice near Opava.



Obr. 6: Histogram mikrotermometrických měření z inkluzí v sádrovci: a) eutektické teploty (T_e), b) teploty tání poslední pevné fáze (led) ($T_{m\text{ice}}$).

Fig. 6: Frequency of microthermometric measurements of inclusions in gypsum: a) eutectic temperature (T_e), b) melting temperature of last solid (ice) ($T_{m\text{ice}}$).

pohybovaly v rozmezí -23 až -35 °C (obr. 6a) a ukazují na přítomnost NaCl a pravděpodobně též $MgCl_2$ v roztoku (Borisenko 1977, 1982, Davis et al. 1990, Spencer et al. 1990). Teploty tání poslední pevné fáze ($T_{m\text{ice}}$), kterou byl led, se pohybovaly v rozmezí od 0,3 do 2,9 °C (obr. 6b).

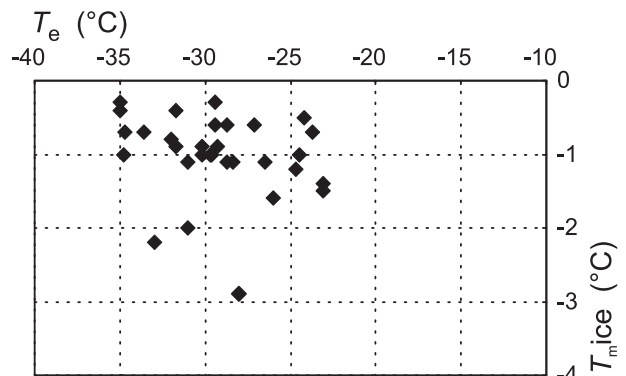
Interpretace a diskuze

V tomto případě jsou studovány evapority vznikající na dnech mořských bazénů za nízkých teplot a tlaků, v prostředí, kde dochází k evaporaci mořské vody. Mořské solanky jsou jako diagenetické vody přítomny v sedimentech pánve. Přítomnost pevných fází dceřiných minerálů ve fluidních inkluzích sádrovců, v podobě např. halitu, by mohla ukazovat na přítomnost (pře-)nasycených solanek během krystalizace sádrovců, avšak tato skutečnost nebyla při studiu zjištěna.

Převažující typ jednofázových inkluzí vyplněných kapalnou vodní fází naznačuje, že inkluze nejpravděpodobněji vznikaly za velmi nízkých teplot do 50 °C (např. Goldstein 2001). Dvoufázové inkluze typu L+V jsou nejpravděpodobněji porušené inkluze a proto mají proměnlivý poměr L/V. Při jejich zahřívání se tento poměr neměnil, příp. došlo k významnému úniku kapalně fáze.

Jelikož nebylo možné stoprocentně ověřit podíl $MgCl_2$ v roztoku, byla salinita počítána jako ekvivalent NaCl podle empirické rovnice Bodnara (1993); salinita = $0,00 + 1,78\varphi - 0,0442\varphi^2 + 0,000557\varphi^3$. Teploty $T_{m\text{ice}}$ jsou nízké, většina dat je mezi -0,3 a -1,6 °C (obr. 6b, 7) a odpovídající salinity se pohybují v rozmezí 0,5 až 2,7 hm. % ekv. NaCl, přičemž většina dat leží v rozmezí 2 hm. %. Zjištěná velmi nízká salinita vodného roztoku, která je nižší než salinita mořské vody, je do jisté míry překvapením a ukazuje na krystalizaci/rekrystalizaci sádrovce z vodních fluid s nižší salinitou. Tento vodný roztok může být odvozen z mořské vody ředěné velmi nízkosalinními, např. meteorickými vodami, které sestupovaly do pánve podél zlomů (obr. 3). Ze současných dat však není možné udělat přesnější představu o migraci vod v pánvi. Určitý podíl mořské vody ve fluidním systému mohou naznačovat teploty T_e , které jsou nižší než pro čistý systém H_2O -NaCl a mohou tedy obsahovat i podíl dalších solí typu chloridů Mg, K, Fe (Borisenko 1977, 1982, Davis et al. 1990, Spencer et al. 1990). Ze závislosti T_e a $T_{m\text{ice}}$

není možné vyčíst žádný trend, který by ukazoval na vznik roztoku mícháním (obr. 7).



Obr. 7: Diagram mikrotermometrických dat, T_e vs. $T_{m\text{ice}}$.

Fig. 7: Plot of microthermometric data, T_e vs. $T_{m\text{ice}}$.

Závěr

Studovaný sádrovec obsahoval převážně jen inkluze s typickými rysy krystalografických směrů sádrovce. Sekundární inkluze vytvořené podél prasklin v sádrovci nemohly být studovány pro svoji malou velikost. Vypočítaná salinita vodného roztoku leží dominantně mezi 0,5 a 2,7 hm. % ekv. NaCl, což je méně než salinita současných (3,4–3,8 hm. % ekv. NaCl) i miocenních moří (Hladíková – Hladilová 2003, Havíř et al. 2004). To naznačuje významnou dotaci vody s nižší salinitou do sádrovcového souvrství. V podmínkách za teplot do 50 °C a v přítomnosti nízkosalinních vodných roztoků došlo k rekrystalizaci původních laminovaných sedimentů s jemnozrnným sádrovcem na hrubozrnné sádrovcové agregáty.

Poděkování

Autoři děkují Zdeňku Dolníčkovi za poskytnutí vzorku sádrovce. Práce je součástí záměru MSM0021622412.

Literatura

- Borisenko, A. S. (1977): Study of salt composition of fluid inclusions in minerals using cryometric technique. – *Geol. Geofiz.*, 8, 16–27.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Davis, D. W. – Lowenstein, T. K. – Spencer, R. J. (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 591–601.
- Goldstein, R. H. (2001): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. – *Lithos*, 55, 159–193.
- Havří, J. – Otava, J. – Petrová, P. – Švábenická, L. (2004): Geologická dokumentace zářezu železničního koridoru západně Běloutína (Moravská brána). – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2003*, 18–23.
- Hladíková, J. – Hladilová, Š. (2003): A Summary of Published Stable Isotope Studies in the Karpatian of the Western Carpathians Basins. – In: Brzobohatý R., Cicha I., Kováč M., Rögl F. (eds.): *The Karpatian. A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Masaryk University Brno, 35–36. Brno.
- Mátl, V. (1980): Geneze sádrovce v opavské oblasti. – *Sborník GPO*, 22, 143–148.
- Mátl, V. (1981): Ložiska sádrovce opavské pánve. – *Geol. Průzk.*, 12, 346–350.
- Schreiber, J. (2008): Studium charakteru fluidních inkluzí v sádrovcích z miocenních sedimentů. MS, diplomová práce ÚGV PřFMU, Brno.
- Spencer, R. J. – Möller, N. – Weare, J. H. (1990): The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O systems at the temperatures below 25 °C. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 575–590.

ALUVIÁLNÍ KUŽEL V ÚDOLÍ ČERNÉ OSTRAVICE

Alluvial fan in the valley of the Černá Ostravice River

Karel Šilhán, Tomáš Pánek

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

(25–24 Turzovka)

Key words: Moravskoslezské Beskydy Mts., alluvial fan, debris flow, radiocarbon dating

Abstract

Frontal exposure of alluvial fan in the valley of the Černá Ostravice River was studied. 6 samples of alluvial fan material were taken. Sedimentological analysis verified fluvial and debris flows material. Radiocarbon dating was used to establish age of organic material, which was partially eroded by fluvial and debris flows processes. Maximum age of debris flows building fan corresponds with phase of high post-atlantic landslides activity in Poland.

Úvod

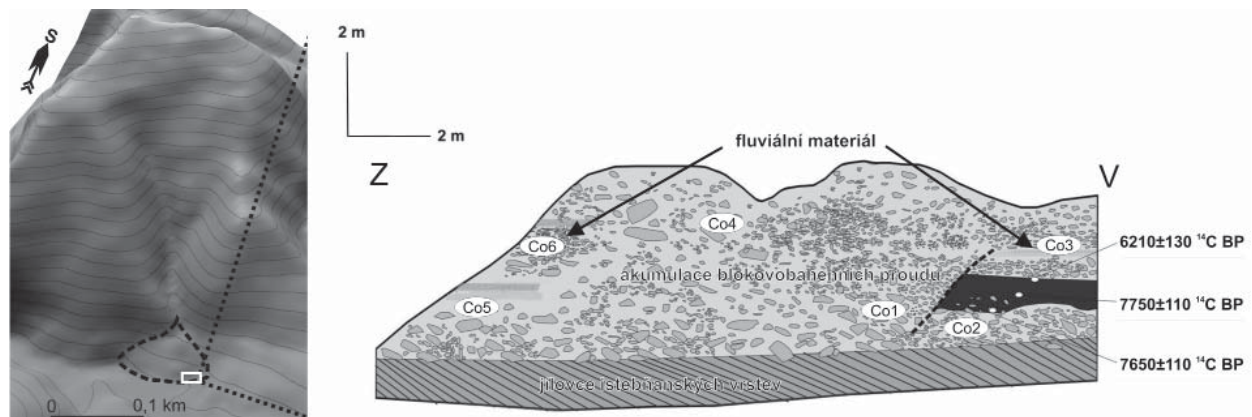
Údolní nivy v horských oblastech flyšových Karpat nepatří mezi příliš prozkoumané tvary reliéfu, a to jak v české, tak ve slovenské i polské části. Velmi málo dat je zejména ke chronologii holocenního vývoje těchto horských niv. Naopak chronologie niv velkých toků je v polské části propracována velmi podrobně (m. j. Starkel et al. 2006). Problematika absolutního datování těchto tvarů je způsobena zejména velmi dynamickou a chaotickou sedimentací a častým nedostatkem datovatelného organického materiálu.

Dobrá příležitost pro rozšíření poznatků o chronologii procesů v horských nivách ve flyšových Karpatech se naskytla v údolí Černé Ostravice. Její údolí sleduje prakticky v celé své trase čelo nasunutí magurského příkrovu a bylo vymodelováno v převážně jílovcových souvrstvích paleogénu slezské jednotky (Menčík – Tyráček 1985). Tok zde vytváří neobvykle široké údolní dno, na které zasahuje několik aluviálních kuželů z přilehlých svahů, jejichž

materiál s materiálem nivy vytváří různé sedimentární situace. Na povrchu nivy se místy vyskytují menší rašeliníště z důvodu špatného odvodnění povrchu nivy, nebo zahrazení právě aluviálními kužely.

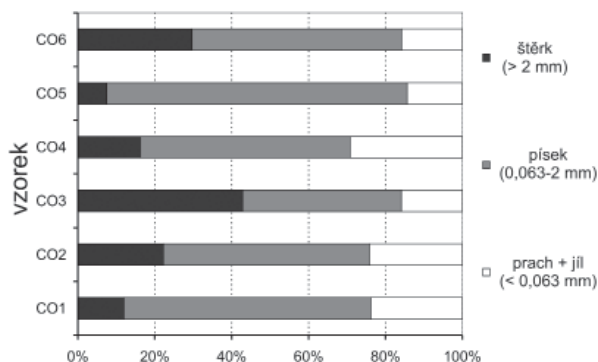
Studován byl poslední kužel před soutokem s Bílou Ostravicí pod vrchem Přísloup (782 m). Čelo studovaného kuželu leží přímo na nárazovém břehu toku, který ho intenzivně eroduje. Výsledkem je ~12 m dlouhý a až 5 m vysoký odkryv v sedimentech čela tohoto kuželu (obr. 1). Při dokumentaci odkryvu byl odebrán materiál kuželu z 6 míst pro laboratorní analýzy (Co1–Co6). Již při dokumentaci bylo patrné, že se v odkryvu vyskytuje několik typů sedimentů, které odpovídají různým procesům, které tvarovaly kužel. V odkryvu je patrná 4–5 m mocná akumulace štěrku a jemnějšího materiálu. Tato akumulace leží na jílovcích istebňanského souvrství.

Pro granulometrický rozbor bylo odebráno ~500 g materiálu o maximální velikosti zrn 20 mm. Analyzován byl na sadě sít o velikosti ok 20, 63, 200, 630, 2 000, 5 000,

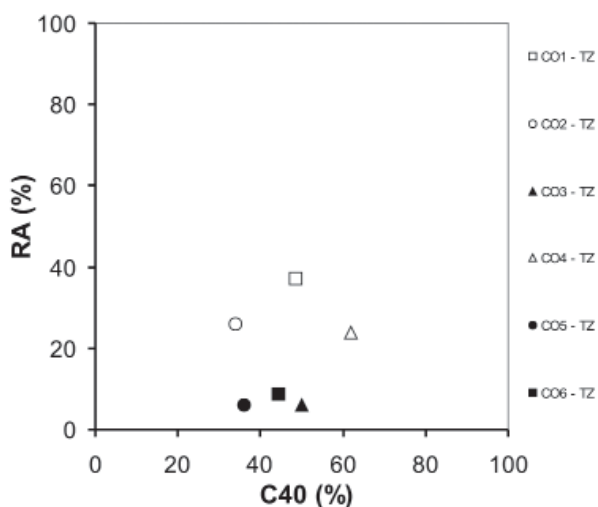


Obr. 1: Odkryv na čele aluviálního kuželu (Co1 až Co6 – poloha a kódy odebraných vzorků).

Fig. 1: Exposure of the distal part of alluvial fan (Co1 to Co6 – localization and codes of selected samples).



Obr. 2: Granulometrické složení odebraných vzorků.
Fig. 2: Grain size distribution of selected samples.



Obr. 3: C40/RA graf vybraných vzorků.
Fig. 3: C40/RA graph of selected samples.

10 000 μm . Dále bylo využito posouzení zaoblenosti jednotlivých klastů podle Powerse (1953) vyjádřené indexem RA (procentuální podíl počtu klastů ze dvou nejméně zaoblených skupin) (Ballantyne 1982) a tvar klastů měřením jejich tří základních os vyjádřený indexem C40 (procentuální podíl klastů s poměrem os c/a menším nebo rovným hodnotě 0,4) (Ballantyne 1982). Pro analýzu tvaru a zaoblení bylo odebráno a analyzováno 50 klastů ve velikostech 20–100 mm. Vzájemné porovnání tvaru a zaoblení klastů bylo zprostředkováno grafem C40/RA (Benn – Ballantyne 1994).

Centrální část odkryvu je pravděpodobně tvořena akumulacemi blokovobahenních proudů (mur). Materiál obsahuje velké množství žlutých až okrových, jílovito-

prachovitých částic (více než 20% ve vzorku) (vzorky Co1 a Co4, obr. 2), ale i velké balvany s velikostí až 1 m. Klasty nevykazují známky výraznějšího opracování (obr. 3) a jsou tvořeny převážně ístebňanskými pískovci a slepenci. V západní a zejména ve východní části odkryvu je patrná náhlá změna sedimentace. Jedná se pravděpodobně o zvrstvený fluvialní materiál s patrnou imbrikací klastů (nebyla měřena) (vzorky Co3, Co5 a Co6). Z granulometrického rozboru materiálu (max. 20 mm) je patrný nízký obsah jílovito-prachovitých částic (méně jak 20%) a naopak prudký nárůst štěrkové frakce (u vzorku Co3 více než 40%) a písčité frakce u vzorku Co5 (více než 70%). Klasty ze všech vzorků vykazují velmi silné zaoblení (index RA menší než 10). Až na výjimky se zde nevyskytují klasty větší než 20 cm. Rozdíly obou typů sedimentů jsou dobře patrné na grafu na obr. 3. Zásadní rozdíl je v opracování klastů, kdy analýza fluvialního materiálu (Co3, Co5 a Co6) potvrzuje silné zaoblení oproti materiálu blokovobahenních proudů (Co1, Co2). Rozdíl v tvaru klastů je zanedbatelný. Rozhraní mezi akumulací materiálu blokovobahenního proudu a fluvialními sedimenty je zejména ve východní části profilu velmi ostré a má erozní charakter. Klíčovou částí profilu je jeho východní část, kde leží v podloží fluvialních sedimentů i sedimentů blokovobahenních proudů cca 50 cm mocná, jílovitá poloha bohatá na organické makrozbytky (pravděpodobně výplň původního příříčního jezírka, případně bažiny na povrchu nivy).

Radiokarbonové datování ukazuje, že tento sediment vznikl v průběhu atlantiku ($7650 \pm 110^{14}\text{C}$ až $6210 \pm 130^{14}\text{C}$ BP) (tab. 1). Organická poloha klínovitě zapadá pod materiál kuželu blokovobahenního proudu. Tento vztah obou akumulací indikuje situaci, kdy existující fluvialně uložený materiál s podložní organickou polohou a materiálem blokovobahenních proudů v podloží byl prořezán hloubkovou erozí přítoku Černé Ostravice a vzniklé koryto bylo následně vyplněno několika generacemi blokovobahenních proudů (Pánek et al. 2007).

Studovaný odkryv potvrzuje předpoklad výrazné polygeneze aluvialního kuželu, přičemž sedimentologické analýzy jeho materiálu prokázaly přítomnost fluvialních sedimentů i materiálu blokovobahenních proudů. Radiokarbonové datování poskytuje důkazy o relativně velké post-atlantické dynamice vývoje aluvialního kuželu, spojeného s aktivitou blokovobahenních proudů. Tato aktivita může mít spojitost s existencí sesuvných fází na přelomu atlantiku a subboreálu prokázaných v polských flyšových Karpatech (Starkel 1995, Alexandrowicz 1996, Margielewski – Urban 2003). Odpovídá i povodňové fázi Visly na konci atlantiku spojené s vyššími srážkovými úhrny

Vzorek (hloubka pod povrchem v cm)	Laboratorní číslo	Věk ^{14}C (roky BP)	Kalendářní stáří (roky BC) 2σ	Kontext datování a použitý materiál
OSTR 1 (240 cm)	Ki 13142	7650 ± 110	6750-6200 BC	báze jezerně-bažinatých sedimentů (šiška)
OSTR 2 (210 cm)	Ki 13141	7750 ± 110	7050-6400 BC	centrální poloha jezerně-bažinatých sedimentů (organický sediment)
OSTR 3 (180 cm)	Ki 13 140	6210 ± 130	5500-4800BC	ukončení sedimentace jezerně-bažinatých sedimentů (rašelina)

Tab. 1: Radiokarbonová stáří organických vzorků odebraných z kuželu.

Tab. 1: Radiocarbon age of selected organic samples from fan.

(Starkel 2002). Vzhledem k nevelké exponovanosti zdrojového povodí ke vzniku blokovobahenních proudů je potenciálně možné se domnívat, že v tuto dobu vznikly některé blokovobahenní proudy i ve vyšších a reliéfově vyhraněnějších partiích Moravskoslezských Beskyd (Šilhán – Pánek 2008), které se však zatím nepodařilo datovat.

Literatura

- Alexandrowicz, S. W. (1996): Holocénskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach (Stages of increased mass movements in the Carpathians during the Holocene). – *Kwartalnik AGH, Geologia*, 22, 223–262.
- Ballantyne, C. K. (1982): Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen Massif, Norway. – *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 36, 103–113.
- Benn, D. I. – Ballantyne, C., K. (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. – *Sedimentary Geology*, 91, 215–227.
- Krumbein, W. C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 11, 64–72.
- Margielewski, W. – Urban, J. (2003): Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. – *Geomorphology*, 54, 325–338.
- Menčík, E. – Tyráček, J. (1985): Geologická mapa Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny 1 : 100 000. – ÚÚG, Praha.
- Pánek, T. – Šilhán, K. – Hradecký, J. (2007): Náplavový kužel v údolí Černé Ostravice. – In: Hradecký, J., Pánek, T. (Eds): Stav geomorfologických výzkumů v roce 2007, Sborník abstraktů a exkurzní průvodce, 70–71, Ostravská univerzita, Ostrava.
- Powers, M. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
- Starkel, L. (1995): The Pattern of the Holocene climatic variations in Central Europe based on various geological records. – *Quaestiones Geographicae, Special Issue*, 4, 259–264.
- Starkel, L. (2002): Change in the frequency of extreme events as the indicator of climate change in the Holocene (in fluvial systems). – *Quaternary International*, 91, 25–32.
- Starkel, L. – Soja, R. – Michczyńska, D. J. (2006): Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. – *Catena*, 66, 24–33.
- Šilhán, K. – Pánek, T. (2008): Výzkum a výskyt akumulací blokovobahenních proudů v Moravskoslezských Beskydech. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007, 15, 94–96, Brno.

STUDIUM SEDIMENTŮ KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ V BOHUŠOVSKÉ PÍSKOVNĚ NA OSOBLAŽSKU

Investigation of continental glaciation sediments in Bohušov sandpit in Osoblaha region

Daniel Šimíček

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 106915@mail.muni.cz

(15–12 Osoblaha)

Key words: *facial architecture, clast provenance analysis, grain-size analysis, continental glaciation, Quaternary*

Abstract

The Quaternary glaciofluvial deposits in the Osoblaha region are studied in this work. Documentation of outcrops, paleocurrent measurements, grain-size, clast provenance and heavy minerals analyses of glaciofluvial sediments were carried out in Bohušov sandpit. Sediments were deposited by braided streams in the proglacial environment. I suppose, according to the results of gravel clast provenance analyses, that most of the gravel clasts comes from sources near Osoblaha region (Carboniferous flysch rocks and preglacial river terraces).

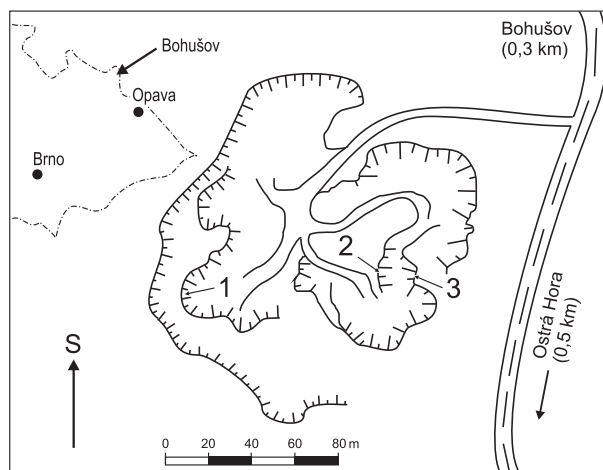
Úvod

Východní část Osoblažského výběžku je z hlediska výzkumné činnosti dosti opomíjeným regionem, přestože obsahuje řadu unikátních jevů spojených s působením kontinentálního ledovce. Nedávný výzkum se zaměřil na sedimentologické a sedimentárně-petrologické studium ledovcových sedimentů v Bohušovské pískovně. Poslední rozsáhlý výzkum kvartérních sedimentů, který byl proveden v 60. letech 20. stol. (Skácel – Kroutilík 1966), byl doplněn o nové poznatky získané zrnitostními analýzami, studiem složení šterkové frakce a dalšími metodami. Zhodnocení sedimentárních facií přispělo spolu s analýzou paleoproudění ke zjištění depozičního prostředí vzniku zkoumaných sedimentů.

Materiál a metodika

Studované sedimenty mají charakter glaciofluvialních šterkovitých písků až šterků, stratigraficky řazených do sálského zalednění (Skácel – Kroutilík 1966). Lokalita, ve které byl prováděn výzkum, je situována (obr. 1) asi 550 m jižně od středu obce Bohušov u silnice do osady Ostrá Hora. Na třech profilech, které byly očišťeny, fotodokumentovány, zakresleny a popsány, byly interpretovány zjištěné facie podle Miallovy klasifikace sedimentárních facií fluvialních sedimentů včetně jím použitých zkratk (Miall 1996).

Velikost vzorků pro zrnitostní analýzy, odebraných z každé makroskopicky odlišitelné vrstvy profilů, se pohybovala od 1 do 4 kg v závislosti na zrnitosti sedimentu. Sítování vysušených vzorků probíhalo vždy po dobu 10 minut na třepací aparatuře Retsch AS200 basic v sedimentologické laboratoři Masarykovy univerzity. Po zvážení nasátovaných zrnitostních frakcí byla z naměřených hodnot vypočtena váhová % a následně graficky zpracována ve formě histogramů a kumulačních křivek, ze kterých



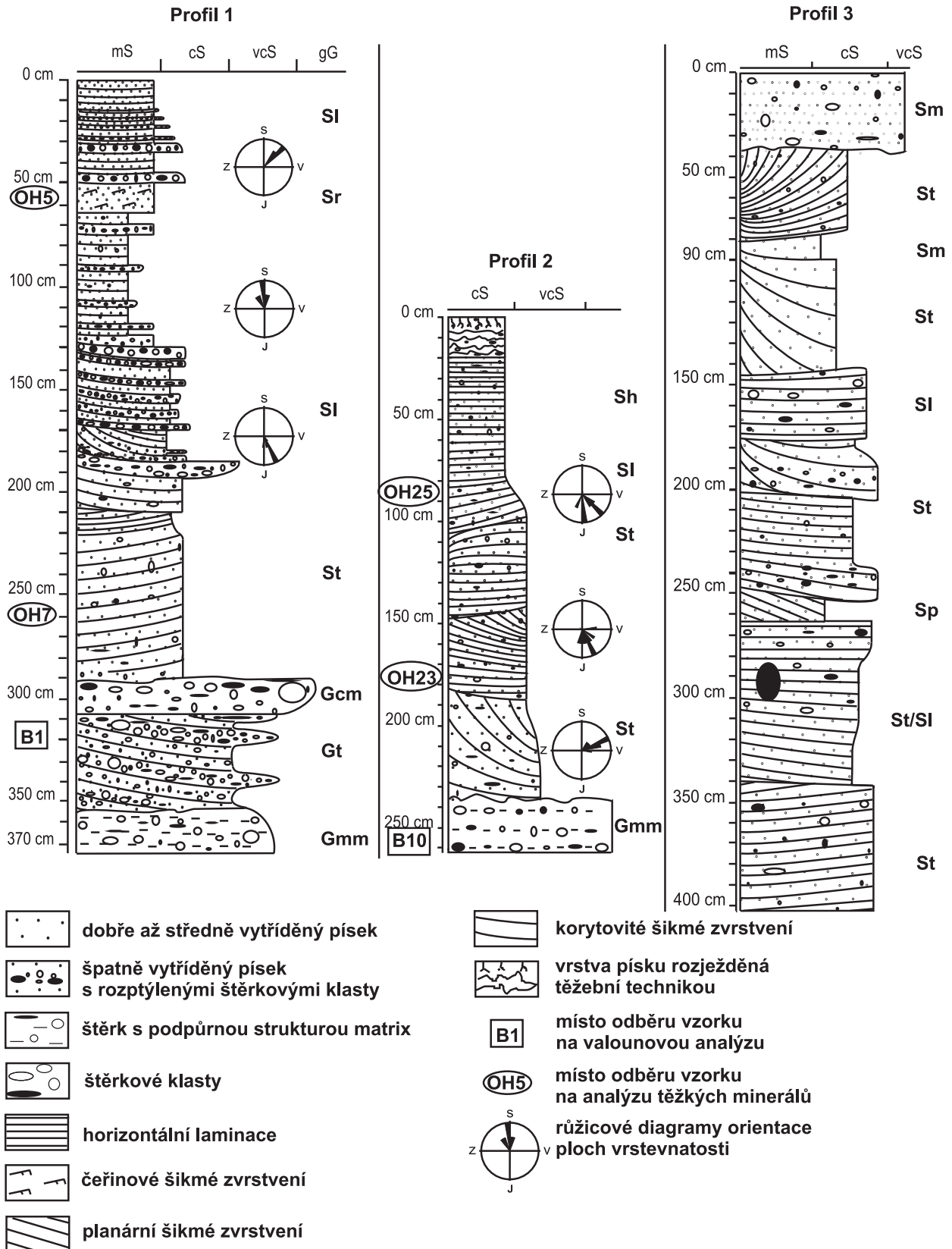
Obr. 1: Lokalizace profilů studovaných v Bohušovské pískovně. Fig. 1: Localization of studied profiles in the Bohušov sandpit.

lze přímo odečítat percentily a kvartily zrnitosti. Jejich dosazení do rovnic pro výpočet zrnitostních parametrů podle Folka – Warda (1957) umožňuje charakterizovat daný sediment.

skupiny souvků	horninové typy
místní až blízké	kulmské slepence, drobové pískovce, jílovité až prachovité břidlice a prachovce, křídové pískovce, jílovce a Fe konkrce
ostatní blízké	žulovské granity a pegmatity, ortoruly, amfibolity, svory, kvarcity, spongolity, rohovce, silicity, křemence, sudetské porfyry, bazické vulkanity
nordické	fenoskandské granity, porfyry a ruly, pískovce, pazourky a jiné silicity

Tab. 1: Horninové typy souvků v jednotlivých provenienčních skupinách.

Tab. 1: Petrological types of gravel clasts, which belong to particular provenance groups.



Obr. 2: Zakreslené profily s legendou. Faciální značky, použité k popisu profilu, jsou převzaty z Mialla (1996), mS – středně zrnitý písek, cS – hrubě zrnitý písek, vcS – velmi hrubě zrnitý písek, gG – jemnozrnitý štěr.

Fig. 2: Drawn profiles with legend. Facies codes used to describe profiles are adopted from Miall (1996), mS – medium grained sand, cS – coarse grained sand, vcS – very coarse grained sand, gG – granule gravel.

U vrstev s dobře patrnou vrstevnatostí byly geologickým kompasem změřeny orientace jejich ploch, k pozdějšímu určení paleoproudění. V každé vrstvě bylo provedeno alespoň 10 měření.

Složení šterkové frakce bylo zkoumáno ve frakcích 32–16 a 16–8 mm. Každý vzorek obsahoval alespoň 300 klastů. Petrografické určování a zařazení valounů do provenienčních skupin (tab. 1) bylo prováděno pouze makroskopicky. Provenienční skupina místních až blízkých souvků sdružuje horniny, které mají výchozy v těsné blízkosti studovaných lokalit, ale které stejně tak mohou pocházet i z míst ~10 km vzdálených. Do skupiny ostatních blízkých souvků řadíme horniny, které se na Osoblažsku vůbec nevyskytují a pocházejí nejčastěji z oblasti j. Polska. Mezi horniny nordické skupiny patří souvky z pobřeží a dna Baltského moře a Skandinávie. Samostatně je klasifikován křemen, jelikož obvykle nelze s určitostí zjistit jeho původ (Gába – Pek 1999).

Studium těžkých minerálů, prováděné v zrnitostních frakcích 0,5–0,25 mm a 0,25–0,125 mm vybraných vzorků, proběhlo v laboratořích ČGS v Praze. Žádné podstatné rozdíly se mezi nimi nepodařilo prokázat, a proto je v této práci uvedena jen hrubší frakce. Do nádoby s těžkou kapalinou (1,1,2,2 – tetrabromethan o hustotě 2,97 g.cm⁻³) bylo nasypáno okolo 3 g z každého vzorku. Minerální složení těžké frakce bylo zjišťováno v binokulárním a polarizačním mikroskopu. Ke stanovení obsahu jednotlivých minerálů nebo minerálních skupin byla použita semi-kvantitativní metoda.

Zrnitostní a faciální analýzy

V Bohušovské pískovně byly zkoumány tři profily (obr. 2). Profil 1 je odkryt v jz. části pískovny (50°14'13.4"N, 17°42'54.1"E). Vytřídění materiálu je převážně střední ($\sigma I = 0,62-0,96 \Phi$), pouze vzorky odebrané z vrstev rezavě hnědé šterky na bázi profilu jsou vytříděny špatně ($\sigma I = 1,20-1,79 \Phi$). Podle histogramu ve spodní části převládají sedimenty s bimodálním zrnitostním složením, v horní části potom unimodální písky. Špičatost kumulačních křivek kontinuálně přechází od velmi leptokurtických na bázi profilu po mezokurtické v jeho povrchových partiích. Písky s nižším podílem klastů nad 2 mm mají křivky pozitivně až velmi pozitivně šikmé, naopak vzorky s vyšším obsahem šterkové frakce vykazují spíše negativní šikmost. Profil 2 (50°14'13.6"N, 17°42'58.5"E) se nachází ve spodní etáži pískovny. Vytřídění materiálu je většinou špatné ($\sigma I = 1,13-1,78 \Phi$). Modalita se různí. Převažují sedimenty unimodální, ale mohou být také bimodální a polymodální. Špičatost kumulačních křivek je převážně leptokurtická až velmi leptokurtická. Hodnoty asymetrie všech vzorků spadají do záporných čísel, což znamená, že transportní medium mělo dostatek energie pro transport hrubších frakcí. Profil 3 je umístěn ve stěně naproti profilu 2 (50°14'13.6"N, 17°42'59.3"E). Převládá středně vytříděný ($\sigma I = 0,59-0,99 \phi$) rezavý hrubozrnný písek. Průměr zrnitosti se pohybuje v rozmezí -0,20–0,87 ϕ . Na bázi profilu jsou sedimenty bimodální, v jeho svrchní části mají histogramy unimodální charakter. Kumulační křivky většinou vykazují leptokurtickou až velmi leptokurtickou špičatost

($K_G = 1,17-2,49$), pouze jeden vzorek měl mezokurtický charakter ($K_G = 1,07$).

Sedimenty s unimodálními histogramy jsou pro glaciáluvalní sedimenty typické, ale mohou být také bimodální až polymodální, zvláště v prostředích s vysokou dynamikou v proximálních částech ledovcového výplavu (Dreimanis – Vagners 1971). Růžička (1995) popisuje hrubozrnné písky, písky se šterkovými klasty a písčité šterky s korytovitým šikmým zvrstvením jako typické výplně koryt divočících toků v rámci výplavových plošin vznikajících v předpolí ledovců. Předpokládáme-li, že s rostoucím průměrem zrnitosti materiálu se přibližujeme k čelu zalednění (Růžičková et al. 2003), potom můžeme vrstvy bazálních šterků interpretovat jako sedimenty proximální části výplavového systému (Miall 1996). Špatně vytříděné písčité litofacie v jejich nadloží potom charakterizují proximální až střední části toků divočících řek (Nývlt – Hoare in press). Postupný pokles rychlosti proudění transportního media se směrem do nadloží projevuje poklesem průměrné zrnitosti materiálu, zlepšujícím se vytříděním a také změnou zvrstvení z korytovitého na paralelní až čeřinové (Ashley 1990). Oscilace zrnitosti, spojené pravděpodobně s denními změnami v přínosu klastického materiálu (Elias 2007), jsou četnější ve svrchní části profilů, ale směrem do nadloží klesá mocnost i průměr zrnitosti hrubozrnnějších vrstviček.

Podle zrnitostních a faciálních analýz můžeme v Bohušově vyčlenit dvě fáze přínosu klastického materiálu do glaciáluvalního systému. Starší fáze je tvořena šterky s podpůrnou valounovou strukturou (Gcm) a šterky s různým zastoupením písčité základní hmoty, které jsou buď masivní (Gmm) nebo korytovitě šikmo zvrstvené (Gt). Tyto sedimenty se uložily v proximální části výplavového systému jako výplň relativně úzkých a široce zaříznutých koryt divočících řek. Facie Gmm a Gcm představují typické sedimenty gravitačních proudů, které tvoří laločnatá nebo plochá tělesa. Transport probíhal ve formě plastických (Gmm), v případě profilu 1 až pseudoplastických (Gcm) úlomkotoků. Často jsou v asociaci s facií korytovitě šikmo zvrstvených šterků (Gt), která bývá součástí šterkových valů, tvořících čočky, povlaky, běžná jsou také deskovitá tělesa (Miall 1996). Přítomnost této facie ukazuje na sedimentaci v místě změlčení nebo rozšíření říčního koryta, kde zpomalení proudění způsobuje spíše vertikální akreci těchto sedimentů (Hein – Walker 1977). Nadložní písčité set je od bazálních šterků oddělen zvlněnou bází. V této druhé fázi se uložily písčité a šterkovitopísčité sedimenty s častým korytovitým šikmým zvrstvením (St). Šikmé zvrstvení s malým úhlem (Sl), planárně laminované (Sh), planárně šikmo zvrstvené (Sp) a čeřinově šikmo zvrstvené (Sr) psamity jsou méně časté. Asociace facií St, Sp, Sr a Sh se nejčastěji vyskytuje ve formě čočkovitých a vějířovitých písčitých valů. Facie St odpovídá asymetrickým a jazykovitým 3-D dunám (Miall 1996). Facie Sl a Sh reprezentují výplavové nebo humpback duny vznikající na přechodu mezi subkritickým a superkritickým tokem (Allen 1983a). Čeřinové zvrstvení (Sr) je v Bohušově tvořeno vzájemně erozními čeřinami typu A, které ukazují na migraci čeřin během snížené míry sedimentace ze suspenze. Tento typ čeřin vzniká za pomalého proudění (< 1 m/s) v mělčích

partii aktivních kanálů, obzvláště na povrchu písčitéch valů (Jopling – Walker 1968). Laterální a vertikální migrace písčitého makroforem tvoří na řezu typicky vyvinuté tabulární vrstvy korytovitého šikmého zvrstvení, kde jsou kontakty mezi jednotlivými dílčími koryty tangenciální a vzájemně erozní (Allen 1983b).

Analýzy paleoproudění

Ve spodní části profilu 1 (facie St) mají hodnoty vynesené v růžicových diagramech (obr. 2) mírně bimodální charakter. Převládající azimuty ploch vrstevnatosti se uklánějí k jv. Sklony vrstevních ploch se pohybují mezi 18° a 20°. Výše se orientace ploch mění na s. (facie Sl) a úklony vrstev jsou mírné (3–10°). Nejvýše uložené šedé písky (Sl) mají unimodální charakter a azimuty ploch vrstevnatosti ukloněné k SV. Ve spodní části profilu 2 (St) se vrstvy rovněž uklánějí k SV s mírným sklonem vrstevnatosti 5–10°. Ve vyšší části profilu mají růžicové diagramy polymodální charakter s převažujícími orientacemi vrstev od jv. a sklony vrstev v rozmezí 18–30°. Změny sklonu a orientace vrstevnatostí indikují změnu ve směru akrece jednotlivých písčitéch těles, což je výsledkem posunu migrujícího koryta (Miall 1996). Rozdílné orientace vrstevních ploch naměřené mezi jednotlivými dílčími koryty jsou v systému divočících řek běžné. V rámci jednoho valu nebo komplexu valů se mohou indikátory paleoproudění pohybovat v širokém rozmezí (i více než 180°). Při pohledu do topografické mapy leží Bohušovská pískovna v nápadném údolí směru sv.–jz. až ssv.–jjz. Pokud předpokládáme, že odtok tavných vod probíhal právě touto depresí, pak různé orientace ploch vrstevnatostí ukazují na relativně vysokou lokální sinusitu koryt. V takových případech makroformy přirůstající ve směru proudění mohou být orientovány v různých úhlech vůči regionálnímu směru toku (Miall 1996).

Valounové analýzy

Z valounů dominují horniny místní proveniencce a křemen (obr. 3). Vysoké podíly, především kulmských jílovitých až prachovitých břidlic, méně potom kulmských drob a křídových pískovců (až 50 % ve frakci 32–16 mm), klesají směrem do jemnější frakce (29 %) na úkor odolného křemene a nordických hornin. Obsah ostatních blízkých hornin je poměrně konstantní (12–15 %). Z této provenienční skupiny jsou nejvíce zastoupeny světlé kvar-

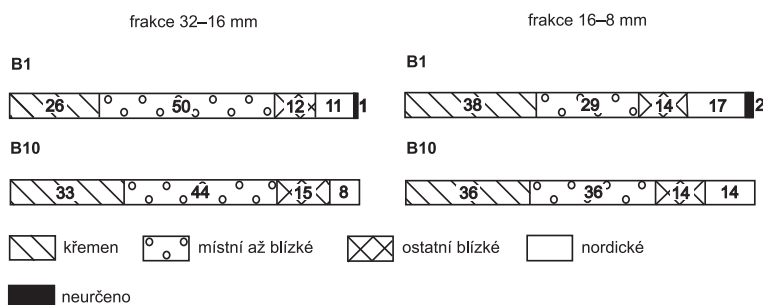
city a granitoidy ze silezického krystalinika a různé druhy silicítů, méně časté jsou ruly a amfibolity. Krystalinické souvky z jesenické oblasti jsou zastoupeny do 5 %, což koresponduje s výsledky Gáby – Peka (1999). Obsahy sudetských porfyrů jsou nízké (0,28–0,65 %), což odpovídá předpokladu Gáby – Wójcika (1990) o jejich snižujícím se množství směrem k jv.

Podíly hornin nordické proveniencce, ve které jsou nejhojnější fenoskandské granitoidy, se pohybují ve frakci 32–16 mm okolo 8 % (B10), ale narůstají do jemnější frakce až na 17 %. Mírně nadprůměrné obsahy nordických souvků ve vzorku B1 oproti hodnotám uváděným Gábou (1976) pro moravskoslezskou oblast zalednění, lze podle Nývlt – Hoareho (2000) vysvětlit sedimentací během ústupu ledovce, kdy se do depozičního systému dostával ve větší míře materiál transportovaný v subglaciální a/ nebo englaciální zóně ledovce. Zastoupení pazourků je velmi nízké 0,65–2,81 %, vzhledem k průměrnému obsahu baltských pazourků uváděnému Gábou – Pekem (1999) pro moravskoslezskou oblast okolo 8 %. Na základě složení valounových společenstev můžeme říct, že zdroje většiny šterkového materiálu se nacházely v blízkém okolí studované lokality a tento materiál prodělal jen poměrně krátký transport. Většina klastů ostatních blízkých hornin a křemene může podle Macouna et al. (1965) pocházet z fluvialních sedimentů toků pramenících v jesenické oblasti a v případě Osoblažska také z hojných křemenných žil v kulmských horninách.

Analýzy těžkých minerálů

Studované glaci-fluviální sedimenty vykazovaly velkou pestrost asociací těžkých minerálů, což se shoduje se závěry Otavy et al. (1991). S výjimkou vzorku OH7 ve studovaných souborech převládaly neprůsvitné těžké minerály, které mohly tvořit až 69 % (OH23) všech těžkých minerálů. Tato skupina byla zastoupena především hojnými sekundárními minerály Fe, hematitem a ilmenitem. Nejvyšší obsahy hematitu byly zjištěny ve vzorku OH23 (45 %). Sekundární minerály Fe byly nejhojnější ve vzorku OH25, kde tvořily 55 % všech zrn. Magnetické minerály tvořily max. 4 % (OH25) z celkového obsahu těžkých minerálů. Průsvitné těžké minerály (tab. 2) tvoří největší podíl ve vzorku OH7 (54 %), nejmenší potom ve vzorku OH23 (31 %). K nejhojnějším minerálům z této skupiny patří granát, amfibol, staurolit, sillimanit a andalusit. Do 5 % všech průsvitných těžkých minerálů byly zastoupeny epidot, glaukonit, pyroxen, často také rutil, titanit a zirkon. Do skupiny ostatních minerálů byly zařazeny ty, které netvořily ani 1 % celkového podílu minerálních zrn. Sem patří apatit, kyanit, monazit, v některých vzorcích také turmalíny či pyroxeny a z rudních minerálů například pyrit.

Přítomnost ostrohranného rutilu (Kodymová 1964) je typická pro ledovcové sedimenty sálského stáří. Studované vzorky mají srovnatelné podíly granátů, hornblendu, pyroxenů a glaukonitu s tily mladšího (oderského) sálského zalednění ze sz. Polska



Obr. 3: Grafy procentuálního zastoupení jednotlivých provenienčních skupin a křemene ve vzorcích B1 a B10.

Fig. 3: Diagrams of percentage content of particular provenance groups and quartz in samples B1 and B10.

podíly frakce 0,5–0,25 mm (%)													
OZNAČENÍ VZORKU	amfibol	andalusit	epidot	glaukonit	granát	pyroxen	rutil	sillimanit	staurolit	titanit	turalin	zirkon	OSTATNÍ
Bohušov 1 – profil 1													
OH5	35	—	5	—	28	2	—	9	12	—	2	5	2
OH7	26	—	2	—	30	4	2	6	20	2	2	2	4
Bohušov 1 – profil 3													
OH23	16	16	3	—	16	—	7	19	16	—	7	—	—
OH25	16	13	—	3	19	3	—	16	10	7	—	7	6

Tab. 2: Podíly jednotlivých průsvitných těžkých minerálů a minerálních skupin ve frakci 0,5–0,25 mm.

Tab. 2: Proportion of particular transparent heavy minerals and mineral groups in grain fraction 0,5–0,25 mm.

(Czerwonka 1977) a j. Litvy (Baltrūnas – Gaigalas 2004). Vůči nim jsou ochuzeny o epidot a zirkon a výrazně nabo-haceny o staurolit. Nižší podíly epidotu, jakožto indikátoru nordické proveniencie (Sikorová et al. 2006), lze vysvětlit naředěním materiálu během transportu v ledovci a následně v ledovcovém výplavu. Obohacení glaci-fluviálních sedimentů vůči srovnatelným tillům o těžké minerály pocházející z místních a blízkých hornin (Pecina et al. in press), může být příčinou zvýšených obsahů typických magmatických a metamorfních minerálů (Gregerová et al 2002) jako jsou staurolit, sillimanit a andalusit. Jejich zdrojem mohou být buď přímo horniny silezického krystalinika, především pak různé typy pararul desenské klenby (Cháb et al. 2003) nebo kulmské horniny, které byly při svém vzniku těmito horninami dotovány (Dvořák 1994). Převaha zaoblených zrn nad zrny ostrohrannými ukazuje na vyšší pravděpo-dobnost druhé z výše uvedených možností.

Závěr

V Bohušovské pískovně můžeme vyčlenit dvě fáze přínosu materiálu do proglaciálního glaci-fluviálního systému. Starší je tvořena převážně masivními korytovitě šikmě zvrstvenými hrubozrnnými šterky s různým podílem písčité základní hmoty, které můžeme interpretovat jako vý-plně hlubších a úzkých koryt divočících řek a šterkové valy v proximální části výplavového systému. V jejich nadloží se uložily písčité a šterkovitopísčité sedimenty s častým korytovitým, planárním a čeřinovým šikmým zvrstvením, případně s horizontální laminací. Tyto litofacie sedimentovaly v proximální až střední části výplavových plošin vznikajících v předpolí ledovců, kde tvořily menší protáhlé akreční makroformy, 3-D duny či duny typu humpback.

Výrazné změny sklonu a orientace vrstevnatostí indikují změny ve směru akrece jednotlivých písčitých těles vlivem migrace dílčích koryt. V rámci obou měřených profilů se indikátory paleoproudění pohybují v širokém rozmezí (v profilu 1 je to téměř 180°). Různá orientace přirůstání makroforem vůči regionálnímu směru toku byla nejspíše způsobena vysokou lokální sinuositou koryt.

Valounové analýzy z lokality Bohušov odpovídají již dříve zjištěným údajům a výsledky se shodují s poměry jednotlivých provenienčních skupin v Jesenické oblasti. Zdroje většiny šterkových klastů, včetně křemene se nacházely v re-

lativní blízkosti studované lokality. Vysoký obsah místního materiálu ukazuje jen na omezenou délku transportu. Dalším důležitým zdrojem materiálu byly fluviální sedimenty toků pramenících v jesenické oblasti, které ledovec při svém postupu zakomponoval do své hmoty. Nordické horniny byly transportovány uvnitř ledové masy a do depozičního systému se v hojnější míře dostávaly během ústupové fáze.

Analýzy těžkých minerálů ukazují, že materiál glaci-fluviálních sedimentů Osoblažska nemá jednotnou provenienci, ale jedná se spíše o směs materiálů odrážejících horninové podloží širší oblasti, přes kterou ledovec postupoval. Důležitými zdroji materiálu zkoumaných se-dimentů jsou horniny jejich přímého horninového podloží (moravické souvrství) a horniny z širšího okolí Osoblažska, především ze starších souvrství kulmu s výchozy ležícími z. a sz. od studovaných lokalit a polská část silezického kry-stalinika, popřípadě předsálské fluviální sedimenty přítoků řeky Odry pramenících v Jesenické oblasti.

Poděkování

Rád bych poděkoval Martinu Ivanovovi a Danielu Nývltovi za řadu odborných připomínek, poskytnutí zdrojů informací a za pomoc při terénních pracích, Martinu Hanáčkovi děkuji za konzultace valounových analýz. V neposlední řadě patří můj dík Janu Sedláčkovi za pomoc s terénními pracemi a za řadu věcných připomínek k této práci.

Literatura

- Allen, J. R. L. (1983a): Gravel overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment: examples from the Lower Old Red Sandstone, southern Britain. – *Sedimentology*, 30, 2, 285–294.
- Allen, J. R. L. (1983b): River bedforms: progress and problems. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6, 19–33.
- Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. – *J. Sediment. Petrol.*, 60, 160–72. Tulsa.
- Baltrúnas, V. – Gaigalas, A. (2004): Entropy of Pleistocene till composition as an indicator of sedimentation conditions in Southern Lithuania. – *Geol. Quart.*, 48, 2, 115–122. Warszawa.
- Czerwonka, J. A. (1977): Zastosowanie srednich odleglosci taksonomicznych (ATD) do interpretacji wyników analiz mineralov ciezkich w utworach czwartorzędowych. – *Kwart. Geol.*, 21, 4, 819–829. Warszawa.
- Dreimanis, A. – Vagners, U. J. (1971): Bimodal distribution of rocks and mineral fragments in basal tills. – In: Goldtwait R.P. (Ed.): *Till a symposium*. 237–250, Ohio State Univ. Press. Ohio.
- Dvořák, J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. 1–77, ČGÚ. Praha.
- Elias, S. A. (2007): *Encyclopedia of Quaternary Science*, four-volume set, 1–4; 1–3576, Elsevier. London.
- Folk, R. L. – Ward, W. C. (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. – *J. Sediment. Petrol.*, 27, 1, 3–26. Tulsa.
- Gába, Z. (1976): Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 25, 57–61. Opava.
- Gába, Z. – Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. 1–126, Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku. Šumperk.
- Gába, Z. – Wójcik, J. (1990): Sudetské porfýry jako vůdčí souvky v ledovcových uloženinách Polska a ČSFR. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 39, 1, 59–65. Opava.
- Gregerová, M. – Fojt, B. – Vávra, V. (2002): Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů. 1–315, Moravské zemské muzeum, PřF MU Brno. Brno.
- Hein, F. J. – Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. – *Can. J. Earth Sci.*, 14, 562–570.
- Cháb, J. – Čurda, J. – Kočandrle, J. – Manová, M. – Nývlt, D. – Pecina, V. – Skácelová, D. – Večeřa, J. – Žáček, V. (2003): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 14-224 Jeseník. 1–94, MS ČGS. Praha.
- Jopling, A. V. – Walker, R. G. (1968): Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the pleistocene of Massachusetts. – *J. Sediment. Petrol.*, 38, 971–984. Tulsa.
- Kodymová, A. (1964): Petrografické složení ledovcových sedimentů na Opavsku a Hlučínsku a jeho význam pro stratigrafii. – *Sborník geologických věd*, A, 2, 73–83. Praha.
- Macoun, J. – Šibrava, V. – Tyráček, J. – Knebllová-Vodičková, V. (1965): *Kvartér Ostravska a Moravské brány*. 1–419, Ústřední ústav geologický. Praha.
- Miall, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. 1–582, Springer. New York.
- Nývlt, D. – Hoare, P. G. (2000): Valounové analýzy glacioluvialních sedimentů severních Čech. – *Věstník ČGÚ*, 75, 2, 121–126. Praha.
- Nývlt, D. – Hoare, P. G. in press: Petrology, provenance and shape of clasts in the glaciofluvial sediments of the Mníšek member, northern Bohemia, Czechia. – *Journal of Geological Sciences, Anthropozoic*. Praha.
- Otava, J. – Plička, M. – Žůrková, I. (1991): Provenience písků na severní Moravě ve světle asociací průsvitných těžkých minerálů. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Nat.*, 76, 115–125. Brno.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrle, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, J. – Žáček, V. in press: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000 14–221 Žulová. – MS ČGS. Praha.
- Růžička, M. (1995): Genesis and petrography of glacial deposits in the Czech republic. – In: Ehlers, J.– Kozarski, S.– Gibbard, P. L. (Eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*, 406–420, A. A. Balkema. Rotterdam.
- Růžičková, E. – Růžička, M. – Zeman, A. – Kadlec, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky Struktury a textury hlavních genetických typů. 1–92, ČGS. Praha.
- Sikorová, J. – Víšek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské hory Mts., Czechia. – *Geol. Quart.*, 50, 3, 345–352. Warszawa.
- Skácel, J. – Kroutilík, V. (1966): Vysvětlivky ke geologické mapě 1 : 50 000, list M-33-72-B Matějovice, list M-33-72-A Slezské Rudoltice. 1–121, MS Geofond. Praha.

DOKUMENTACE TĚLESA DÁLNIČE D47 V ÚSEKU LIPNÍK NAD BEČVOU–KLIMKOVICE

Evidence of the highway D47 between Lipník nad Bečvou–Klimkovic

Pavla Tomanová Petrová¹, Helena Gilíková¹, Jan Čurda², Vladimíra Petrová¹, Oldřich Krejčí¹, Daniel Nývlt¹

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

² Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha; e-mail: jan.curda@geology.cz

(25–11 Hlubočky, 25–12 Hranice, 15–34 Fulnek a 15–43 Ostrava)

Key words: Carpathian Foredeep, regional geology, glacial sediments, hydrogeology, geohazards

Abstract

The route of highway D47 between Lipník nad Bečvou–Klimkovic is situated in the Carpathian Foredeep nearly the margin of the Bohemian Massif (Nížký Jeseník Mt.). The geological setting of this area is complicated. We described rocks of the Moravice Formation (Upper Visean) and the Hradec-Kyjovice Fm., Lower Badenian sands and clays with numerous foraminiferal fauna. They are overlaid by Quaternary sediments i. e. Middle Pleistocene fluvial sediments, Upper Pleistocene loesses and Holocene sediments. Locally there were determined glacial and glacialustrine sediments of the Saale glaciation. Slopes of the Nížký Jeseník Mt. (north the highway) are affected by large landslides. These slides are old and presently they do not constitute the problem for highway.

Úvod

V průběhu let 2005–2008 probíhala stavba několika úseků dálnice D47 v trase Lipník nad Bečvou–Bohumín. V rámci geologického mapování České geologické služby (ČGS) a dalších prací ČGS byla její část mezi Lipníkem nad Bečvou a Klimkovicemi (obr. 1) zdokumentována. Jedná se o liniovou stavbu v délce přibližně 49 km. Dokumentace tělesa dálnice D47 byla ukončena j. od obce Klimkovic, kde stavba vstoupila do tunelu raženého paleozoickými horninami. O dokumentaci tunelu Klimkovic pojednává samostatný příspěvek v tomto čísle.

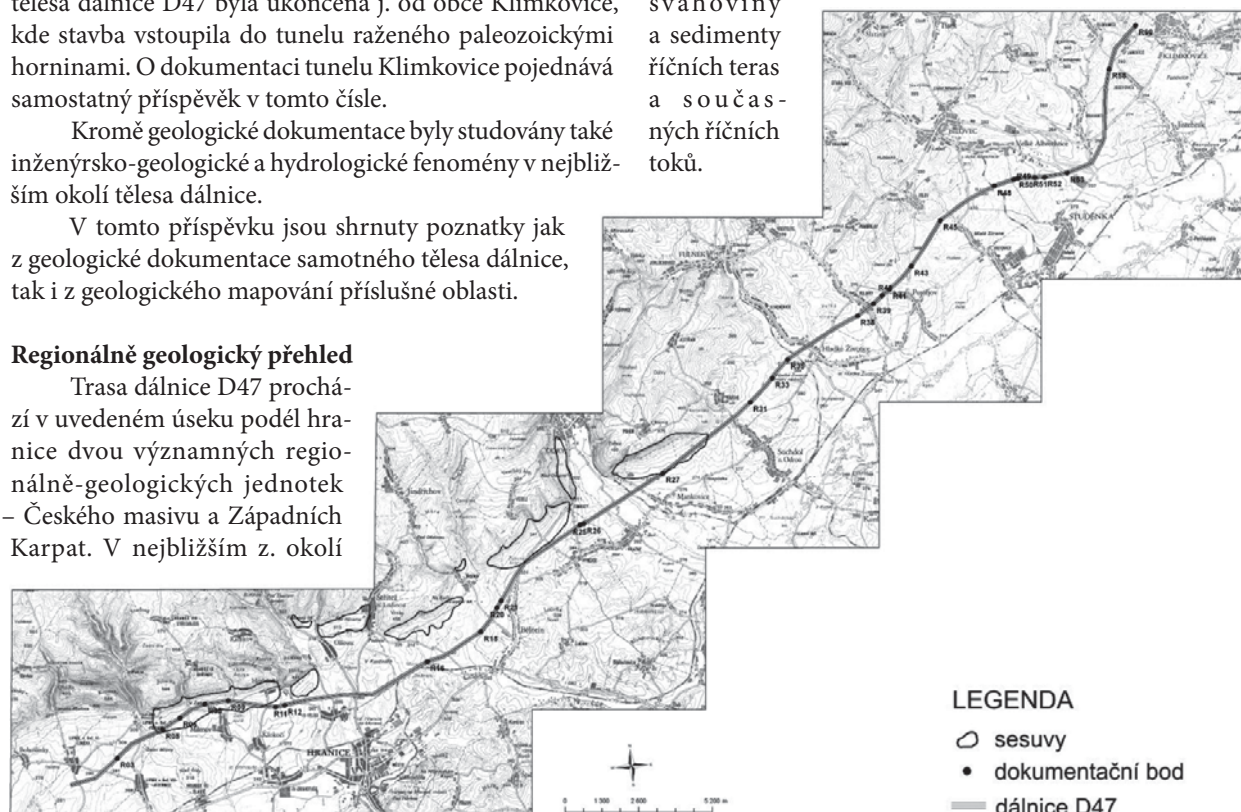
Kromě geologické dokumentace byly studovány také inženýrsko-geologické a hydrologické fenomény v nejbližším okolí tělesa dálnice.

V tomto příspěvku jsou shrnuty poznatky jak z geologické dokumentace samotného tělesa dálnice, tak i z geologického mapování příslušné oblasti.

Regionálně geologický přehled

Trasa dálnice D47 prochází v uvedeném úseku podél hranice dvou významných regionálně-geologických jednotek – Českého masivu a Západních Karpat. V nejbližším z. okolí

trasy dálnice se nacházejí paleozoické sedimenty Nížkého Jeseníku Českého masivu. Karpatská soustava je zastoupena mezozoickými až paleogenními sedimenty flyšového pásma Západních Karpat (podslezská jednotka) a miocenními sedimenty karpatské předhlubně Západních Karpat. Převážná část trasy dálnice prořezává sedimenty kvartéru. Jedná se o spraše a sprašové hlíny, ledovcové sedimenty, svahoviny a sedimenty říčních teras a současných říčních toků.



Obr. 1: Trasa dálnice D47 s vyznačenými dokumentačními body a sesuvnými územími.

Fig. 1: The route of highway D47 with documentary points and landslide areas.

Paleozoikum Nížkého Jeseníku

Horniny moravskoslezského paleozoika zastoupené spodnokarbonskými sedimenty v siliciklastické kulmské facii vystupují na povrch v blízkém okolí trasy na svazích Oderských vrchů od Lipníku nad Bečvou až po Klimkovic. V jižní části studované trasy v Oderských vrších v úseku od obce Loučka u Lipníku nad Bečvou až po Strítež nad Ludinou vystupují na povrch sedimenty moravického souvrství stratigraficky zařazovaného do goniatické zóny Go- β svrchního visé. Převážně se jedná o rytmicky zvrstvené břidlice, prachovce a droby, které se usazovaly v hlubokomořských pánvích jako produkt distálních částí turbiditních proudů.

V pokračování dálniční trasy směrem na SV od Stríteže nad Ludinou až po Klimkovic se v přímém nadloží sedimentů moravického souvrství nacházejí mladší sedimenty hradecko-kyjovického souvrství zařazované do zóny Go- γ svrchního visé. Při bázi dominují droby (s. od Stríteže nad Ludinou), do nadloží přibývají břidlice, které již od obce Kletné směrem na SV ve vrstevním sledu převažují. Na základě profilů několika vrtů předpokládáme jejich přítomnost dále k JV v podloží miocenních sedimentů karpatské předhlubně a ještě dále k JV pod násunovými plochami karpatských příkrovů.

Karpatská předhlubeň

V bezprostřední blízkosti tělesa dálnice se vyskytují spodnobadenské jíly, které jsou překryty sprašovými hlínami a glaciálními sedimenty, příp. jsou prohněteny ve formě svahovin.

Spodnobadenské sedimenty jsou v Moravské bráně pozorovány převážně ve šterkovo-písčitém a jílovito-prachovitěm vývoji. Celková mocnost činila podle Eliáše – Pálenského (1998) více než 1 000 m, po denudaci se uvádí mocnost asi 600 m (Pálenský 2000). Pelitická facie, která jako jediná byla zastižena v tělese dálnice D47, v podélném i příčném směru výrazně přesahuje plošné rozšíření klastických sedimentů.

Vápnité pískovce a písčité slepence nasedají na paleozoické podložní jílovité břidlice a droby kulmské facie jako bazální člen spodnobadenské transgrese. Představují je vápnité šterky, slepence, pískovce a hrubozrné písky s paralelními texturními znaky a šikmým zvrstvením, stejně jako i polohy masivních vápnitých písků až pískovců se subhorizontálním, místy až planárně šikmým zvrstvením. Klastický materiál tvoří převážně droby a břidlice kulmu Nížkého Jeseníku (ojediněle až 30 cm velké klasty) a podstatně méně jsou zastoupeny valouny flyšových sedimentů. Pracovně byly označeny jako „stachovický vývoj“ a „fulnecký vývoj“ (Gilíková et al. 2006, Tomanová Petrová et al. 2007).

Ve výplavech i výbrusech byly nalezeny schránky foraminifer. Společenstvo tvoří mělkovodní druhy foraminifer (infralitorál) s *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Amphistegina* sp., *Nonion* sp., které doprovázejí úlomky ostnů ježovek, schránek měkkýšů a mechovek. Schránky jsou korodované a poškozené, což může dokládat transport hyperpyknickým proudem.

Písky, pískovce, šterky i slepence této facie představují plážové a mělkomořské sedimenty (valy, čeřiny) a sedimenty delt Gilbertova typu.

V tělese dálnice byly lokálně zastiženy vápnité jíly spodního badenu. Jedná se o světle šedé až světle zelenavě šedé, navětralé, střípkovitě rozpadavé vápnité prachovité jíly. Obsahují četnou diverzifikovanou mikrofaunu spodního badenu zastoupenou převážně planktonními druhy např. *Orbulina suturalis* Brön., *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Gl. quadrilobatus* (d'Orb.), *Globorotalia bykovae* (Ais.). Bentické druhy jsou představovány např. *Uvigerina macrocarinata* Papp & Turn., *U. semiornata* d'Orb., *Melonis pompilioides* (Ficht. & Moll.), *Martinotiella karreri* (Cush.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Praeglobobulimina pupoides* (d'Orb.), *Vaginulina legumen* (L.). Foraminifery jsou doprovázeny úlomky jehlic hub, ostnů ježovek a fragmenty zoárií mechovek. Společenstvo dokládá ukládání spodnobadenských jílu v hlubším prostředí cirkalitorálu.

Kvartérní sedimenty akumulační oblasti

Nejstarší kvartérní sedimenty v oblasti, které však v trase dálnice nikde nevystupují na povrch, jsou ledovcové sedimenty elsterského stáří. Tilly, glaci-fluviální a (glaci)-lakustrinní sedimenty elsterského stáří byly v oblasti od obce Vražné směrem k Bílovci navrtány nejčastěji v hloubkách 15–20 m.

Fluviální písčité šterky hlavní terasy představují nejstarší kvartérní sedimenty zastižené v trase dálnice. Rozsáhlé akumulace sedimentů hlavní terasy jsou zachovány při vyústění řeky Odry z Oderských vrchů do Moravské brány. Stratigraficky obdobné jsou akumulace fluviálních písčitých šterků Žabníka, Veličky, Ludiny, Luhy, Husího potoka a Bílovky. Většinou jsou překryty ledovcovými sedimenty prvního sálského glaciálu a na povrchu převáží sprašovými hlínami, jen ojediněle vystupují na povrch (např. u obcí Vražné a Mankovice).

Mocnost akumulace fluviálních písků a šterků hlavní terasy řeky Odry dosahuje 5–10 m. Ve šterkové frakci jednoznačně dominují droby a břidlice kulmské facie pocházející z Oderských vrchů. Šterkové akumulace podél drobných toků mají spíše charakter sedimentů výplavových kuželů, které směrem do říčního údolí přecházejí do typických teras řeky Odry. K uložení fluviálních šterků a písků pravděpodobně došlo během dlouhého preglaciálního období v rámci sálského glaciálu s. l., zřejmě během MIS 8.

Sedimenty [tilly, glaci-fluviální a (glaci)-lakustrinní] ledovcové série sálského zalednění obvykle nasedají na fluviální písčité šterky, lokálně i na předkvartérní badenské podloží, pokrývají nebo dříve pokrývaly prakticky celé území kolem trasy dálnice od Bělotína až ke Klimkovicím.

Tilly sálského zalednění se v trase dálnice vyskytují pouze jako denudační relikt v okolí Vražného a j. od Klimkovic. Jedná se o špatně vytríděné přechodné až písčité diamiktony s podpůrnou strukturou matrix a občasnými klasty až balvanité frakce.

Glaci-fluviální sedimenty lze charakterizovat jako nepravidelně se střídající písčité šterky s převážně jemně až středně zrnitými proměnlivě prachovitými písky. Typická je subhorizontální laminace až zvrstvení a planární a korytové



Obr. 2: Glacifluviální sedimenty s tělesem koryta.
Fig. 2: Glacifluvial sediments with channel.



Obr. 3: Glacifluviální sedimenty s nordickým materiálem.
Fig. 3: Glacifluvial sediments with nordic material.



Obr. 4: Laminované glacilakustrinní sedimenty s rostlinnou drtí.
Fig. 4: Laminated glacilakustrinne sediments with organic fragments.

šikmé zvrstvení, které se nejčastěji vyskytuje ve střední části proglaciálního glacifluviálního plošného výplavu sandrového typu. Glacifluviální sedimenty byly zastíženy v dálničním zářezu např. u Hladkých Životic nebo Kujav (obr. 2). Ve štěrkové frakci se nejhojněji objevují droby kulmských hornin, pískovce a žilný křemen, v menší míře jsou přítomné valouny exotik a nordika (obr. 3).

V jejich nadloží jsou lokálně zachovány glacilakustrinní sedimenty spadající do stejného glaciálu jako podložní glacifluviální písčité štěrky. Glacilakustrinní prachovité jíly až jemně zrnité písky byly zjištěny pouze v zářezu dálnice s. od Kujav (obr. 4). Jedná se o tence laminované glacila-

kustrinní sedimenty typické střídáním světle modrošedých, místy nafialovělých jílovitých siltů (0,5–10 cm mocných) a smetanových, cihlově červených až žlutorezavých dobře vytríděných jemnozrnných křemenných písků (3–25 cm mocných) s častými železitými záteky a občasnými vrstvičkami štěrčiku. Vrstvy jsou nejčastěji uloženy horizontálně až subhorizontálně, často jsou zprohýbány. Ve vrstvách jílovitých prachů se vyskytuje hojná organická drť splavená do proglaciálního jezera.

Fluviální písčité štěrky a sedimenty ledovcové série jsou většinou podél celé trasy dálnice překryty mladšími kvarténními sedimenty, především svrchnopleistocenními sprašovými hlínami. Jejich mocnosti jsou většinou mezi 2 a 5 m, ojediněle do 10 m. Sprašové hlíny Moravské brány jsou nevápnité, silně slídnaté, obsahují četné železité a manganové konkrce a výjimečně i karbonátové záteky. Sekundárně jsou především v přípovrchových částech ovlivněny oglejením a mramorováním.

Do pleistocénu až holocénu jsou kladeny hlinitopísčité a kamenito-hlinité svahoviny. Svahové sedimenty se v trase dálnice vyskytují především při úpatí zlomových svahů Oderských vrchů od obce Loučky u Lipníku nad Bečvou až po Klimkovice.

Svahové hlinitopísčité a kamenitohlinité sedimenty představují resedimentované akumulace především glacifluviálních a fluviálních sedimentů a sprašových hlín, v menší míře ze zvětralin spodnobadenských jílu a pískovců a drob kulmské facie. Běžné mocnosti se pohybují mezi 2 a 7 m, na úpatí zlomových svahů místy i více. Nejčastěji se jedná o špatně až velmi špatně vytríděné prachovité písky s menší příměsí štěrků (hlinitopísčité svahoviny) anebo o poloostrohanné až ostrohanné, velmi špatně vytríděné štěrkové klasty s podpůrnou strukturou matrix (kamenitohlinité svahoviny). Svahoviny, jejichž součástí jsou spodnobadenské jíly, obsahují četnou diverzifikovanou foraminiferovou mikrofaunu.

Svahové sedimenty byly zřejmě uloženy sesouváním, ploužením nebo plošnou soliflukcí, při zlomovém úpatí Oderských vrchů se proto objevuje větší množství sesuvů. K nejintenzivnější fázi svahového transportu a akumulaci docházelo během pozdního glaciálu v důsledku degradace permafrostu a v holocénu následkem zvýšených atmosférických srážek.

Sedimenty holocénu jsou zastoupeny splachovými písčito-hlinitými sedimenty, fluviálními písčito-štěrkovými sedimenty (vyššího nivního stupně), fluviálními hlinitopísčítými sedimenty (nižšího nivního stupně), fluviálními (povodňovými) štěrky a organickými sedimenty – hnilokaly. Tyto nejmladší sedimenty se sice nacházejí v blízkém okolí dálnice, ale protože se vyskytují spíše v údolních nivách, které v trase dálnice klesají pod projektovanou niveletu dálniční pláň, jsou tato údolí přemostěna.

Geohazardy

Sesuvy se nacházejí podél celé trasy dálnice D47 od obce Loučky u Lipníku nad Bečvou až po Kletné (viz obr. 1) v místech s velkým výškovým skokem mezi elevací Oderských vrchů a zlomovým údolím Moravské brány. Jedná se o polycyklické, frontální, hluboce založené sesuvy tvořené

skalním podkladem břidlic a drobné kulmské facie společně se svahovými kamenitohlinitými a hlinitopísčitymi sedimenty akumulované při úpatích svahů Oderských vrchů.

Stavba dálnice je na dvou místech sesuvy přefata: od obce Pohoří po Hrabůvku a od Mankovic po Kletné.

Rozsáhlé sesuvné území mezi obcemi Pohoří – Hrabůvka má celkovou šířku 4,8 km a délku 800 m. Vrchol odlučné hrany (koruna sesuvu) se nachází na okraji náhorní plošiny nedaleko obce Uhřínov a je většinou tvořen sedimenty moravického souvrství stáří spodního karbonu. Odlučná hrana je tvořena strukturním svahem, původně vzniklým na okrajovém zlomu karpatské předhlubně s erozními procesy zmírněnými úklonem. Akumulační část sesuvu se zaříznutým tělesem dálnice se nachází na území mezi obcemi Pohoří a Hrabůvka a má délku asi 500 m.

Mezi obcemi Mankovicemi a Kletné byl zjištěn rozsáhlý sesuv založený na zlomovém svahu s celkovou délkou až 1 km a šířkou 4,1 km. Vrchol odlučné hrany (koruna sesuvu) se nachází na okraji náhorní plošiny v okolí Pohoře a je většinou tvořen sedimenty spodního karbonu. Odlučná hrana, podobně jako u sesuvu mezi obcemi Pohoří a Hrabůvkou, je formována strukturním svahem, původně vzniklým na okrajovém zlomu karpatské předhlubně. Akumulační část sesuvu se nachází na území obcí Mankovice a Suchdol nad Odrou a má délku 500 až 600 m. Touto částí sesuvu mj. prochází těleso dálnice. Mocnost sesuvu lze odhadnout díky hlubokému založení na několik desítek až sto metrů.

Sesuvy výše popsané jsou staré, neaktivní, neznamenají tedy v současné době nebezpečí pro těleso dálnice. Během dokumentace byly zastiženy pouze drobné svahové nestability ve sprašových hlínách a svahovinách, které jsou v některých oblastech již zpevněny gabiony.

Hydrogeologie

Z regionálně hydrogeologického pohledu je možno stavbu dálnice D47 v předmětném úseku mezi Hranicemi a Klimkovicemi situovat na jv. úpatí hydrogeologického masivu slezského kulmu Oderských vrchů. Tento hydrogeologický masiv je v celém rozsahu budován spodnokarbonskými horninami, které se postupně noří pod sz. okrajovou část pánevní hydrogeologické struktury neogenních sedimentů karpatské předhlubně Moravské brány.

Vzájemný hydraulický kontakt obou základních hydrogeologických systémů je v trase stavby dálnice D47 až na nepatrné výjimky zakryt superponovaným hydrogeologickým subsystémem početně variabilních průlinových kolektorů vyvinutých v různých genetických typech kvartérních sedimentů. Ty mají na obou pólech klasifikační škály propustnosti (Jetel 1985) značný hydrogeologický význam. Mírně až velmi silně propustné kvartérní sedimenty reprezentované především fluvialními a glaciálními štěrky a písky s koeficienty filtrace rámcově vyššími než $1.10E^{-5}$ m/s příznivě napomáhají přímé infiltraci atmosférických srážek do hydrogeologického prostředí a regionálnímu transferu podzemní vody k úrovni jednotlivých drenážních bází. Dostí slabě až nepatrně propustné sedimenty (spraše a sprašové hlíny, souvkové hlíny, nivní hlíny) s koeficienty filtrace rámcově nižšími než

$1.10E^{-5}$ m/s vystupují v roli důležitých stropních izolátorů bránících vstupu potenciální kontaminace do podložních kolektorů. V případě, že není celistvost těchto stropních izolátorů sekundárními zásahy (např. zářezy stavby dálnice D47 apod.) porušena, představují primární přírodní bariéru pro vstup potenciální kontaminace nejen ze stavby dálnice D47 a jejího následného provozu do podložních kolektorů.

Z hlediska regionální transmise podzemních vod je možno konstatovat, že orientace stavby dálnice D47, která je v celém uvedeném úseku na SV od hlavního evropského rozvodí situována do povodí Odry, zatímco její krátký nejjižnější úsek mezi Hranicemi a Bělotínem patří povodí Moravy, resp. Dunaje, probíhá vesměs napříč regionálním sestupným prouděním podzemní vody z výše položených infiltračních oblastí hydrogeologického masivu směřujícím do oblasti působnosti regionální drenážní báze řeky Odry a jejich přítoků.

V bezprostřední blízkosti stavby dálnice D47 se nalézá jímací území Stachovice, kde jsou ve svrchních polohách pelitické facie spodního badenu v centrální části karpatské předhlubně vyvinuta různě mocná písčité tělesa. Plošně nejvýznamnější tělesa středně až hrubě zrnitých písků se vyskytují na zjz. okraji intravilánu obcí Stachovice a Hladké Životice při vyústění údolí Husího potoka do oderské části Moravské brány. Plošné omezení těles průlinových kolektorů je pravděpodobně dáno pozvolným laterálním přechodem písků v pelity, na základě dostupných indicií však nelze vyloučit ani jejich tektonické omezení. Odkrytý průlinový kolektor spodnobadenských klastik o úplné mocnosti 34 m byl zastižen hydrogeologickým průzkumným vrtem HV-1 Stachovice (Kadula 1967) situovaným v s. úbočí údolí Jestřabího potoka a jímacím vrtem HV-2 v jímacím území Stachovice (Kadula 1967). Oba vrty prokázaly existenci nepropustného kulmského podloží, jehož předneogenní reliéf vykazuje v těchto místech značnou dynamiku (vrty jsou dokumentovány až 30 metrové rozdíly úrovně báze kolektoru okrajových klastik neogénu na kótách 221, resp. 251 m n. m.). Oba zmíněné vrty narazily na volnou hladinu podzemní vody, zatímco další hydrogeologický jímací vrt – H-12 Stachovice (Pavliš – Ptáčník 1969), kde se klastika neogénu nacházela v podloží 5 m štěrku tzv. hlavní terasy a 10 m vápnitých jíílů neogénu ve funkci stropního izolátoru – zastihl artéskou hladinu podzemní vody s mírným přetokem v úrovni terénu. V hloubce 55,7 m p. t. byl na kótě 201 m n. m. i tímto vrtem navrtán počevní izolátor kulmského podloží.

Vlastní průlinový kolektor je tvořen hrubozrnnými písky a písčitymi štěrky okrajové facie spodního badenu, které jsou jen v omezeném rozsahu překryty izolační vrstvou vápnitých jíílů (vrt H-12). Tato geologická stavba kolektoru umožňuje přímou infiltraci atmosférických srážek.

Závěr

Stavba dálnice D47 je výsledkem projekční a stavební činnosti trvající téměř 10 let. I navzdory tomu, že dálnice D47 je v úseku Hranice–Klimkovic z regionálně geologického hlediska situována do komplikované zóny styku Českého masivu a Západních Karpat, nepředstavuje její stavba a následný provoz vážnější rizika pro horninové

prostředí včetně podzemních vod, která by při dodržení projektovaných technicky, stavebně, metodicky, organizačně i ekonomicky dostupných prvků nebylo možno účinně eliminovat.

Z geologického pohledu se jedná o stavbu úspěšnou a rizika jejího provozu a havarijních situací z hlediska ochrany horninového prostředí buď vůbec neexistují a nebo jsou minimální, lokálně zanedbatelná a bez nebezpečí jejich progresivního vývoje.

Stavba dálnice je pro mapující geology velkým přínosem, neboť již v průběhu projektování stavby zde byly prováděny průzkumné vrty, které podávají důležité informace převážně o mocnosti kvartérních, popř. terciérních sedimentů. Postupem času při stavbě dálnice se v některých úsecích stavba zařezávala do podloží, a tudíž vznikaly nové odkryvy, které blíže pomáhají vytvářet geologický obraz terénu.

Poděkování

Rádi bychom poděkovali Peteru Pálenskému a Tomáši Kuchovskému za řadu odborných a věcných připomínek k této práci.

Literatura

- Eliáš, M. – Pálenský, P. (1998): Model vývoje miocenních předhlubní na Ostravsku. – Zpr. Geol. Výzk. v r. 1997, 65–66. Praha.
- Gilíková, H. – Nývlt, D. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Maštera, L. (2006): Nové poznatky z geologického mapování na listu 25–122 Suchdol nad Odrou. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 68–71. Brno.
- Jetel, J. (1985): Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. – Metod. Příruč., sv. 1. Ústř. Úst. geol. Praha.
- Kadula, J. (1967): Stachovice – zpráva o hydrogeologickém průzkumu. – MS Vodní zdroje. Opava.
- Pálenský, P. (2000): Structural map of the underlay of autochthonous Miocene 1 : 100 000. – MS Archiv ČGS. Praha.
- Pavliš, R. – Ptáčník, J. (1969): Zpráva o provedení hydrogeologického průzkumu v oblasti Stachovice – Suchdol – Mankovice – Jeseň nad Odrou – Vražné. – MS Vodní zdroje. Praha.
- Tomanová Petrová, P. – Gilíková, H. – Otava, J. – Pálenský, P. – Šrámek, J. (2007): Lower Badenian clastics in the Moravian gate from the viewpoint of mapping geologist. – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 36, Geology, 31–38. Brno.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY STUDIA VZTAHU SUBFOSILNÍCH KMENŮ A FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ NA LOKALITÁCH OSEK NAD BEČVOU A TOVAČOV-ANNÍN

Preliminary results of the relations between subfossil trunks and fluvial sediments on Osek nad Bečvou and Tovačov-Annín localities

Jan Vít¹, Tomáš Kolář², Michal Rybníček²

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

²Ústav nauky o dřevě, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno; e-mail: koldatom@gmail.com

(24–24 Prostějov, 25–13 Přerov)

Key words: Morava and Bečva rivers floodplain, subfossil trunks, fluvial deposits, Holocene age

Abstract

There are many subfossil trunks in natural outcrops and especially in gravel pits along the Morava and Bečva rivers. Many of them have their original position in gravel deposits but close to position of quite rapid change into the flood loam especially on the base alternating with sandy layers. More subfossil trunks were sampled at the Osek nad Bečvou locality, partly just from the outcrops on the river Bečva bank and others from small trunk dump. Further locality Tovačov-Annín is situated more down stream and has offered many trunks from dumps along exploitation space of the gravel pit. Only oak tree samples were used as a study material. Both dendrochronological and radiometric studies can be considered as preliminary. But, several results of ¹⁴C dating from both localities and their comparison with the others from literature sources, give more precise view of river behaviour during the Late Holocene time. Mass fluvial gravel deposition proceeds in the area of Tovačov (Morava River) minimally up to the Roman Time and more against the stream in Osek (Bečva River) up to the top of the Middle Ages.

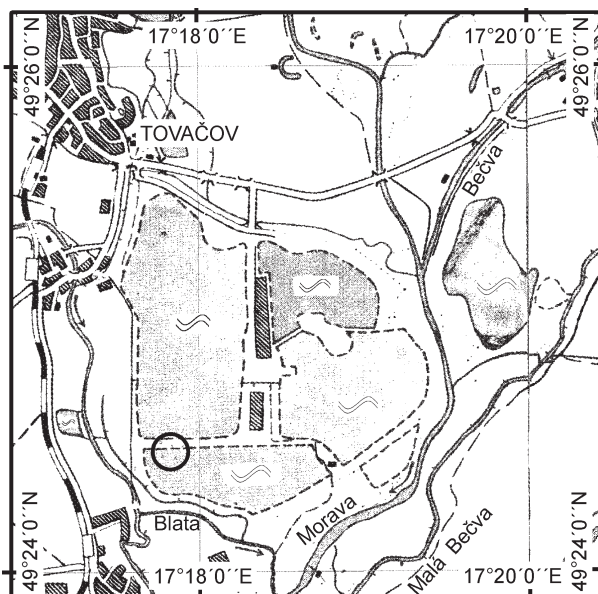
Geografická charakteristika lokalit

Tovačov – Annín (viz obr. 1)

Lokalita byla odkryta v souvislosti s těžbou šterkopísku na ložisku Tovačov V. (č. CHLÚ – 24290000) a to v jeho z. části, přibližně 1,2 km jiv. od okraje obce Annín (Tovačov – II – Annín).

Z geomorfologického pohledu jsou nálezová místa součástí oblasti Západních vněkarpatských sníženin, celku

Hornomoravský úval a podcelku Středomoravská niva (a to při hranici s podcelkem Prostějovská pahorkatina). Území se nachází zcela na z. okraji rozsáhlé soutokové oblasti řek Moravy a Bečvy, která má v těchto místech kolem 12 km a může být prakticky v celé své šíři zaplavena (r. 1997). Z historických map je zřejmé, že minimálně v posledních 150 letech se pozice soutoku Bečvy a Moravy nijak zásadně nezměnila a zkoumané území se tedy nachází v nivě řeky Moravy, po jejím soutoku s řekou Bečvou. Na druhé straně je ale z map II. vojenského mapování zřejmé, že ještě v době před 150 lety byla na tomto území patrná koryta, avšak nejspíše říčky Blata, která je pravostranným přítokem Moravy a v současnosti tímto územím protéká 300–500 m západněji.



Obr. 1: Lokalita Tovačov – Annín (pozice vzorkovaných kmenů je označena kroužkem).

Fig. 1: Locality Tovačov – Annín (position of the sampled trunks is marked by circle).



Obr. 2: Lokalita Osek n. Bečvou (pozice vzorkovaných kmenů je označena kroužkem).

Fig. 2: Locality Osek n. Bečvou (position of the sampled trunks is marked by circle).

Osek nad Bečvou (viz obr. 2 a 3)

Toto nálezové místo se nachází 1,6 km jz. od kostela v Oseku nad Bečvou. Kmeny pocházejí z nověji vzniklého koryta Bečvy, ale zčásti i z haldy vzniklé při lokální těžbě štěrkopísků. Z geomorfologického pohledu je lokalita součástí oblasti Západních vněkarpatských sníženin, celku Moravská brána a podcelku Bečevská brána. Šířka nivy řeky Bečvy dosahuje v tomto území necelé 3 km, ale zaplavovaná část (r. 1997) je vzhledem k existenci výplavových kuželů na jejím okraji menší a dosahuje 1,2 km. Z historických map vyplývá, že v tomto území došlo k poměrně zásadní změně koryta řeky.



Obr. 3: Pozice kmenů v řečišti na lokalitě Osek n. Bečvou.
Fig. 3: Location of subfossil trunks in the Bečva riverbed.

Geologická charakteristika lokalit**Tovačov-Annín**

Jak už bylo řečeno výše, nachází se štěrkovna na z. okraji rozsáhlé soutokové oblasti řek Moravy a Bečvy. Zatímco řeka Morava ukládá v současnosti své sedimenty spíše na z. okraji, sedimenty řeky Bečvy tvoří v prostoru vymezeném Přerovem, Troubkami a Chropyní plochy fluviaální vějíř, který zatlačuje prostor Moravy z. směrem. V této oblasti tvoří bazální části nejisté kvartérní podloží, na které nasedají minimálně 14 m mocné fluvioakustrinní sedimenty z počátku středního pleistocénu (Macoun – Růžička 1967). Tato tektonicky zakleslá výplň je překrytá až 7 m mocnou vrstvou štěrků, popř. s polohami písků, na kterou nasedá až 2 m mocná vrstva písků, směrem do nadloží přecházející v povodňové hlíny. Podrobnosti o mocnostech a litologii sedimentární výplně jsou zřejmé z hojných vrtných prací, které souvisejí především s ověřováním ložisek štěrkopísků (Černý – Mališ 1965, Káňová a kol. 1991). Štěrky jsou středně až hrubě zrnité a jsou tvořeny především valouny křemene (asi 60 %), méně rulami a granitoidy (asi 20 %), horninami kulmu (asi 15 %), kvarcity (asi 3 %) a křídovými pískovci (asi 2 %). V těchto sedimentech je vytvořen erozní zářez současných koryt řek nebo nižších nivních stupňů o celkové hloubce do 5 m.

Osek nad Bečvou

Vzhledem k tomu, že vlastní koryto řeky je do okolní nivy zahloubeno přibližně o 5 m, je možné podat podrobnější litologickou charakteristiku této lokality.

Nejsvrchnější, asi 3 m mocnou vrstvu tvoří světle hnědý písčité prach, místy rozčleněný polohami drobnozrnných štěrků do 20 cm. Tato poloha „povodňových hlín“ může v místech, kde je vyvinutý tzv. nižší nivní stupeň zcela chybět, nebo naopak jsou v její horní části vyvinuta koryta vyplněná hlinitými štěrky o mocnosti do 1 m. Eroze (v menší míře i následná akumulace) povodňových hlín je výsledkem působení nedávných povodní většího rozsahu. Stáří akumulace povodňových hlín není v tomto území přesně známé, ale obecně se předpokládá, že k jejich první významnější akumulaci docházelo od přechodu ze subboreálu do staršího subatlantiku (asi 3 000 let BP až do přelomu letopočtu). Počátek sedimentace povodňových hlín, které dnes pokrývají téměř celý povrch údolní nivy, souvisí s počátky kolonizačního úsilí. Největší intenzity dosáhla koncem středověku a bez přerušení pokračovala až do novověké regulace toků (Opravitel 1983).

Přechod do podložních štěrků je poměrně rychlý. Původní střídání písků s drobnozrnnými štěrky po asi 70 cm nahradí téměř výhradně písčité středně až hrubě zrnité štěrky, s polozaoblenými až zaoblenými valouny tvořenými především kulmskými drobami a flyšovými pískovci o velikosti 5–10 cm, ojediněle až 20 cm, asi do 8 % je přítomen i křemen. Některé části této polohy se vyznačují valouny s výrazně rezavou patinou. Naprostá většina dostupných kmenů pochází z této vrstvy. Kromě přirozených profilů je možné získat představu o sedimentární výplni z vrtných prací, které souvisejí především s ověřováním zdrojů pro stavbu dálnic a rychlostních komunikací v přilehlém okolí (např. Drobníčková – Pavlík 1995, Moravec a kol. 1983, Svoboda 1987). Z nich vyplývá, že poměrně nehluboko pod dnem řečiště (1–3 m) se již nacházejí spodnobadenské vápnitě jíly – tzv. tégly.

Představa vývoje sedimentace

Začátek ukládání štěrkových uloženin není na studovaných lokalitách spolehlivě doložen, ale pokud bychom předpokládali podobný vývoj jako v nivě řeky Dyje u Poštorné, tak lze říci, že se jedná minimálně o období nejmladšího svrchního pleistocénu s pokračováním do holocénu, jak naznačily výsledky radiometrických datování (16170 ± 480 let BP a 7990 ± 75 let BP; Havlíček 2006).

Začátek sedimentace nivních hlín na dolním toku Moravy v oblasti Břeclavi-Poštorné je datován na 2619 ± 60 let BP (Hv-9726) a 3720 ± 60 let BP (Hv-9727). V oblastech výše po toku se podařilo toto hraniční období výrazné změny sedimentace zachytit poměrně přesně na lokalitě Mohelnice, kde datovaný kmen leží ještě v štěrčích (Vít – Vrbová-Dvorská 2005) a velmi podobně datovaná vrstva rostlinné drti leží již na rozhraní štěrkové sedimentace a nivních hlín (Hrádek 2006). Tento vrstevní sled lze interpretovat jako součást záznamu extrémní paleopovodně někdy z přelomu VII. a VIII. stol., po které již převládala sedimentace materiálu výrazně jemnozrnějšího.

V místech dlouhodobější sedimentace povodňových hlín, především na dolním toku Moravy, jsou doloženy povodňové hlíny dokonce i se subfossilními půdami (gleji) – např. na Pohansku u Břeclavi, nalezené pod obranným velkomoravským valem z IX. století (Macháček et al. 2007), které dokládají složitý vývoj těchto relativně velmi mladých sedimentů.

I když je přímá vazba sedimentů a vzorkovaných kmenů problematická, ať už z důvodu pouze rámcové znalosti původní pozice uložení (většinou v nejsvrchnější části šterkové akumulace) nebo koneckonců i možnosti redepozice, podařilo se na základě souboru 12 radiometrických dat datovaných metodou ^{14}C v Ústavu jaderné fyziky, Akademie věd České republiky, interpretovat některé skutečnosti (komplexní zpracování dat v tisku). Následující data uvádíme jako kalibrovaná.

Nejstarší kmeny na lokalitě Tovačov-Annín pocházejí z mladšího atlantiku (datováno 2780–2290 BC), ale vzhledem k nálezům kmenů výrazně mladších (195 BC – 25 AD), se dá předpokládat, že ještě na přelomu letopočtu (v době římské) docházelo v této oblasti k akumulaci šterkových uloženin.

Odlišná situace je doložena z lokality Osek nad Bečvou, kde sice nejstarší dubové kmeny pocházejí z konce subboreálu (945–405 BC), ale jsou doprovázeny kmeny pocházejícími z vrcholného středověku. Srovnáním těchto údajů je velmi pravděpodobné, že nástup akumulace povodňových hlín je v oblasti Oseka nad Bečvou vázaný spíše až na středověkou kolonizační vlnu do horských oblastí v povodí Bečvy.

Závěr

Na základě dosud zpracovaných vzorků subfossilních kmenů na lokalitách Tovačov-Annín (řeka Morava) a výše proti toku na lokalitě Osek nad Bečvou (řeka Bečva) je možné konstatovat, že k zásadnějším změnám v charakteru sedimentace docházelo postupně a to od dolního toku směrem k hornímu. Takový závěr je i v dobrém souladu se staršími publikovanými daty. Z dosavadních výsledků je zřejmé, že sedimentace nivních hlín jakožto hlavní sedimentární složky začala na dolním toku Moravy již v subboreálu, kdežto na toku středním je vázána na 1. tisíciletí n. l. (Tovačov-Annín) nebo dokonce až na dobu vrcholného středověku, případně i o něco později (Osek nad Bečvou).

Poděkování

Článek byl vytvořen za finanční podpory výzkumného záměru MSM 6215648902 a grantových projektů GAČR (404/08/P367 a 205/08/0926).

Literatura

- Černý, R. – Mališ, E. (1965): Výpočet zásob a vyhodnocení ložiska šterkopísku Tovačov I. – těžební průzkum. – MS, Geologický průzkum, Brno (ČGS Geofond, P017337).
- Drobníčková, H. – Pavlík, J. (1995): Závěrečná zpráva o průzkumu nalezišť násypových materiálů pro výstavbu D 35 a obchvatu Lipníka nad Bečvou. – MS, Geotest, a. s., Brno (ČGS Geofond, P084831).
- Havlíček, P. (2007): Kvartérně-geologický výzkum a vývoj údolní nivy v Přírodním parku „Niva Dyje“ mezi Břeclaví a Lednicí. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2006, 58–59.
- Hrádek, M. (2006): Záznam paleopovodní u Mohelnice na střední Moravě před počátkem tvorby nivních hlín. – MS, Sborník konference „12. Kvartér 2006“, 10–11, PŘF MU, Brno.
- Káňová, M. – Šimková, M. – Staňková, L. – Střítecký, J. (1991): Tovačov-Skašov, Tovačov-Remízek, Výpočty zásob ložiska šterkopísku, účel: ověření zásob šterkopísku v kategorii C1, předběžný průzkum. – MS, Unigeo, Ostrava (ČGS Geofond, FZ006322).
- Macháček, J. (2005): Raně středověké Pohansko u Břeclavi: munitio, palatium, nebo emporium moravských panovníků? – Early Medieval centre in Pohansko near Břeclav/Lundenburg: munitio, emporium or palatium of the rulers of Moravia? – Archeologické rozhledy 57, 100–138.
- Macoun, J. – Růžička, M. (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the Continental Glaciation. – Sbor. geol. věd, A 4, 125–168, Praha.
- Moravec, Č. – Peichel, S. – Ševčík, J. – Špíchalová, D. – Staňková, L. (1983): Povodí Bečvy. Úsek Hranice – Přerov. Souhrnná závěrečná zpráva. Surovina šterkopísek. Etapa vyhledávací. – MS, Unigeo, závod Ostrava (ČGS Geofond, P054388).
- Opravil, E. (1983): Údolní niva v době hradištní (ČSSR – povodí Moravy a Poodří). – Studie AÚ ČSAV v Brně XI/2, s. 77. Praha.
- Růžička, M. (1968): Subrecentní šterkopísková terasa na dolním toku Bečvy. – Věst. Ústř. Úst. geol., 43, 363–365. Praha.
- Rybniček, K. – Dickson, J. – Rybníčková, E. (1998): Flora and vegetation at about A. D. 1100 in the vicinity of Brno, Czech Republic. – Veget. Hist. Archaeobot. 7(3): 155–165.
- Svoboda, R. (1987): Zpráva o výsledku předběžného průzkumu nalezišť násypového a konstrukčního materiálu pro stavbu dálnice D35 na lokalitách Rokytnice, Týn n. Bečvou, Osek n. Bečvou, Rybáře, Oldřichov. – MS, Geotest, Brno (ČGS Geofond, P055336).
- Vít, J. – Vrbová-Dvorská, J. (2005): Dendrochronologische und radiometrische Bearbeitung subfossiler Baumstämme aus Mohelnice, Nordmähren. In: Poláček, L. (Hrsg.): Studien zum Burgwall von Mikulčice, VI, 51–58. Brno.

MEZOZOIKUM

MESOZOIC

NĚKTERÉ VÝZNAČNÉ I MÁLO ZNÁMÉ VÁPŇITÉ BENTICKÉ FORAMINIFERY EOCÉNU Z VRTŮ MND NA JIŽNÍ MORAVĚ

Some distinct as-well-as less known calcareous benthic Foraminifera from the Eocene of the MND boreholes in the south Moravia

Miroslav Bubík

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

(24–43 Šlapanice, 34–21 Hustopeče)

Key words: Carpathian Flysch, Bohemian Massif, Eocene, Foraminifera, biostratigraphy, taxonomy

Abstract

Nineteen species of calcareous benthic foraminifers from the Eocene of the Ždánice Unit and southeastern slope of the Bohemian Massif are discussed and figured. The foraminifers came from the oil prospecting and production boreholes from the vicinity of Slavkov, southern Moravia. Most of discussed species are new for the territory of the Czech Republic. The genera *Abyssamina*, *Altasterella*, *Burseolina*, *Epistomaria* and *Pijpersia* are reported from this territory for the first time.

Úvod

Eocén je obdobím, kdy evoluce foraminifer dosahovala celosvětově zvýšené intenzity a objevilo se mnoho nových linií bentosu i planktonu. Bohaté eocenní tafoocenózy jsou známy i z hlubokomořských sedimentů ždánické jednotky a z autochtonních sedimentů na jv. svahu Českého masivu.

Předložená nálezová zpráva upozorňuje na některé charakteristické i málo známé a vzácné taxony vápňitých bentických foraminifer eocénu němčického a nesvačilského souvrství z naftových vrtů na Slavkovsku.

Němčické souvrství obsahuje převážně hlubokomořskou aglutinovanou faunu flyšové biofacie s *Rhabdammina* sp., ammodiscidy, hormosinidy, *Recurvoides* spp., *Trochamminoides* spp., *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.) atd. Vápňitý bentos *Lenticulina* sp., *Aragonia aragonensis* (Nutt.), *Kolesnikovella* spp., *Abyssamina* sp., *Nuttallides truempyi* (Nutt.), *Gyroidinoides* spp., *Anomalinoidea* spp., *Planulina ambigua* (Franz.), *Pararotalia lithothamnica* (Uhlig), *Asterigerina* spp. a plankton (*Subbotina* spp., *Acarinina* spp., *Turborotalia* spp.) je zpravidla méně zastoupen. Charakteristická je světle šedá až bělavá barva schránek související se světlou barvou obklopujících pelitů.

Foraminiferová fauna nesvačilského souvrství ukazuje na mělké paleoprostředí v rámci hlubšího sublitorálu (vnější šelf) oproti souvrství němčickému. Součástí oryktocenóz jsou mělkovodní redepozice z vnitřního šelfu (velké foraminifery, miliolidy). Podřízeně se vyskytují aglutinované druhy *Bathysiphon* sp., *Reticulophragmium* sp., *Semivulvulina* sp., *Spiroplectinella* sp., *Plectina dalmatina* (Schub.), *Tritaxilina* sp. aj. K charakteristickým druhům vápňitého bentosu patří: *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Uvigerina eocaena* Gümb., *U. lappa* Cush. et Ed., *U. cocoaensis* Cush., *U. hantkeni* Cush. et Ed., *Angulogerina muralis* (Terq.), *Bulimina alsatica* Cush. et P., *Svratkina*

perlata (Andr.), *Ceratocancris eximius* (Rz.), *Hoeglundina elegans* (Orb.), *Baggina dentata* Hagn, *Cibicidoides eocenus* (Gümb.), *C. mexicanus* (Nutt.), *C. grimsdalei* (Nutt.), *Lobatula lobatula* (W. et J.), *Oridorsalis umbonatus* (Rss.) atd. Plankton je zastoupen převážně rody *Subbotina*, *Turborotalia* a *Catapsydrax*, méně často *Globigerinatheka*, *Acarinina* aj. V pseudoasociacích se schránky foraminifer z nesvačilského souvrství vyznačují hnědavou barvou, kterou získaly z obklopujících černohnědošedých vápňitých jílovců. Častá je částečná pyritizace schránek.

Materiál a metodika

Foraminifery byly studovány ve vzorcích z vrtů: Uhřice (UH78, UH79, UH103, UH104, UH106), Hostěrádky (HOS101 a HOS102) a Žarošice (Za14H). Velká většina vzorků byla odebrána jako výplachové úlomky. Mikrofauna z těchto vzorků má tedy charakter pseudoasociací, na kterých se menší nebo větší měrou podílejí foraminifery z napadávků (caving).

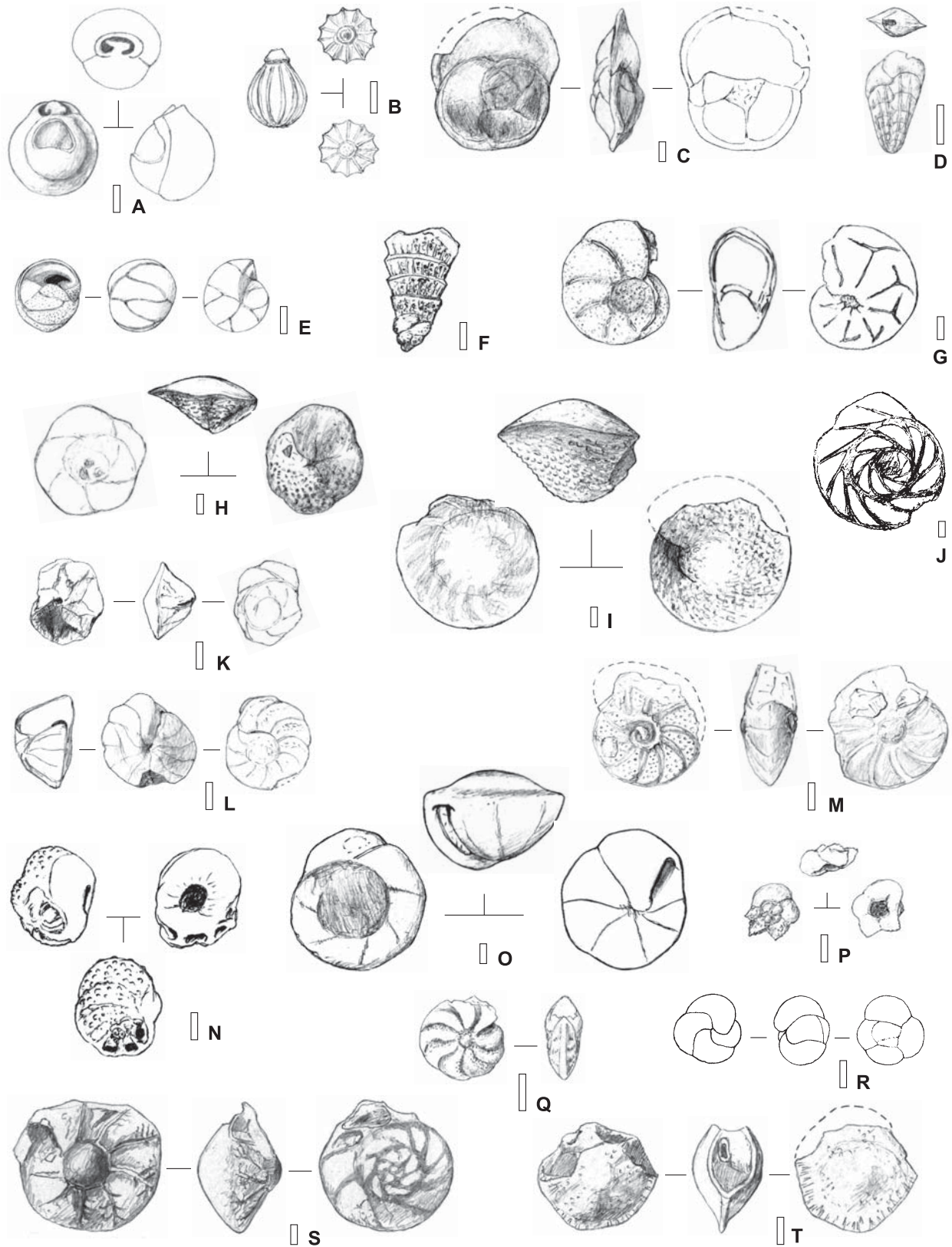
Většina foraminiferové fauny pocházela z němčického souvrství ždánické jednotky a nesvačilského souvrství autochtonního paleogénu. Na tom má podíl i fakt, že tato souvrství obsahují druhově i kvantitativně nejbohatší fauny.

Vzorky byly zpracovány standardními laboratorními postupy a plaveny na sítu 0,063 mm. Fosilní materiál je uložen v MND a. s., Hodonín. Foraminiferové faunenlisty studovaných vzorků jsou součástí databáze MND.

Poznámky k jednotlivým taxonům

Abyssamina quadrata Schnitker et Tjalsma, 1980 (obr. 1R)

Poprvé popsána ze svrchního paleocénu severovýchodního Atlantiku (DSDP). Celkový stratigrafický rozsah druhu je střední paleocén až střední eocén. Na j. Moravě byla ojediněle zjištěna v eocénu němčického souvrství ve vrtu UH78 a v eocénu nesvačilského souvrství ve vrtu UH103.



Obr. 1: A – *Pyrgo subsphaerica* d’Orbigny, UH79; B – *Lagena apiopleura* L. et T., UH103; C – *Lamarckina* cf. *curryi* C. et E., HOS102; D – *Bolivina striatellata* Bandy, HOS102; E – *Burseolina* sp., HOS101; F – *Tubulogenerina tubulifera* (P. et J.), Za14H; G – *Epistomaria rimosa* (P. et J.), UH103; H – *Asterigerina bartoniana* (Ten Dam, 1947), HOS101; I, J – *Asterigerina rotula* (Kaufmann), I – HOS101, J – UH79; K – *Altasterella* sp., Za14H; L – *Cibicides arguta* Bykova, UH103; M – *Cibicoides micrus* (Bermúdez), UH103; N – *Roglicia sphaerica* Bellen, Za14H; O – *Alabamina abstrusa* (Franzenau), UH103; P – *Pijpersia coronaeformis* (Pijpers), Za14H; Q – *Nonion laeve* (d’Orbigny), HOS102; R – *Abyssamina quadrata* S. et T., UH78; S – *Pararotalia lithothamnica* (Uhlig), UH79; T – *Siphonina lamarckana* Cushman, HOS102; měřítko/scale: 0,1 mm.

Alabamina abstrusa (Franzenau, 1889); ex *Rotalia* (obr. 1O)

Poprvé popsána z eocenních budínských slínů Maďarska. Poměrně robustní a dobře odlišitelná od dalších zástupců rodu. Je častým a charakteristickým druhem eocénu nesvačilského souvrství a vyskytuje se rovněž v němčickém souvrství. Dále byla zaznamenána ve spodním oligocénu pouzdřanského souvrství (Cicha et al. 1998). Olszewska et al. (1996) uvádějí výskyt v polských a slovenských Karpatech v rozsahu svrchní eocén–spodní oligocén.

Altasterella sp. (obr. 1K)

Výskyt zástupců rodu je znám v eocénu Karibské oblasti, Mexika, Kalifornie, Pákistánu aj. (Loeblich – Tappan 1997). Ojedinelé exempláře *Altasterella* sp. byly pozorovány v pseudoasociacích z eocénu nesvačilského souvrství (vrty UH79, HOS102, Za14H) i z němčického souvrství (UH78). Nepočetný a nepřiliš dobře zachovalý materiál zatím nedovolil druhové určení. Moravské exempláře se zdají být blízké *A. stelligera* (Kraeva) z oblasti s. od Černého moře. Liší se konvexnější umbilikální stranou.

Asterigerina rotula (Kaufmann, 1867); ex *Hemistegina* (obr. 1I, J)

Poprvé popsána ze svrchního eocénu švýcarského flyše. V polských a ukrajinských Karpatech je výskyt uváděn ze svrchního eocénu (Olszewska et al. 1996). Na j. Moravě patří k častým a charakteristickým druhům jak nesvačilského tak němčického souvrství. V obou je *A. rotula* pravděpodobně redeponovaná z vnitřního šelfu často v asociaci s *Pararotalia lithothamnica*.

Asterigerina bartoniana (Ten Dam, 1947); ex *Rotalia* (obr. 1H)

Poprvé popsána ze středního eocénu Holandska. V pařížské pánvi se vyskytuje ve spodním až středním eocénu, v belgické pánvi zasahuje do spodního oligocénu (Murray et al. 1989). V Polsku je známa z oligocénu Polské nížiny (Olszewska et al. 1996). Ve vrtech MND na j. Moravě se zdá být častější v eocénu němčického souvrství.

Bolivina striatellata Bandy, 1949 (obr. 1D)

Poprvé popsána ze svrchního eocénu státu Alabama. Ve vrtech MND byla zaznamenána v eocénu nesvačilského souvrství (UH79, HOS102).

Burseolina sp. (obr. 1E)

Zástupci rodu jsou kosmopolitně rozšířeni od svrchního eocénu do holocénu (Loeblich – Tappan 1987). Blíže neidentifikovaný druh rodu byl zjištěn ve vyšším středním eocénu nesvačilského souvrství ve vrtech HOS101 a UH104A.

Cibicides arguta Bykova, 1954 (obr. 1L)

Poprvé byl popsán z eocénu Turkménie. Na j. Moravě je častý ve vyšším spodním a středním eocénu nesvačilského souvrství (vrty UH103, Za14H), popřípadě v eocénu svrchním (UH79, HOS101).

Cibicoides micrus (Bermúdez, 1949); ex *Cibicides* (obr. 1M)

Poprvé byl popsán ze spodního eocénu karibské oblasti. Ve vrtech MND se vyskytuje nehojně ve středním až svrchním eocénu němčického i nesvačilského souvrství (UH78, UH103, Za14H).

Epistomaria rimosa (Parker et Jones, 1865); ex *Discorbina* (obr. 1G)

Poprvé byla popsána z terciéru Francie a holocénu australských korálových rifů. Velmi vzácně byla zjištěna ve spodním eocénu nesvačilského souvrství ve vrtu UH103.

Lagena apiopleura Loeblich et Tappan, 1953 (obr. 1B)

Poprvé byla popsána z recentu severní Aljašky. Zřídka se vyskytuje ve spodním až nejnižším středním eocénu nesvačilského souvrství (vrty UH103, UH104, HOS101).

Lamarckina cf. curryi Coryell et Embich, 1937 (obr. 1C)

Ojedinelý exemplář byl zjištěn ve vrtu HOS102 a pochází patrně z eocénu nesvačilského souvrství. Ze všech známých zástupců rodu je počtem a rychlým zvětšováním komůrek posledního závitu nejbližší druh *L. curryi*, popsaný ze svrchního eocénu Panamy. Moravský exemplář se liší jemněji perforovanou stěnou a většími rozměry. Nelze vyloučit, že jde o nový druh.

Nonion laeve (d'Orbigny, 1826); ex *Nonionina* (obr. 1Q)

Poprvé byl popsán z paleocénu pařížské pánve. Druh bývá běžně řazen k rodu *Elphidium* a patrně bývá zaměňován i za *Protelphidium*. Vzácně byl zjištěn ve spodním a nejnižším středním eocénu nesvačilského souvrství (vrty HOS102 a UH104). Z eocénu Centrálních Karpat jej vyobrazil jako *Elphidium* sp. Samuel (1975). Murray et al. (1989) uvádějí pro Pařížskou pánev stratigrafický rozsah druhu nejvyšší paleocén až nižší spodní oligocén a toleranci k snížené salinitě v rámci vnitřního šelfu až marginálních facií.

Pararotalia lithothamnica (Uhlig, 1886); ex *Rotalia* (obr. 1S)

Poprvé popsána z oligocenních nummulitových pískovců polských Karpat (Wola Łużańska). Olszewska et al. (1996) uvádějí stratigrafický rozsah druhu v polských Karpatech svrchní eocén až spodní oligocén. Ve vrtech MND na j. Moravě se vyskytuje často a místy i hojně v nesvačilském souvrství (UH78, UH79, UH103, UH104, HOS101, Za14H) i v němčickém souvrství (UH78, UH104, HOS101, Za14H). Vyskytuje se zde v pseudoasociacích ze spodního až středního eocénu. Nelze vyloučit, že výskyt ve spodním eocénu je způsoben napadávkou ve vrtu.

Pijpersia coronaeformis (Pijpers, 1933); ex *Bonairea* (obr. 1P)

Poprvé byla popsána ze svrchního eocénu karibské oblasti. Ve vrtech MND byla zaznamenána velice vzácně v pseudoasociaci z vrtu Za14H, kde patrně představuje napadávkou z nejvyššího spodního nebo nižšího středního eocénu nesvačilského souvrství.

Pyrgo subsphaerica d'Orbigny, 1826 (obr. 1A)

Druh byl poprvé popsán z recentu karibské oblasti. Ojedinělý výskyt byl zaznamenán ve svrchním eocénu nesvačillského souvrství ve vrtu UH79. Výskyt tohoto druhu spolu s dalšími četnými miliolidy *Triloculina tricarinata* (Orb.), *Cycloforina juleana* (Orb.) aj. je patrně vázán na prachovité spongilitické pískovce s glaukonitem a představuje redepozici mělkého prostředí.

Roglicia sphaerica Van Bellen, 1941 (obr. 1N)

Poprvé byla popsána z eocenního flyše východní Dalmácie. Poměrně vzácně se vyskytla ve spodním a středním eocénu nesvačillského souvrství ve vrtech HOS101 a Za14H. Dříve byla zaznamenána též ve spodním kiscellu pouzdřanského souvrství (Cicha et al. 1998).

Siphonina lamarckana Cushman, 1927 (obr. 1T)

Poprvé byla popsána ze středního eocénu pařížské pánve. Ojedinělý exemplář byl zjištěn v pseudoasociaci z vrtu HOS102 a pochází pravděpodobně z eocénu nesvačillského souvrství. Ze středního eocénu zóny Waschbergu zaznamenal tento druh Gohrbandt (1961). Jedince ze svrchního eocénu Centrálních Karpat vyobrazil Samuel (1975).

Tubulogenerina tubulifera (Parker et Jones, 1863); ex *Textularia* (Bigenerina) (obr. 1F)

Poprvé byla popsána ze středního eocénu pařížské pánve. Ojedinělý exemplář byl zjištěn v nejvyšším spodním (popřípadě nižším středním) eocénu nesvačillského souvrství ve vrtu Za14H.

Závěry

V eocénu němčického a nesvačillského souvrství byly zjištěny rody *Abyssamina*, *Altasterella*, *Burseolina*, *Epistomaria*, *Pijpersia* dosud neuváděné z našeho území.

Cílem této zprávy nebylo přinést informace o stratigrafickém rozsahu popisovaných foraminifer, ale spíše upozornit na jejich výskyt. Těmto taxonům by měla být věnována pozornost při mikropaleontologickém studiu paleogénu v příkrovech i na svazích Českého masivu. Některé z druhů mohou mít určitý význam ve stratigrafii, ale především v paleoekologické analýze (batymetrie a rozpoznání redepozice). Tyto poznatky je potřeba ověřit na vzorcích z vrtných jader a výchozů, které nejsou kontaminovány napadávkou.

Nálezová zpráva je příspěvkem k řešení výzkumného záměru ČGS. Faunistická pozorování byla získána na vzorcích z vrtů biostratigraficky zpracovávaných Českou geologickou službou v rámci kontraktu zadaného Moravskými naftovými doly a. s. Za svolení k publikování této nálezové zprávy patří MND dík.

Literatura

- Cicha, I. – Rögl, F. – Rupp, C. – Ctyroka, J. (1998): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 549: 1–325. Frankfurt a. M.
- Gohrbandt, K. (1961): Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 54, 55–145. Wien.
- Loeblich, A. F. – Tappan, H. (1987): Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, 2 vol., 970 + 212 pp., 847 pl., New York.
- Murray, J. W. – Curry, D. – Haynes, J. R. – King, C. (1989): Palaeogene. – In: Jenkins, D. G. – Murray, J. W. (eds): *Stratigraphical atlas of fossil Foraminifera*. Ellis Horwood Limited, 490–536. Chichester.
- Olszewska, B. – Odrzywolska-Bieńkowska, E. – Giel, M. D. – Pożaryska, K. – Szczuchura, J. (1996): Rząd Foraminiferida Eichwald, 1830. – In: Malinowska, L. – Piwocki, M. (eds): *Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych*. 3a: Kenozoik. Trzeciorząd. Paleogen., 46–216, 49 pls., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Samuel, O. (1975): Foraminifera of Upper Priabonian from Lubietová (Slovakia). – *Západné Karpaty, Séria Paleontológia*, 1, 111–176. Bratislava.

KALCIT-BARYTOVÉ KONKRECE Z TĚŠAN, OKR. BRNO-VENKOV: NÁLEZ, DATA A MOŽNÉ DŮSLEDKY

Calcite-barite concretions from Těšany, district Brno-country: Discovery, data and possible consequences

Jindřich Kynický¹, Lucie Sanža², Aleš Bajer¹, Michaela Říháková¹, Dana Richterová³, Markéta Holá⁴

¹Ústav geologie a pedologie, Lesnická a dřevařská fakulta, Mendelova lesnická a zemědělská univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno; e-mail: csga@centrum.cz

²Katedra inžinierskej geológie, Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4

³Odbor životního prostředí, KU Jihomoravského kraje, Žerotínovo nám. 3/5, 601 82 Brno, e-mail: RICHTEROVA.DANA@kr-jihomoravsky.cz

⁴Ústav chemie, PřF, Masarykova univerzita, Komenského nám. 2, 662 43 Brno; e-mail: mhola@centrum.cz

(24–43 Šlapanice)

Key words: Těšany, Jurassic carbonate-sulphate concretions, REE, EPMA and LA-ICP-MS data

Abstract

Unique calcite-barite concretions from Těšany (district Brno-country) have been found and studied in detail. These concretions and large limestone boulders are considered to represent material from the Jurassic period and present the only material and opportunity to improve knowledge about these unusual rocks in the studied area. EPMA has been used to constrain complex mineralogy. Results in this study are supplemented by LA-ICP-MS microanalysis. The increased precision is related to combination of different methods (PL, CL and BSE imaging) to distinguish compositionally different calcites as a separate groups investigated by scans of multi-point analyses. Based on microtextural observations and chemical analyses 3 calcite groups are distinguish. This study provides new information for widespread sulphates (5–20 %) and fine-grained quartz (5–35 %) too.

Úvod

Při stavebních pracích v ulici Na famíliích v Těšanech bylo v roce 2007 (v průběhu září) nalezeno několik kulovitých konkrecí (geod). Konkrece byly nalezeny ve výkopu v hloubce cca 2 m pod povrchem v kvartérních deluviofluviálních sedimentech. Konkrece mají zřetelně kulovitý charakter, světle hnědý, v 80 % případů transportem ohlazený povrch a velikost v průměru okolo 10 cm (o maximálních rozměrech 180×200 mm). Dvě z nich byly podrobeny základnímu mineralogickému výzkumu. Struktury, minerální parageneze a vzájemné vztahy mezi jednotlivými minerálními asociacemi byly studovány na zakrytých i leštěných výbrusových preparátech. Základní chemické složení minerálů bylo stanoveno na skenovacím elektronovém mikroskopu Cameca SX 100 v Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty na Masarykově univerzitě. Detailní chemické analýzy (stopové prvky se zaměřením na REE) vybraných minerálů metodou LA-ICP-MS byly vyhotoveny na Ústavu chemie Přírodovědecké fakulty na Masarykově univerzitě.

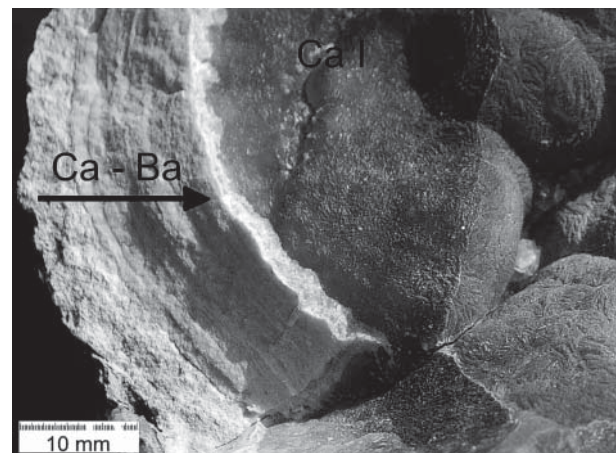
Historie

Při postupném hledání informací mezi občany Těšan o předpokládaných potenciálních nálezích v minulosti se skutečně ukázalo, že se nejedná o první nález tohoto typu ze širšího okolí Těšan. Již od padesátých let minulého století byly konkrece nalézány v blízké asociaci s nepravidelně zaoblenými balvany vápenců, zejména v jižní a jihovýchodní části obce Těšany a k nim přiléhajících polích a v blízkosti lokality Kaplička u Těšan. Jednalo se vždy o náhodné nálezky ve spojitosti se stavební činností

(zakládání vinohradů, terasování, kanalizace, zakládání nových domů, atd.) v těsné blízkosti obce, jakož i na svazích vrchu Kaplička u Těšan. Konkrece se zpravidla nachází v těsné asociaci s bloky a balvany světlých šedožlutých jurských vápenců. Přes tyto nálezky v minulosti nebyly zatím konkrece zkoumány.

Vizuální popis konkrecí

Charakteristický je pro konkrece i jejich tvar a povrch (viz obr. 1). Povrch konkrece je nejčastěji ohlazený



Obr. 1: Struktura kalcit-barytové konkrece z Těšan (FOV 50 mm). Šipka naznačuje směr přirůstání kalcitových a barytových zón směrem do centra konkrece (Ca – kalcit, Ba – baryt).

Fig. 1: Structure of calcite-barite concretion from Těšany (FOV 50 mm). Dart indicates growth accounting of calcite and barite zones from rim to the centre of concretion (Ca – calcite, Ba – barite).

transportem a pokrytý jílovým materiálem na povrchu (stejně jako balvany vápenců), směrem do středu je zřetelné střídání přírůstkových vrstev a charakteristické hrubnutí doprovázené výraznými barevnými přechody, kdy dochází zejména ke ztmavování od světle žlutohnědé k hnědým až černohnědým ledvinitým agregátům uprostřed konkrce. Doposud nalezené a zdokumentované konkrce mají v naprosté většině případů centrální dutinu, obklopenou nejmladšími generacemi kalcitu a barytu. Vnitřní povrch je nepravidelně rozdělen a má ledvinitý charakter. Velmi často jsou na povrchu zřetelné jemné krystaly kalcitu a sádrovce.

Mineralogicko-petrografická charakteristika a studium chemismu minerálů

Již při makroskopickém studiu lze vyčlenit až X0 zón, jež se liší přítomností různých minerálů, popř. barvicích prvků. Detailní mikroskopické studium potvrdilo přítomnost mineralogicky odlišných zón a převládající kalcit-barytové složení konkrce. Konkrce jsou však tvořeny nejen z kalcitu (50–90 obj. %) a barytu (5–15 obj. %), ale k těmto hlavním minerálům přistupují navíc v horninotvorných koncentracích i sádrovec (0–5 %) a jemnozrnný křemen (5–35 obj. %).

Nejrozšířenější minerál konkrce – kalcit je přítomen v řadě drobných přírůstkových zón, které výrazně hrubnou směrem do centra konkrce. Při detailním studiu PL, CL a SEM snímků bylo zjištěno, že koncentrické vrstvy kalcitu vykazují nejen výrazně odlišnou zrnitost a krystalové tvary (směrem do centra se stávají krystaly kalcitu radiálně paprscitými, mají i odlišné složení mikroprvků. K výraznějším změnám chemického složení dochází zejména směrem k samostatným krystalům i monominerálním vrstvičkám barytu a přecházejících do mikroskopicky i makroskopicky zřetelných linií na diskontinuitě přírůstků kalcitových zón. Rovněž bylo doloženo, že baryt prochází podél srůstových ploch kalcitu ve formě mladších kostrovitých krystalových agregátů i všemi přírůstkovými zónami. V blízkosti centrálních partií konkrce přistupují kromě hrubozrnných zón barytu i zóny s krystaly křemene a kryptokrystalického chalcedonu. Jako velmi řídké akcesorie přistupují pyrit, monazit a xenotim (potvrzeno EPMA analýzami). Detailní studium chemismu minerálů se zaměřilo zejména na kalcit a baryt.

Krystaly kalcitu z obou studovaných vzorků konkrce obsahují minoritní příměsi Sr, Mg, Mn a Fe (tab. 1) a dají se rozčlenit do 3 skupin podle automorfie a pozice, jakož i podle chemického složení. Teoretickému vzorci Ca (CO₃) se nejvíce blíží sekundární kalcit (obr. 2, tab. 1, kalcit 3) vyplňující praskliny ve vývojově starším hrubozrnném kalcitu (obr. 2, tab. 1, kalcit 1) v blízkosti centrálních partií konkrce, zatímco tyto hrubozrnné krystaly kalcitu, jakož i jemnozrnné xenomorfně omezené krystaly (obr. 2, tab. 1, kalcit 2) mají zpravidla vysoký obsah Mg (max. 3,6 % MgO) a i více než o řád nižší obsahy SrO. V případě rekrystalizovaného jemnozrnného xenomorfně omezeného kalcitu jsou dokonce obsahy SrO zpravidla pod detekčním limitem použité mikrosondy.

	Kalcit 1	Kalcit 2	Kalcit 3
CaO	52.08	47.31	54.34
FeO	0.15	1.14	bd
MnO	bd	0.13	bd
Al ₂ O ₃	bd	2.26	bd
MgO	3.49	2.96	0.15
K ₂ O	bd	0.26	bd
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.06
SrO	0.13	0.07	0.48
CO ₂	44.98	44.31	44.59
TOTAL	100.93	98.54	99.62
Počítáno na základ 6 anionů			
Ca ²⁺	1.82	1.68	1.98
Fe ²⁺	0.00	0.03	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.00	0.09	0.00
Mg ²⁺	0.17	0.15	0.00
K ⁺	0.00	0.01	0.00
P ⁵⁺	0.00	0.00	0.00
Sr ²⁺	0.00	0.00	0.01
C ⁴⁺	2.00	2.00	2.00
CATSUM	4.00	3.96	3.99
O	6.00	6.00	6.00
(ppm)			
La	2.764	1.755	4.887
Ce	2.454	2.013	3.166
Pr	1.884	1.523	2.325
Nd	2.409	2.129	1.661
Sm	2.238	1.763	1.287
Eu	0.987	0.798	0.767
Tb	1.266	1.390	1.206
Ho	1.179	1.121	1.140
Er	1.028	0.714	1.229
Tm	0.669	0.541	0.832
Yb	0.754	0.682	0.625
Lu	0.807	0.550	0.690

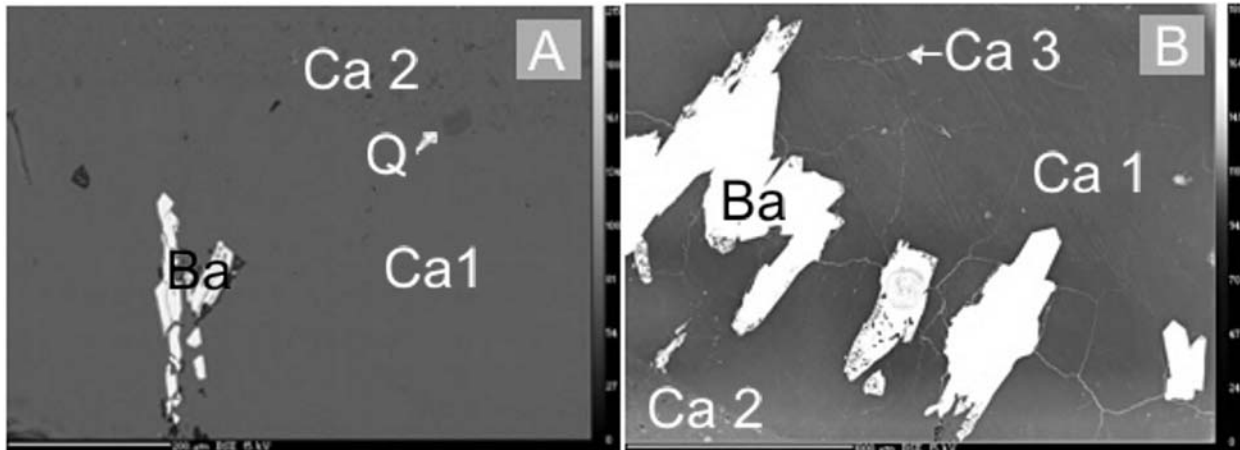
Tab. 1: Chemické mikroanalýzy kalcitu (kombinace EPMA a LA-ICP-MS dat s uveřejněním průměrných hodnot z 10 analýz pro každou skupinu kalcitu v dílčím sloupci).

Tab. 1: Chemical microanalyses of calcite (combination of EPMA and LA-ICP-MS data, each column represents average of 10 analyses for different calcite group).

Jak již bylo naznačeno, u všech studovaných kalcitů je Ca částečně nahrazován Sr a Mg, méně i Mn a Fe. Jak prokázaly chemické analýzy kalcitu hrubozrnnějších zón, směrem do centra konkrce se zvyšují obsahy SrO a poměr SrO/(MgO + MnO + FeO) z 0,01 až na více než 3,6.

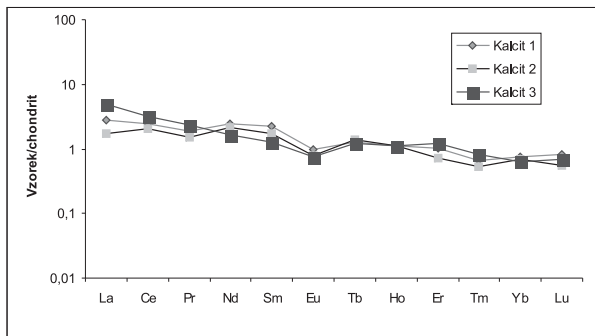
Aktuálně probíhající studium kalcitu s využitím LA-ICP-MS mikroanalýz (laserové ablace) odhalilo velmi zajímavou distribuci nejen na poli REE (normalizace chondritem podle Boytona 1984, viz obr. 3 a tab. 1), ale i dalších petrogeneticky významných prvků. Nejdůležitější se však jeví REE a jejich nízké hodnoty a jen velmi mírně strmé křivky s mírným nabohacením LREE v případě hrubozrnnějších i jemnozrnných zón (kalcit 1 a 2) na straně jedné a výraznější nabohacení v případě novotvořených mladších okrajových zón a zejména pak podél trhlin ve vývojově starším hrubozrnném kalcitu první skupiny (kalcit 3).

Průměrné chemické složení barytu je uvedeno v tab. 2. Baryt i sádrovec jsou ve studovaných vzorcích



Obr. 2: Reprezentativní mikrostruktura kalcit- barytových kongrecí z Těšan. A – Samostatně vystupující krystaly kostrovitého barytu v hrubozrnném kalcitu 1, SEM, FOV 0,7 mm; B – Automorfnní krystaly barytu v hrubozrnném kalcitu 1 a těsně blízkosti zóny kalcitu 2, obraz BSE, FOV 2,5 mm (Ca – kalcit, Ba – baryt).

Fig. 2: Representative microstructure of calcite-barite concretions from Těšany. A – Individual skeletal grains of barite in coarse grained calcite 1, SEM, FOV 0,7 mm; B – Automorphic grains of barite in coarse grained calcite 1 near zone of fine grained calcite 2, BSE image, FOV 2,5 mm (Ca – calcite, Ba – barite).



Obr. 3: Distribuce REE v kalcitu normalizovaném chondritem podle Boytona (1984).

Fig. 3: Distribution of REE in calcite, normalized by chondrite after Boyton (1984).

	Baryt 1	Baryt 2
BaO	63.52	64.93
CaO	0.21	bd
SrO	0.32	0.08
Na ₂ O	0.15	bd
SiO ₂	0.03	bd
Al ₂ O ₃	0.63	bd
SO ₂	33.47	34.39
TOTAL	98.33	99.40
Počítáno na základ 4 anionů		
Ba ²⁺	1.114	1.131
Ca ²⁺	0.011	0.000
Sr ²⁺	0.008	0.002
Na ⁺	0.013	0.000
Si ⁴⁺	0.001	0.000
Al ³⁺	0.033	0.000
S ⁴⁺	1.405	1.434
CATSUM	2.585	2.566
O	4.000	4.000

Tab. 2: Chemické analýzy barytu.
Tab. 2: Chemical analyses of barite.

přítomny jako jemné až hrubozrnné agregáty. Pro průhledný automorfnní baryt (typ I) je typický zvýšený obsah Ca (max. 0,5 hm. % CaO) a Sr (max. 3,5 hm. % SrO), zatímco zakalený xenomorfnně omezený baryt (typ II) v baryt – chalcedonových polohách se blíží svým chemickým složením teoretickému vzorci podobně jako sádrovec. Mikrosondovými analýzami bylo potvrzeno, že směrem k hranici agregátů automorfnních krystalů mírně klesá obsah Sr až k mezi detekce. Chemické složení sádrovce odpovídá teoretickému vzorci a proto zde není chemické složení uvedeno.

Diskuze a souhrn

V roce 2007 byly v Těšanech nalezeny kongrece nápadně se podobající svou stratigrafickou pozicí a vzhledem rudickým geodám. S největší pravděpodobností tyto kongrece tvoří nedílnou součást jurského sedimentačního prostoru, který je v širším okolí obce Těšany zaznamenán v podobě nepravidelných kvádrotvých zaoblených bloků jurských vápenců. Nalezené kalcit-barytové kongrece mají podobně tvarové a pravděpodobně i vznikové charakteristiky jako křemenné rudické geody.

Od vlastních rudických geod se však kongrece z Těšan výrazně liší nejen přítomností kalcitu (až 90 obj. %), ale i typickou asociací s hrubozrnným barytem (polohy barytu tvoří celkově až 15 obj. %) a sádrovcem (max. 5 obj. %), zatímco v rudických geodách (tvořených téměř výhradně křemenem, např. Losos et al. 2000) jsou přítomny pouze perimorfózy po kalcitu a velikost mikroskopických sulfátů se pohybuje v intervalu max. prvních desetín mm. Sulfáty navíc tvoří akumulace zejména ve vnějších partiích kongrece a jsou uzavírány v jednotlivých křemenných zrnech. Nejmladší vnitřní křemenné nebo chalcedonové zóny sulfáty zpravidla neobsahují, zatímco u kongrecí z Těšan jsou přítomny v celém objemu a zejména pak s maximem v centrálních partiích kongrece. Chemismus sulfátů je, jak v rudických, tak „těšanských geodách“, blízký teoretickému

vzorci. U barytu z obou lokalit navíc pravidelně přistupují zvýšené koncentrace Sr (0,1–3,5 hm. % SrO).

Doposud byla přítomnost sulfátů v křemenu rudických geod považována za doklad jejich vzniku z anhydritových konkrecí (geody z rudických vrstev, Iráku a Anglie, např. Tucker, 1976), a rovněž se předpokládalo, že geneze všech studovaných konkrecí a geod je podobná. Naše interpretace jsou však v určitém nesouladu s předpokladem předchozích názorů (Tucker 1976, Petránek 1995 či Losos et al. 2000) a doplňují je o možnost existence několika chemicky a mineralogicky odlišných typů výchozích „protolitů“ těchto geod.

Samotný původ z čistě monominerálních anhydritových konkrecí v tak velkém objemu, jako tomu je například u tzv. Rudických vrstev (zbytkových reliktnů přeplavené jury v okolí Rudic a Olomučan) či lokalit v Iráku a Anglii, se zdá být hned z několika důvodů nepravděpodobný. Prvním z argumentů je existence perimorfóz po kalcitu na většině popisovaných lokalit nejen v České republice (v oblasti dnešního Moravského krasu či Krumlovského lesa, Žabčic a Hrušovan, viz např. Mejzlík 1977, Bosák 1978 či Adámek 2005), ale i na jiných místech v zahraničí (např. Bristol v Anglii).

Další z argumentů hovořících proti vzniku pouze z monominerálních konkrecí je i v současnosti se tvořící mono-, bi- až tri-minerální asociace konkrecí z hypersalinních pórových roztoků v sedimentech na okraji moře blížícím se tzv. sabchám.

Významným argumentem proti je i samotný nález zdokumentovaných konkrecí v tomto příspěvku.

Výše zmíněný soubor argumentů hovořících pro původní existenci bi- až tri-minerálních konkrecí, však nevyklučuje, že u části rudických geod mohlo dojít k perimorfózám po monominerálních anhydritových konkrecích.

Kromě výše popisovaných konkrecí se v širším okolí Těšan vyskytují světlé biosparitické vápence. U těchto vápenců se dá obecně předpokládat, že vznikaly na subtorální karbonátové plošině a odtud byly v podobě detritu snášeny do ždánického sedimentačního prostoru (Eliáš – Eliášová 1984).

Jurské sedimenty byly na straně jedné ověřeny na řadě lokalit v podloží příkrovů Západních Karpat, na straně druhé vystupují samostatně v příkrovech flyšového pásma a předhlubně, jako olistolity a tektonické útržky v čele karpatských příkrovů (Adámek 2005).

Výzkum pokračuje detailním studiem karbonátových, karbonát-sulfátových i křemen-chalcedonových a sulfátových konkrecí ze zbývajících lokalit na Moravě, respektive ve střední Evropě a jejich srovnáváním s ostatními zahraničními výskyty.

Poděkování

Za podnětné připomínky k původní práci děkujeme všem recenzentům a konzultantům článku, zejména pak Prof. A. Přichystalovi a Dr. A. Rečnickovi.

Literatura

- Adámek, J. (2005): The Jurassic floor of the Bohemian Massif in Moravia – geology and paleogeography. – Bull. Geosci., 80, 4, 291–305. Praha.
- Bosák, P. (1978): Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diagenese karbonátů a silicitů jurského reliktnu u Olomučan. – Čas. Mor. muzea, Vědy přír., 63, 7–28. Brno.
- Boyton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, R. (ed.): Rare Earth Element Geochemistry – Developments in Geochemistry 2, 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- Eliáš, M. – Eliášová, H. (1984): Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. – Sbor. geol. Věd, Geol., 39, 105–170. Praha.
- Petránek, J. (1995): Sedimentární acháty. – Bull. min. – petr. odd. NM v Praze, Vol. 3, 100–103. Praha.
- Losos, Z., Přichystal, A., Richterová, D. (2000): Uzavřeniny anhydritu a barytu v jurských konkrecích z Moravy a jejich genetický význam. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, 66–68. Brno.
- Mejzlík, Z. (1977): K rozšíření a genezi jurských konkrecí ve střední části Moravského krasu. – Sbor. Okr. vlastivěd. Muz. Blansko, VI–VII (1974–75), 137–146. Blansko.
- Tucker, E. M. (1976): Quartz replaced anhydrite nodules (Bristol diamonds) from the Triassic of the Bristol District. – Geol. Mag. 113 (6), 569–574. Cambridge.

NOVÉ VÝZKUMY V HORNINÁCH TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE: FLUORAPATIT SE ZVÝŠENÝMI OBSAHY SR A REE

New exploration of teschenite clan rocks: Sr and REE-rich fluorapatites

Jindřich Kynický¹, Cheng Xu², Aleš Bajer¹, Pavel Samec³, Alena Kynická⁴

¹Ústav geologie a pedologie, Lesnická a dřevařská fakulta, Mendelova lesnická a zemědělská univerzita v Brně, Zemědělská 3, 613 00 Brno; e-mail: csga@centrum.cz

²Laboratory of Materials of the Earth's Interior and Geofluid Processes, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; e-mail: xucheng1999@hotmail.com

³Ústav pro hospodářskou úpravu lesů, Brandýs nad Labem, pobočka Frýdek-Místek, 156 00 Frýdek-Místek; e-mail: Samec.Pavel@uhul.cz

⁴Slavia Cyborg, a.s., Palackého nám. 6, 613 00 Brno; e-mail: csga@centrum.cz

(25–11 Hlubočky, 25–12 Hranice, 25–13 Přerov, 25–14 Val. Meziříčí, 25–21 N. Jičín, 25–22 Frýdek-Místek, 25–23 Rožnov p. Radhoštěm, 25–24 Turzovka)

Key words: Apatite; rare earth elements, teschenite, solid inclusions, Czech Republic

Abstract

Famous intrusive, sub-volcanic and extrusive alkaline rocks of teschenite province in Moravian-Silesian Beskydes are newly study in detail. The set of selected alkaline rocks is characterised by the unusually high volume of apatite (5–10 %). Four types (A1–A4) of the Sr- and REE-enriched fluorapatites were distinguish in these teschenites s.s. Rare unaltered type A1 contains melt inclusions and usually slightly altered type A2 which encloses wide solid inclusions are regarded as magmatic in origin; its remobilization along fractures gave type A3, which is followed by the youngest elongated and capillaceous type A4. On the basis of trace analysis of REE by LA-ICP-MS, chondrite-normalized spectra present different shapes, with a typical enrichment of LREE in magmatic types and metasomatic type A3. Younger type A4 is relatively depleted in all LREE, while its HREE profile is close to both magmatic and metasomatic older types A1–A3. The normalized spectrum of A1 and its melt inclusions have a symmetric shape, without Eu anomaly which is obvious (negative) in younger types A3 and A4.

Úvod

Náš zájem o horniny těšínitové asociace započal v roce 2001 a průběžně pokračuje až do současnosti na 30 vybraných lokalitách. V tomto příspěvku se věnujeme výsledkům studia chemismu a mikrostruktur apatitu, který členíme do 4 samostatných skupin. Mikrostruktury a vzájemné vztahy mezi samostatnými skupinami apatitu byly studovány na leštěných výbrusových preparátech (PL, CL, SEM). Chemické složení apatitu bylo stanoveno na skenovacím elektronovém mikroskopu Cameca SX 100 v Ústavu geologických věd Přírodovědecké fakulty na Masarykově univerzitě. Detailní chemické analýzy (stopové prvky se zaměřením na REE) metodou LA-ICP-MS byly vyhotoveny na Ústavu chemie Přírodovědecké fakulty na Masarykově univerzitě.

Názory na vznik apatitu v horninách těšínitové asociace

Názory na vznik apatitu jsou nejednotné. Již Pacák (1926) se domníval, že velká část apatitů je primárních, vznikající jako jedna z prvních fází magmatického procesu, menší část snad primárních alterovaných. Kostrovitý vývoj vysvětluje magmatickou korozi. S touto myšlenkou se však řada pozdějších autorů (např. Šmíd 1959, Kudělášková a kol. 1993 nebo Trundová 2004) neztotožňovala a považuje apatity za sekundární.

Geologická situace na studovaných lokalitách

Studovaná oblast plutonických hornin se rozkládá sv. od Hranic na Moravě směrem k Českému Těšínu.

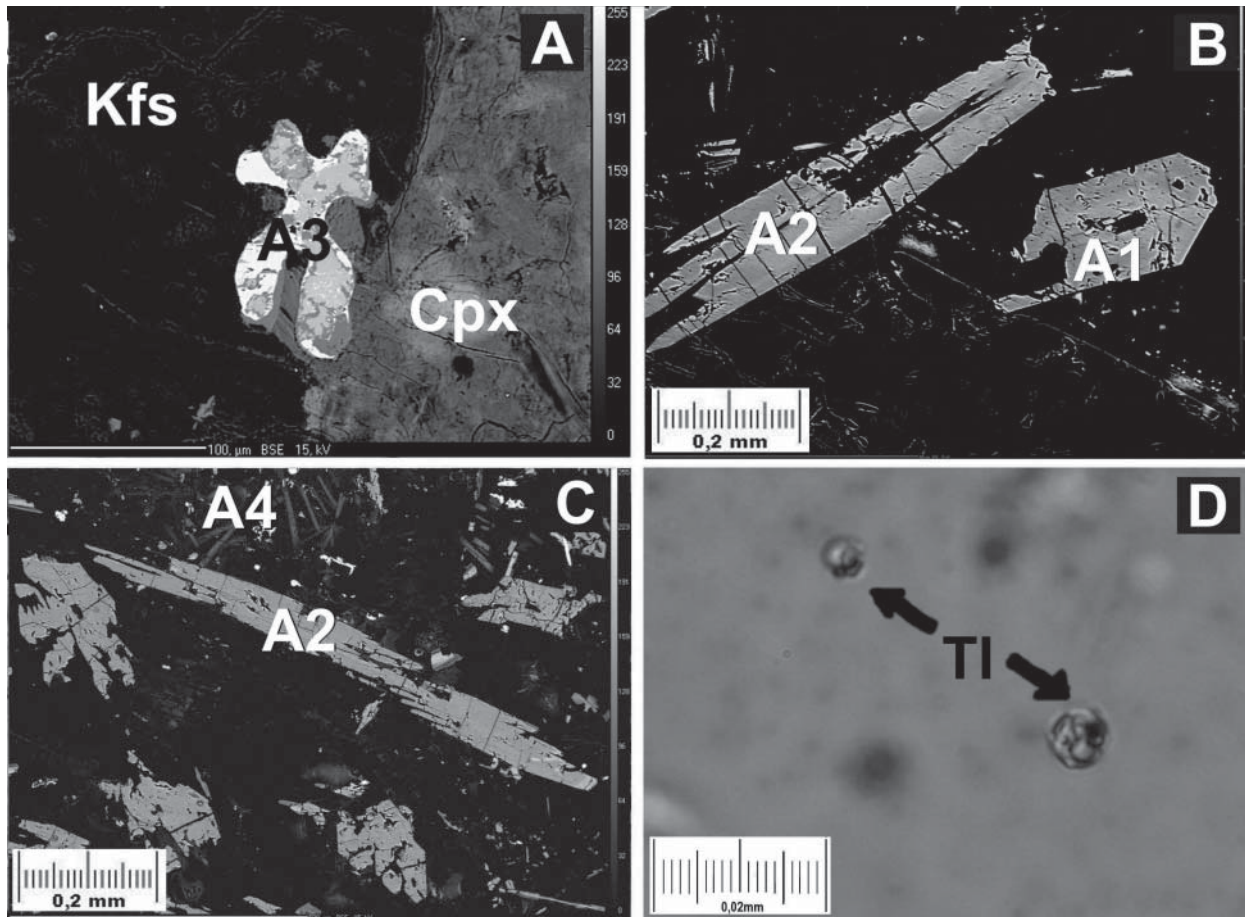
Geologicky patří do slezské jednotky. Magmatity tvoří v oblasti mírně zvlněný, členitý reliéf. Studované horniny byly odebírány z lomů a průzkumných rýh, tak aby byly vzorky orientovány vůči kontaktům. Na všech vzorkovaných lokalitách se jedná o tělesa ložních žil s velmi vysokým obsahem makroskopicky rozpoznatelného apatitu (i více než 5 obj. %).

Petrologická charakteristika

Studované vzorky těšínitů mají bělošedou barvu s tmavými sloupečky pyroxenu a amfibolu s masivní strukturou. Nejčastější mikrostruktury jsou hypautomorfně zrnitá, porfyrická, ofitická a poikilitická. V minerální paragenезi hrají hlavní roli klinopyroxen blízký augitu, bazický plagioklas a v proměnlivém množství alkalické živce, olivín, amfiboly (augit, barkevikit, kaersutit), nefelín, biotit a zeolity. Všechny odebrané těšínity se vyznačují rovněž poměrně vysokým obsahem apatitu, který v extrémních případech dosahuje i více než 10 % (např. lokality Mořkov, Veřovice, Lichnov a Kozlovice).

Apatit a jeho pozice

Apatity se podle pozice, automorfie a přítomnosti inkluzí dají rozčlenit do 4 základních skupin. Apatity první skupiny (A1) jsou automorfní a krátce sloupečkovité. A1 mají řadu dalších specifik, např. ve vzorcích z lokality Hradiště vykazují oscilační zonálnost a přítomnost unikátních taveninových inkluzí (obr. 1 D). Jádra těchto apatitů jsou v CL jasně žlutá a směrem k okraji krystalů se střídají zóny s žlutou a fialovou luminiscencí.



Obr. 1: Reprezentativní mikrofotografie apatitu v horninách těšinitové asociace. A – Kostrovitý apatit (A3), SEM, FOV 0,3 mm, B – Automorfní krátce sloupečkovitý apatit (A1) a dlouze sloupečkovitý (A2), SEM, FOV 0,7 mm, C – krystaly apatitu (A2 a A4), SEM, FOV 0,75 mm, D – taveninové inkluze (TI) v apatitu (A1), PL, XN, FOV 0,065 mm. Cpx – klinopyroxen, Kfs – K-živce.
 Fig. 1: Representative microphotographs of apatite in teschenite rock association. A – Skeletal apatite (A3), SEM, FOV 0,3 mm, B – Automorphic shortly elongated apatite (A1) and elongated apatite (A2), SEM, FOV 0,7 mm, C – Apatite crystals (A2 and A4), SEM, FOV 0,75 mm, D – Melt inclusions (TI) in apatite (A1), PL, XN, FOV 0,065 mm. Cpx – clinopyroxen, Kfs – K-feldspar.

Apatity druhé skupiny (A2) jsou charakteristické přítomností pevných inkluzí pyroxenu, amfibolu, biotitu, karbonátu a rudních minerálů. Na druhou stranu je tento apatit uzavírán ve všech primárních minerálech (zejména v pyroxenech, ale i amfibolech, biotitu a živcích), viz. obr. 1 B, v CL emitující fialové záření.

Apatity třetí skupiny (A3) jsou v horninách přítomny v růžencovitých a kostrovitých útvarech nebo v xenomorf-

ním omezení, viz obr. 1 A. Velmi často se účastní alterací apatitů A1 a A2. V tomto případě často pronikají a zatlačují vývojově starší apatit od okraje směrem do centra krystalů a to zejména difuzně podél mikrotrhlin.

Čtvrtou skupinu (A4) představuje sekundární dlouze sloupečkovitý až jehličkovitý apatit (obr. 1 C), který je prostorově vázán pouze na zóny alterace.

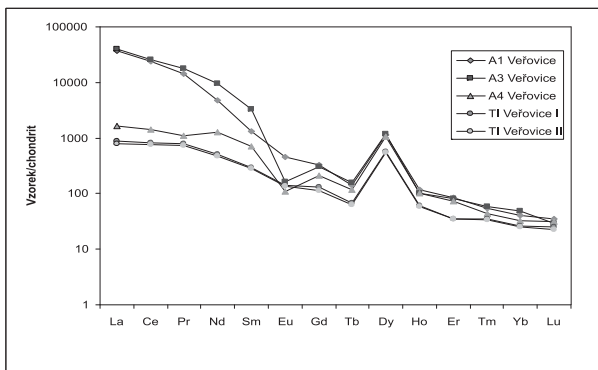
Chemické složení apatitu

Chemické složení studovaného souboru apatitů je, s výjimkou nejmladších sekundárních apatitů (A4), výrazně odlišné od teoretického vzorce apatitu $Ca_3(PO_4)_3(F, Cl, OH)$. Deficitní je především obsah Ca (i pod 4,5 apfu) a méně i P.

Jak již bylo výše uvedeno, ve studovaném souboru hornin se vyskytují 4 odlišné skupiny apatitů, které se dají rovněž charakterizovat podle odlišného chemismu.

Apatity skupiny A1 jsou nejvíce nabožacené Sr i REE (5–15 hm. % SrO a 2–8 hm. % sumy REE).

Apatity skupiny A2 jsou rovněž výrazně nabožacené REE, ale mají ještě výrazněji zvýšené obsahy Sr (max. 18 hm. % SrO). Skupina A3 má mírně až středně zvýšené obsahy Sr a velmi výrazné nabožacení REE (max. 12 hm. % SrO a 9 hm. % sumy REE).



Obr. 2: Distribuce REE v apatitech a taveninových inkluzích (TI) normalizovaných chondritem podle Boytona (1984).
 Fig. 2: Distribution of REE in apatite and melt inclusion (TI) sets normalized by chondrite of Boyton (1984).

(hm. %)	Apatit I	Apatit III	Apatit IV	TI I	TI II
CaO	42.70	41.22	54.08	51.47	52.23
Na ₂ O	1.89	0.83	0.16	bd	bd
SrO	8.15	11.75	0.32	1.78	1.94
MgO	nd	nd	nd	0.26	0.32
MnO	0.03	0.06	0.05	0.35	0.29
FeO	0.39	0.37	0.30	0.56	0.69
P ₂ O ₅	35.15	36.54	38.91	0.08	0.12
SiO ₂	2.50	0.51	0.48	0.18	0.12
ThO ₂	0.13	0.11	bd	bd	bd
La ₂ O ₃	0.96	1.15	0.07	bd	bd
Ce ₂ O ₃	1.51	1.82	0.18	bd	bd
Pr ₂ O ₃	0.14	0.23	bd	bd	bd
Nd ₂ O ₃	0.43	0.49	bd	bd	bd
F	5.74	6.07	5.47	bd	bd
Cl	bd	bd	0.29	bd	bd
Total	99.71	101.15	100.30	54.68	55.71
(ppm)					
Ba	35.11	25.54	23.38	47.22	58.01
Nb	0.12	0.12	0.16	6.39	5.44
Ta	0.02	0.05	0.04	0.09	0.07
Zr	16.22	13.66	10.14	13.42	16.51
Hf	0.03	0.05	0.13	0.08	0.11
La	11686.19	12507.50	516.14	272.77	245.43
Ce	19257.40	21130.43	1137.93	651.95	624.14
Pr	1757.88	2150.44	136.57	98.17	91.10
Nd	2894.11	5827.94	762.79	300.85	288.90
Sm	260.50	635.16	138.05	57.54	55.34
Eu	119.38	42.39	28.04	36.29	35.32
Gd	105.59	97.19	68.55	41.73	36.09
Tb	10.23	11.66	8.53	5.04	4.69
Dy	54.54	56.42	50.76	26.87	25.76
Ho	8.37	7.36	7.38	4.33	4.21
Er	17.68	16.97	15.57	7.44	7.38
Tm	1.74	1.87	1.40	1.12	1.09
Yb	8.43	10.08	6.83	5.51	5.21
Lu	1.13	0.94	1.02	0.82	0.72
La/Lu	1386.53	1240.58	75.53	49.54	47.12

Tab. 1: Chemické analýzy souboru studovaných apatitů a taveninových inkluzí (TI). Kombinace EPMA a LA-ICP-MS dat s uveřejněním průměrných hodnot z 15 analýz pro každou skupinu apatitu a TI v dílčím sloupci).

Tab. 1: Chemical microanalyses of apatite and TI set (combination of EPMA and LA-ICP-MS data, each column represent average of 15 analyzes for different apatite and TI group).

Skupina A4 má nejnížší obsahy Sr i REE (max. 0,35 hm. % SrO a 0,37 hm. % sumy REE).

Studium souboru apatitů s využitím laserové ablace poskytlo výsledky potřebné pro studium distribuce REE (viz obr. 2 a tab.1) a dalších petrogeneticky významných prvků. Distribuce REE normalizovaná chondritem (Boynton 1984) naznačuje výrazné obohacení LREE (La/Yb ≥ 1300) u skupiny primárních apatitů (A1). Vysokých hodnot a výrazné strmosti distribučních křivek dosahují i sekundární metasomatické apatity A3 (La/Yb > 1200), které však vykazují na rozdíl od skupiny A1 negativní Eu anomálii. Výraznou negativní Eu anomálii mají rovněž nejmladší hydrotermálně-metasomatické apatity A4 ochuzené zejména o LREE (La/Yb ≤ 100), viz plochý průběh křivky distribuce REE (obr. 2).

Maximální nabohacení i strmost křivky distribuce REE oproti chondritu (Boynton 1984) je patrná v případě sekundárních metasomatických apatitů A3. Velmi blízkých hodnot dosahuje i apatit podílející se na stavbě novotvořených zón podél trhlin ve vývojově starším apatitu první (A1) a druhé skupiny (A2).

Pevné inkluze v apatitech těšinitů

Pevné inkluze jsou přítomny pouze v primárních apatitech (A1 a A2). Vzhledem k povaze složení v nich lze rozlišit 2 typy inkluzí:

1) Pevné inkluze minerálů (PIM). Běžně pozorovaný typ, reprezentovaný nejvíce uzavřenými krystaly pyroxenu, amfibolu, biotitu, karbonátu a rudních minerálů. U řady PIM se nedá vyloučit výrazný vliv sekundárních procesů na chemismus konkrétních minerálů.

2) Taveninové inkluze (TI). Méně hojný typ, pozorovaný v cca 2 % apatitů (A1) z lokalit Veřovice a Nový Jičín – Hýlovec. TI mají kulovitý nebo protažený (oválný) tvar. Běžné rozměry TI dosahují zpravidla velikosti blízko 1–10 μm (max. až 80 μm). TI jsou ve většině případů homogenní a bezbarvé, vzácněji jsou v nich patrné samostatné krystaly a plyn, viz obr. 1D. Plyná fáze v inkluzích zaujímá max. 5–25 obj. % (v 90 % případů však chybí).

Velké TI (nad 30 μm) jsou rozmístěny na straně jedné nepravidelně blízko centrálních partií krystalů, na straně druhé menší inkluze pravidelněji rovněž v centrální části krystalu apatitu (protažené inkluze jsou orientovány ve směru osy z) nebo se nachází podél růstových zón apatitu (nepříliš výrazná oscilační zonálnost apatitu z Veřovic). Fázové složení TI kolísá, nicméně převládá karbonát blízký Sr bohatému kalcitu, viz tab.1. Nově byly objeveny i TI odpovídající chemicky odlišným (silikátovým) taveninám.

Detailní studium chemismu TI odhalilo zejména výrazné nabohacení Sr a REE (viz obr. 2 a tab. 1) oproti chondritu Boytona (1984).

Závěr

Studium apatitů v těšinitěch s.s. a je doprovázejících horninách má značný význam pro pochopení složité geneze těšinitů i minerálních asociací, které je budují a zejména pak jejich vztahu k dílčím procesům působícím na horniny těšinitové asociace v průběhu jejich vývoje.

Studovaný soubor apatitů vykazuje variace chemického složení od primárních apatitů (A1 a A2) s výrazně zvýšeným obsahem SrO, Na₂O, REE₂O₃ a SiO₂ až po apatit s nízkými obsahy SrO, Na₂O, REE₂O₃ a SiO₂ v případě sekundárních apatitů (A4). Zcela samostatnou skupinou jsou kostrovité apatity A3 s výrazně zvýšeným obsahem SrO a REE₂O₃, vznikající alterací vývojově starších skupin apatitů A1 a A2. Nově byla objevena přítomnost primárních karbonátů a samostatného silikátového skla v TI indikující pravděpodobné odmišení několika typů velmi heterogenních tavenin (karbonátových a silikátových) v průběhu krystalizace apatitů skupiny A1.

Poděkování

Za kritickou revizi, která výrazně přispěla ke zlepšení kvality článku, děkujeme zejména Prof. M. Novákovi a Dr. A. Rečňíkovi.

Literatura

- Bonton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. – In: Hohenegger, L. (1861): Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien als Erläuterung zu der geognostischen Karte der Nordkarpathen. – Verl. Justus Perthes, s. 1–50, Gotha.
- Kudělásková, M. – Kudělásek, V. – Matýsek, D. (1993): Chemické a petrologické studium pikritových hornin z podbeskydské oblasti. – In: Sbor. Věd. Prací Vys. šk. Báň. v Ostravě, 39, 63–72. Ostrava.
- Pacák, O. (1926): Sopečné horniny na severním úpatí Beskyd moravských. – Česká akademie věd a umění, s. 188–189. Praha.
- Šmíd, B. (1962): Přehled geologie a petrografie hornin těšínitové asociace na severním úpatí Beskyd. – Geol. Práce, 63, 53–60. Bratislava.
- Trundová, A. (2004): Petrologická charakteristika těšínitů z vybraných lokalit Moravsko-slezských Beskyd. – MS, diplomová práce. Přf MU. Brno.

ORIENTACE PŘÍČNÝCH ZLOMŮ V PAVLOVSKÝCH VRCHÁCH NA JIŽNÍ MORAVĚ (ZÁPADNÍ KARPATY)

Transversal faults direction in Pavlov Hills (Western Carpathians)

Ivan Poul^{1,2}, Rostislav Melichar²

¹Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno, e-mail: istvan@igeo.cz

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

(34–12 Pohořelice, 34–14 Mikulov)

Key words: Outer Western Carpathians, tectonics, limestone, fault, anticline

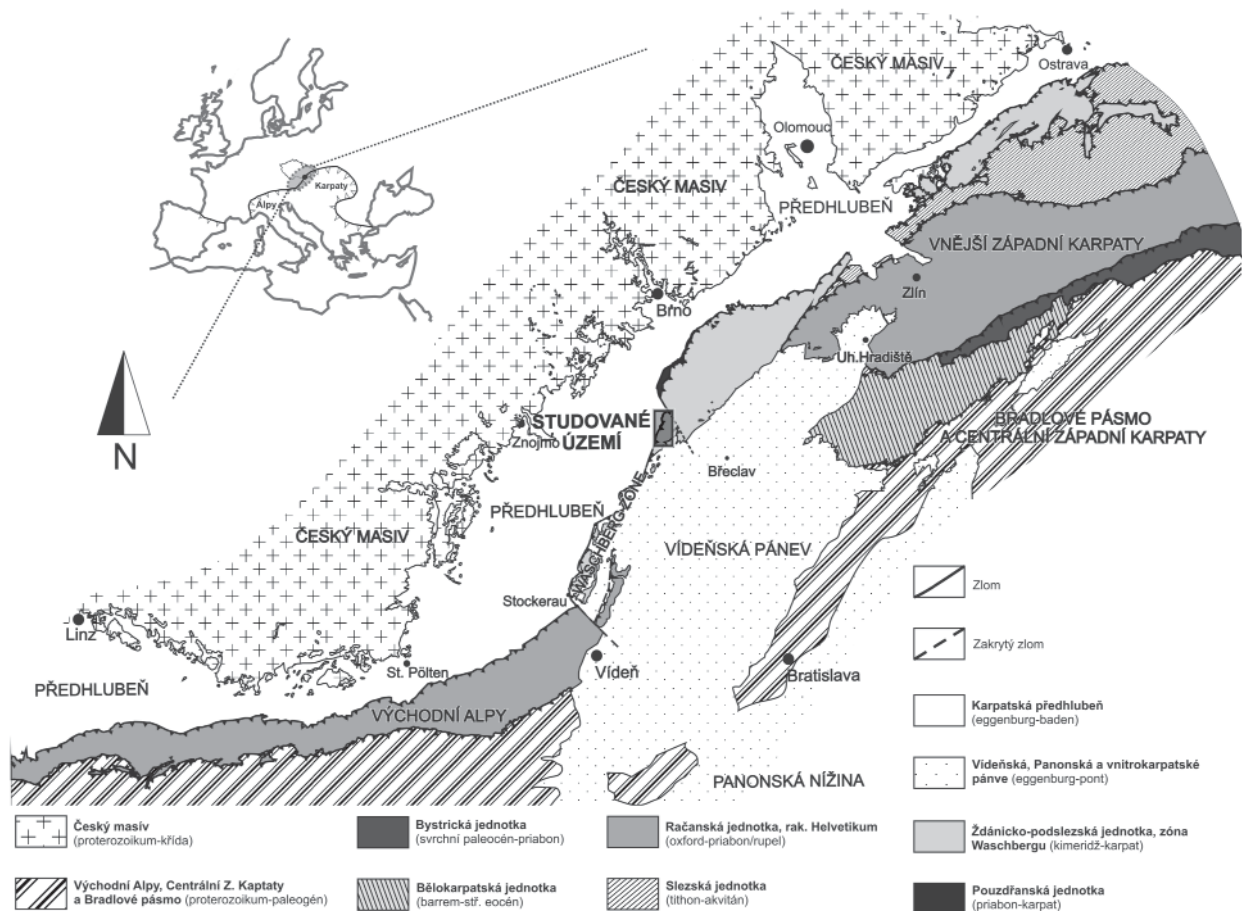
Abstract

The structure of the Pavlov Hills was formed during folding and thrusting within the Outer Carpathian accretional wedge in the younger phase of the Alpine orogenesis (Lower Miocene). The area under study was subjected to detailed geological mapping including the collection of compass data. Several anticlines associated with thrusts slightly plunging to the NE were recognized. The anticlinal structures were cross cut by transversal faults in NW–SE direction (perpendicular to fold axis). An echelon arrangement (in N–S direction) was explained as sinistral block displacement along this faults striking in NW–SE direction.

Úvod

Pavlovské vrchy jsou označením pro řadu jednotlivých elevací, která probíhá zhruba severojižním směrem od Novomlýnských nádrží na severu až k Mikulovu na jihu

a dále pokračuje JJZ směrem do Rakouska. V Rakousku toto pásmo kopců pokračuje až k městu Stockerau na Dunaji. Pavlovské vrchy tvořené krami jurských vápenců jsou součástí oblouku Vnějších Západních Karpat (obr. 1),



Obr. 1: Situace studovaného území na rozhraní mezi Alpami a Karpaty.
 Fig. 1: The area under study – interface between Alps and Carpathians.

kteřý je na jižní Moravě složen ze systému příkrovů hornin převážně flyšového a flyšoidního charakteru (krosněnská skupina příkrovů – zde podložní pouzdřanský a nadložní ždánický příkrov). Rozdílná odolnost karbonátů Pavlovských vrchů vůči erozi ve srovnání s ostatními horninami příkrovů je hlavní příčinou vzniku těchto elevací.

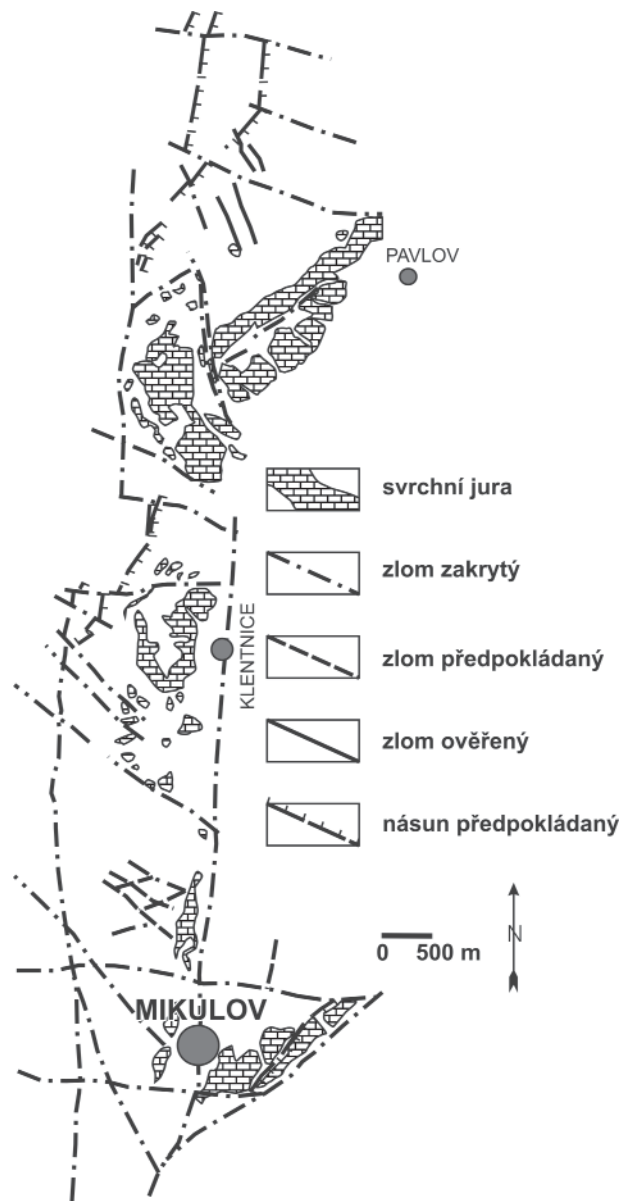
Řetězec vápencových elevací Pavlovských vrchů má z tektonického hlediska na stávajících geologických mapách zcela zvláštní postavení. Na rozdíl od ostatních částí karpatského oblouku má směr S–J a je postižen příčnými zlomy směru V–Z (viz např. Čtyroký ed. 1988b, Havlíček ed. 1988), zatímco jinde v „externidách“ dominují směry horninových pruhů SV–JZ a směry příčných zlomů SZ–JV, které Roth (1980) označil jako „karpatské zlomy“. Toto rozdílné postavení a porušení je v předloženém textu konfrontováno s výsledky nových terénních pozorování a mapování (Poul 2004, Poul 2006, Poul – Melichar 2006, Poul – Melichar 2008).

Historický vývoj názorů

Svrchnojurské vápence a jejich stavba v rámci Vnějších Západních Karpat byly věcí diskuze po dlouhá období. Vápence ve vněkarpatském flyši byly v 19. století F. E. Süssem shrnovány do tzv. „moravsko–dolnorakouského ostrovního pohoří“ a byl pro ně předpokládán jednotný litologický a tektonický styl (Uhlig 1907). Tyto „autochtonní hrásti“ přibližně S–J směru měly být po svém tektonickém vzniku zaplaveny mořem, které na ně mělo uložit souvrství pískovců. Vlivem následující selektivní eroze se měly z pískovců vynořovat pouze „vztyčené“ partie vápenců (Beyrich 1844). Hrástová stavba byla postupně zamítnuta, neboť byla ověřena alochtonní pozice vápenců. Vápencové bloky pak začaly být v Karpatech označovány původně negenetickým pojmem pro elevaci jako tzv. „bradla“ (termín je podrobněji diskutován v práci Poula et al. 2008).

Vápencová bradla byla považována za malé bloky volně „plovoucí“ v karpatském flyši (např. Uhlig 1907, Jüttner 1922, Jüttner 1940, Čtyroký 1988b) nebo za rozsáhlejší tektonické šupiny (Stráník et al. 1962, Stráník et al. 1999), které byly podle obou jmenovaných hypotéz vylomeny z podloží během vrásnění příkrovů. V pracích jiných autorů byl uvažován vznik bradel na jihu Moravy sedimentární cestou ve formě olistolitů, které byly vrásněny až po zpevnění skluzového tělesa na úpatí svahu. Pokud uvážíme vznik bradel jako malých bloků vylomených z podloží, nebyla otázka orientace zlomů v první polovině 20. století příliš aktuální. Např. v Abelově mapě (1907) nebo i v mapě Jüttnerově (1939) jsou vápencová „bradla“ vyobrazena jako bloky plovoucí ve flyši podle původní Uhligovy teorie (1907) bez tektonického omezení.

Stejskal (1935) sice mylně předpokládal, že vápence Pavlovských vrchů tvoří „tektonickou trosku české série račanské jednotky“, ve své geologické mapě však jako jeden z prvních navrhl vzájemné oddělení jednotlivých vápencových bradel zlomy. Zlomy zakreslil s orientací SZ–JV. V poválečných publikacích nebyl tento směr přijat a zlomy postihující Pavlovské vrchy byly zobrazovány jednak ve směru paralelním s průběhem vrchů, tedy S–J, jednak ve směru kolmém, tj. ve směru V–Z (Matějka a Stráník



Obr. 2: Řešení tektonické stavby Pavlovských vrchů podle Čtyrokého et al. (1995).

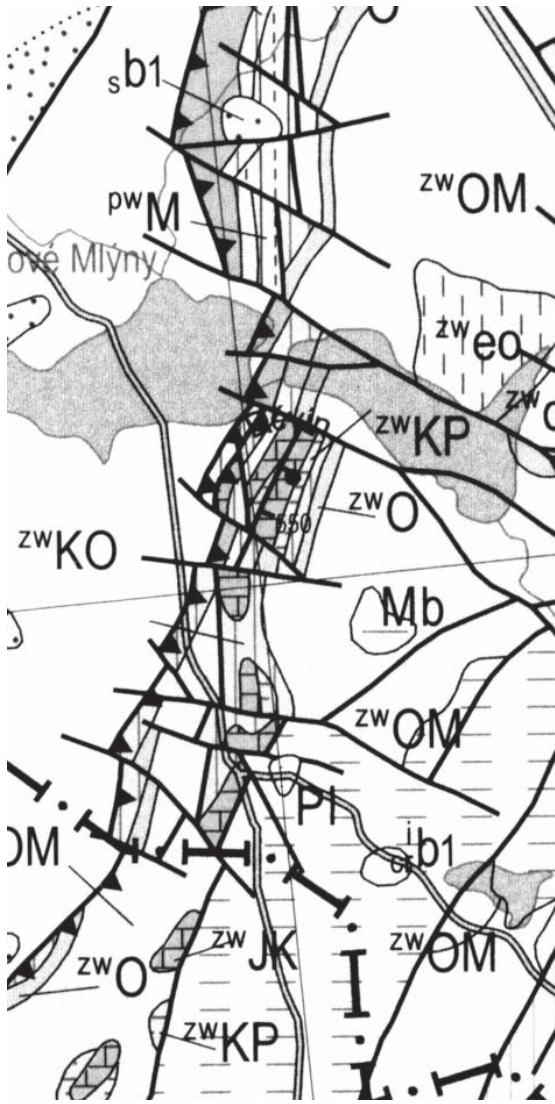
Fig. 2: Tectonics concept of the Pavlov Hills structure in geological map after Čtyroký et al. (1995).

1960, Čtyroký 1988a, Čtyroký 1988b, Havlíček – 1988, Havlíček a Stráník – 1988, Čtyroký et al. 1995, viz obr. 2), i když tyto směry zlomů nebyly ověřeny strukturálními měřeními a ani nezapadaly do širšího strukturálně geologického kontextu Vnějších Západních Karpat. Inovace řešení tektonické stavby je vyobrazena v geologické mapě Chába et al. (2007, obr. 3); řešením mají být různě orientované zlomy orientace S–J, V–Z, SZ–JV a SSV–JJZ směrů, které se často nekoncepčně sbíhají a rozcházejí. Zmíněnými zlomy se autoři mapy zřejmě pokusili vysvětlit vznik hlubokých depresí mezi vápencovými „bradly“.

Výsledky a jejich diskuze

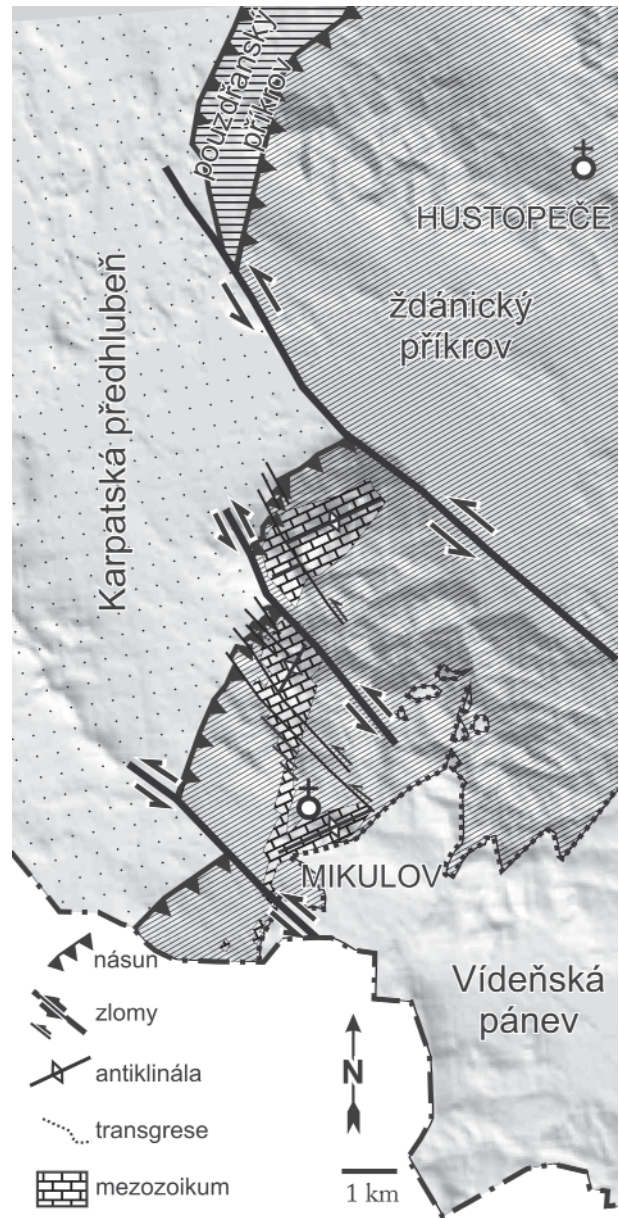
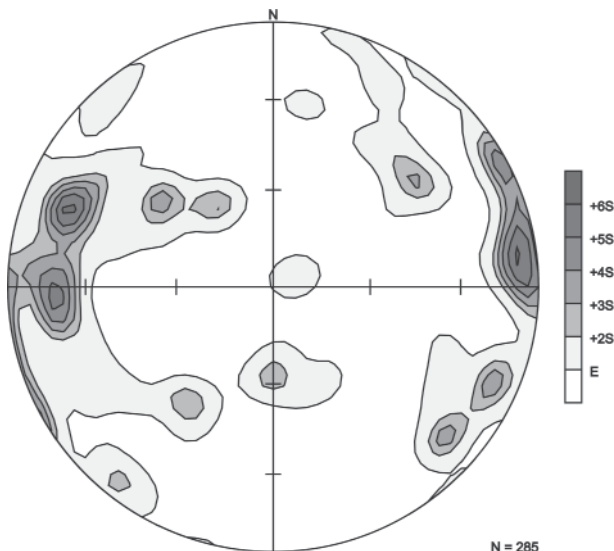
Geomorfologicky lze na našem území rozlišit tři části Pavlovských vrchů:

1. hřbet Svatého kopečku směru JZ–SV východně od Mikulova;



Obr. 3: Výřez okolí Pavlovských vrchů z geologické mapy v měřítku 1 : 500 000. Struktura je řešena nekoncepčně pomocí zlomů různých orientací (Cháb et al. 2007), vysvětlivky viz originální mapa.

Fig. 3: Detail of the geological map (scale 1 : 500 000) in Pavlov Hills surroundings. Authors try to find a solution of structure to faults in various directions (Cháb et al. 2007), key - see original map.



Obr. 5: Nová koncepce kulisovitého řešení (en echelon) tektonické stavby okraje karpatského oblouku v okolí Pavlovských vrchů je řešena pomocí násunů s orientací SV-JZ a příčných zlomů s orientací SZ-JV.

Fig. 5: A new structural conception (en echelon) of the marginal part of the Carpathian thrust belt in Pavlov Hills surroundings is compiled by thrusts striking in NE-SW direction and by transversal faults striking in NW-SE direction.

Obr. 4: Orientace (příčných) zlomů v rámci Pavlovských vrchů.
Fig. 4: Transversal faults orientation in equatorial diagram (Pavlov Hills).

2. řetěz elevací od Šibeničního vrchu (u státní hranice) po Sirotčí hrádek v severojižním směru;
3. hřbet Děvína směru JZ–SV západně od Pavlova.

Oba hřbety (1 a 3) jsou víceméně spojité a paralelní, zatímco severojižní řetězec elevací (2) je výrazně nespojitý a v podélném směru jsou vápencové elevace oddělovány širokými depresiemi tvořenými flyšovými horninami. Lze předpokládat, že tato dvě směrově odlišná pásma budou mít odlišný strukturní původ a oba hřbety směru JZ–SV budou strukturně srovnatelné. To potvrdilo i studium orientace vrstevnatostí (Poul 2006), jejichž směr v Pavlovských vrších odpovídá směru hřbetu Děvína a Svatého kopečku. Problematická je však stavba antiklinál v okolí Mikulova. V geologické mapě jsou zde situovány dva „pruhy“ vápencových bradel: Turolď – Zámecký vrch a naproti Svatý kopeček. Toto lze snadno vysvětlit existencí dvou pruhů antiklinál. Reinterpretace seismických řezů (Poul 2006) potvrdila, že karbonátový hřbet Svatého kopečku pokračuje svou ponořenou částí dále k SV. Tato stavba vznikla v důsledku nasouvání rozsáhlé desky vápenců za vzniku dvou „front“ antiklinál spjatých s násunovými rampami (fault-bent folds, podrobněji viz Poul – Melichar 2008). Osy antiklinál se noří k SV a jsou paralelní se směry násunových ploch a zřejmě kolmé na směr sunutí příkrovů k SZ. Vzhledem k tomu, že se osy obou front antiklinál uklánějí (k SV) pod mladší sedimenty, v erozivním řezu (v mapě) se jeví jako sbíhající se struktury. Tento tvar vznikl v důsledku uklonění zvrásněné vápencové desky, kdy směrnice os antiklinál není orientována přímo po spádnicí zmíněné desky. Analýza křehkých poruch ukázala na typický obraz porušení s výrazným maximem ve směru příčném ke směru os vrás (jiné orientace znázorňují přesmyky a poklesy, více viz Poul 2006 a Poul – Melichar 2008). Rovněž podrobné mapování severo-j jižního pruhu elevací ukázalo na jejich kosé omezení. Tyto dva aspekty vedly k navržení nové interpretace stavby v geologické mapě s výrazným uplatněním kosých zlomů směru SZ–JV (obr. 4, 5). Tyto zlomy se v mapě projevují levostranným posunutím horninových pruhů, resp. poklesáváním sv. ker vzhledem ke krám JZ. Výsledkem takového porušení bylo vytvoření složené *en echelon* struktury velkého měřítka, kdy nastala celková reorientace horninového pruhu do S–J směru, ačkoliv jednotlivé bloky si podržely původní orientaci (osy antiklinál SV–JZ).

Konečná orientace linie vápenců ve směru přibližně S–J vedla předchozí mapující autory k přijetí „klasického“ modelu směrných a kolmých příčných zlomů bez zřejmých důkazů. Tato nesprávná koncepce se však nemohla dobře vyrovnat s „prolukami“ mezi jednotlivými bradly. Kulisovité uspořádání však tento jev vysvětluje bezproblémově a zároveň umožňuje sestavení balancovatelné a retrodeformovatelné stavby.

Závěr

Nově navržená koncepce zlomů vycházející z nového geologického mapování, strukturních měření a reinterpretací seismických řezů (Poul 2006, Poul – Melichar 2008) je prezentována v duchu moderních koncepcí příkrovových teorií a modelů. Pomocí zlomů s orientací SZ–JV (obr. 4) lze současnou strukturu *en echelon* (obr. 5) „oddeformovat“ do původního stavu. Zároveň navržená koncepce orientace zlomů na rozdíl od názorů publikovaných dříve i zcela nedávno (Cháb et al. 2007, obr. 3) plně respektuje tektonickou koncepci stavby Vnějších Západních Karpat.

Literatura

- Abel, O. (1907): Geologische Spezialkarte Auspitz und Nikolsburg 1 : 75 000. – Geol. Reichsanst. Wien.
- Beyrich, E. (1844): Über die Entwicklung des Flözebirges in Silesien. – Archiv f. Min. Geogn. Bergsbau u. Hütt. Herausgeg. v. B. Karsten H. v. Dechen Berlin Bd. 18. Berlin.
- Čtyroký, P. ed., (1988a): Geologická mapa ČSR 1 : 50 000 – list 34–14 Mikulov. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- Čtyroký, P. ed. (1988b): Základní geologická mapa ČSSR – list 34–142 Mikulov. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- Čtyroký, P. – Havlíček, P. – Stráník, Z. – Pálenský, P. (1995): Geologická přírodovědná mapa CHKO a BR Pálava 1 : 25 000. – ČGÚ. Praha.
- Havlíček, P. ed. (1988): Základní geologická mapa ČSSR – list 34–124 Pouzdřany. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- Havlíček, P. (ed.) – Stráník, Z. (1988): Geologická mapa ČSSR – list 34–12 Pohorelice. – Ústř. Úst. geol. Praha.
- Cháb, J. – Stráník, Z. – Eliáš, M. (2007): Geologická mapa České republiky, 1 : 500 000. – Česká geologická služba, Praha.
- Jüttner, K. (1922): Entstehung und Bau der Pollauer Berge. – A. Bartosch, Nikolsburg.
- Jüttner, K. (1939): Geologisches Karte des Unteren Thayalandes. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch., 1, 1. Wien.
- Jüttner, K. (1940): Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch., 1, 1, 1–57. Wien.
- Matějka, A. – Stráník, Z. (1961): Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů, část 1. – MS, Geofond. Praha.
- Poul, I. (2004): Paleonapjatostní analýza zlomů Pavlovských vrchů (Západní Karpaty). – MS, diplomová práce, PŘF MU. Brno.
- Poul, I. (2006): Nový tektonický model Pavlovských vrchů – flat-ramp-flat geometrie v externích Západních Karpatech. – MS, PŘF MU. Brno.
- Poul, I. – Janečka, J. – Melichar, R. (2008): Jurassic/Cretaceous limestones in nappes of the Outer Western Carpathians (Czech Republic). – Sbor. Slovtec 2008, 108–110. Bratislava.
- Poul, I. – Melichar, R. (2006): Flat-ramp-flat thrust geometry in the Outer Western Carpathians (Palava Hills, Czech Republic). – Volumina Jurassica, 4, 2006, 62–63. Warsaw.
- Poul, I. – Melichar, R. (2008): Rock Mechanics as a Significant Supplement for Cross-Section Balancing (An Example from the Pavlov Hills, Outer Western Carpathians, Czech Republic). – sbor. YORSGET 2008, Universidad de Oviedo, 439–443. Oviedo.
- Roth, Z. (1980): Západní Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. – Ústř. Úst. Geol. a Academia. Praha.
- Stejskal, J. (1935): Geologická stavba Pavlovských vrchů se zřetelem na stratigrafii a tektoniku flyše, II. – Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 11, 15–29. Praha.
- Stráník, Z. – Hanzlíková, E. – Eliáš, M. (1962): Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů II. – MS, ČGÚ. Praha.
- Stráník, Z. – Čtyroký, P. – Havlíček, P. (1999): Geologická minulost Pavlovských vrchů. – Sbor. geol. Věd, Geol., 49, 5–32. Praha.
- Uhlig, V. (1907): Über die Tektonik der Karpaten. – Sitz. Ber. K. Akad. Wiss, math. Naturwiss. Kl., Bd. 116, 1, 871–982. Wien.

IZOTOPY UHLÍKU V ORGANICKÉ HMOTĚ SVRCHNOKŘÍDOVÝCH SEDIMENTŮ SLEZSKÉ JEDNOTKY

Carbon stable isotopes of the organic matter from the Upper Cretaceous of the Silesian Unit

Petr Skupien, Alexandra Smaržová

Institut geologického inženýrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava – Poruba;
e-mail: petr.skupien@vsb.cz

(25–23 Rožnov pod Radhoštěm)

Key words: Silesian Unit, organic Carbon, stable isotopes, Cretaceous

Abstract

Organic carbon content and stable organic carbon isotopes were studied in the complete section across the change anoxic to oxic sedimentation in the Bystrý potok stream by Trojanovice (in the vicinity of Frenštát p. R., Czech Republic). Pelitic deposits of the higher Lower Cretaceous and the lower Upper Cretaceous of basinal sedimentation in the Godula development of the Silesian Unit of the Western Carpathians outcrop here. TOC values in the black shales of the Late Albian and Early Cenomanian Lhoty Formation is higher (3.59 %). The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values of claystones show positive excursion in the lower part of the Mazák Formation (Upper Cenomanian, ?OAE2) and lower part of the Godula Formation (Upper Santonian).

Úvod

Pro podrobné studium poměru izotopů C v organické hmotě ($\delta^{13}\text{C}$) byl vybrán profil svrchnokřídových sedimentů v Bystrém potoce poblíž Trojanovic u Frenštátu p. R. Profil byl podrobně dokumentován Skupienem a Vašíčkem (2003). Profil zahrnuje několik vrstevních členů slezské jednotky. Stratigraficky dokumentovaná část odpovídá nejvyšší úrovni spodní křídly (svrchnímu albu) zastoupené lhoteckým souvrstvím, pokračuje přes mazácké souvrství a končí ve svrchní křídě nástupem mocného a souvislého pásma písčitého flyše godulského souvrství. Celková studovaná mocnost profilu přesahuje nepatrně 300 m (obr. 1). V rámci celého profilu byla již dříve sledována distribuce nevápnitých dinoflagelát a foraminifer (Bubík et al. 2008, Skupien et al. v tisku).

Dokumentace profilu začala ve svrchní části lhoteckého souvrství. Toto souvrství je na studovaném profilu charakteristické facií skvrnitých jílovců, které z převážné části zřejmě představují nevápnité autochtonní hemipelagické uloženiny. Do těchto jílovců se vkládají občasné tenké polohy distálních turbiditů, které mohou mít na bázi pískovce. Stratigraficky náležejí svrchnímu albu. V nejvyšší části se sedimentace lhoteckého souvrství mění ve facií s převahou světle šedých, za čerstva nazelenalých, nevápnitých jílovců. Občas se objevují tenké horizonty tma-vošedých jílovců, v nižší části sekvence často markantně obohacené pyritem. Tmavě zbarvené horizonty naznačují krátká anoxická období v pánvi. Celá sekvence dosahuje mocnosti téměř 11 m. Stratigraficky náleží nejvyššímu albu až střednímu cenomanu. Uvedená facie je v nadloží vystřídána červeně zbarvenými jílovcí, kterými začíná mazácké souvrství v typickém vývoji.

Mazácké souvrství, charakteristické polohami červeně zbarvených jílovců, je rozděleno souborem písčitého flyše na spodní a svrchní část. Litologie odráží nástup oxi-

dačních podmínek ve slezském pánevním sedimentačním prostředí. Podle dinoflagelát a aglutinovaných foraminifer pravděpodobně náleží vyššímu střednímu cenomanu až svrchnímu turonu.

V pokračování profilu se objevují pelity charakteristické převahou jílovců šedé barvy, které jsou v některých částech prokládané tenkými, místy i výraznějšími polohami jílovců, které lze označit jako pestré (červenošedé až hnědošedé barvy). Tato část sedimentárního sledu náleží ke spodnímu oddílu godulského souvrství. Pelitická sedimentace je ve dvou úsecích přerušena mocnými polohami hrubě rytmického písčitého flyše. Asociace dinocyst a foraminifer nasvědčují coniaku až spodnímu campanu.

V nejvyšší části profilu je pelitická sedimentace vystřídána mocnými uloženinami písčitého flyše středního úseku godulského souvrství.

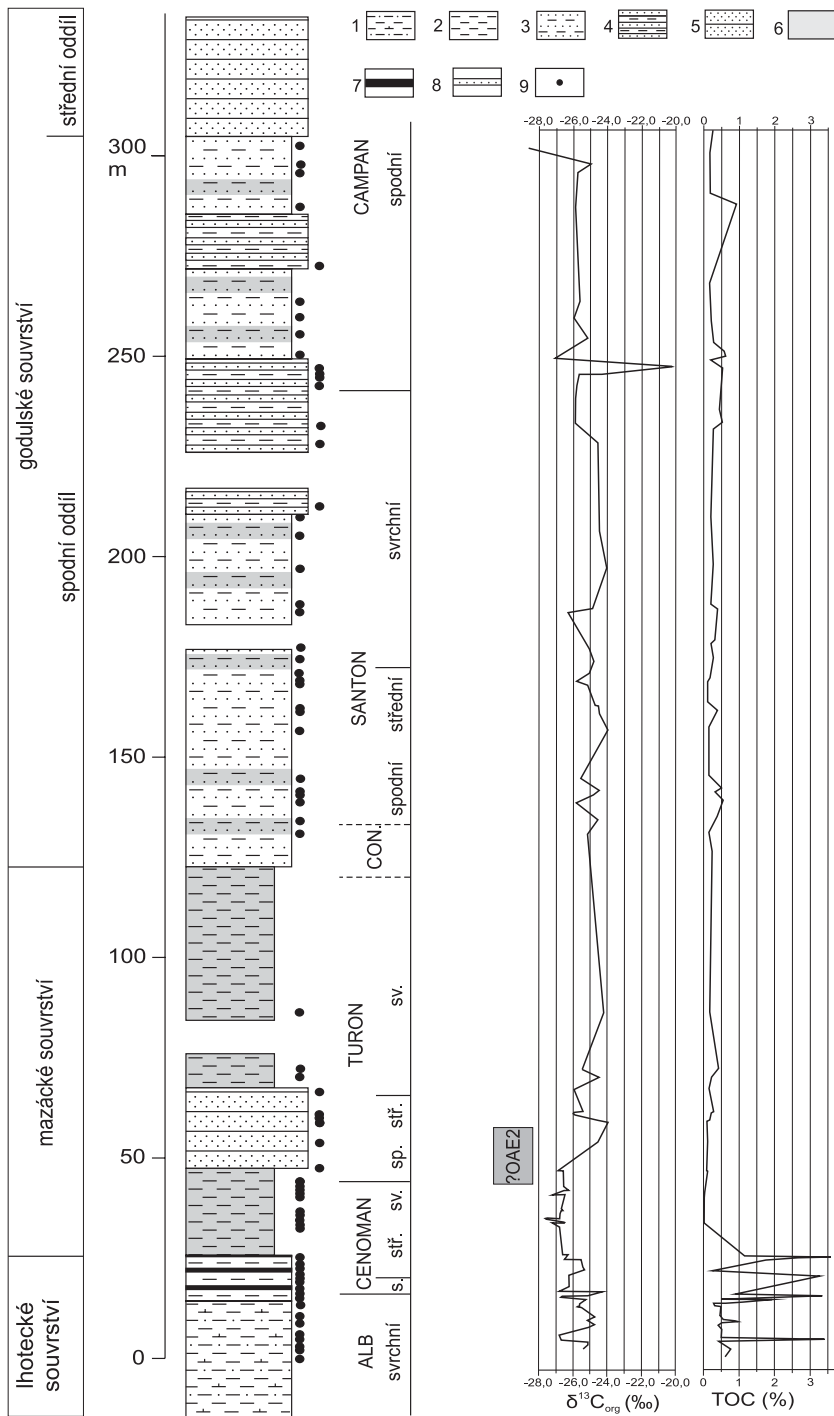
Metodika

Obsahy organického uhlíku (TOC), stejně jako charakteristika změn poměrů izotopů C v organické hmotě ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), byly měřeny na vzorcích jílovců.

Měření TOC odebraných vzorků jílovců bylo provedeno na Institutu geologického inženýrství VŠB – TU Ostrava (laborantka M. Laborová) na přístroji EuroEA 3000 (Eurovector Elemental Analyzer). Izotopy C byly měřeny v laboratořích České geologické služby v Praze. Hodnoty v tabulkách jsou přepočteny k standardu VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

Dosažené výsledky a diskuze

Vysoké obsahy organického uhlíku se objevují v tmavě zbarvených jílovcích lhoteckého souvrství a především v černých horizontech nejvyšší části souvrství cenomanského stáří. Hodnoty TOC stoupají až na 3,59 %. Uvedené



Obr. 1: Křivka TOC a $\delta^{13}C_{org}$ na profilu Bystrý. 1 – prachovcovo-jílovcový flyš, 2 – nevápnité jílovce, 3 – drobně rytmický pískovcovo-jílovcový flyš, 4 – hrubě lavicový pískovcovo-jílovcový flyš, 5 – hrubě lavicový pískový flyš, 6 – červené a pestré jílovce, 7 – horizonty černých jílovců (hypoxické), 8 – izolované pískovcové lavice, 9 – vzorky.
 Fig. 1: Curves of TOC and $\delta^{13}C_{org}$ in the Bystrý section. 1 – siltstone-shale flysch, 2 – non-calcareous shale, 3 – thin-bedded sandstone-shale flysch, 4 – thick-bedded sandstone-shale flysch, 5 – thick-bedded sandstone flysch, 6 – red and variegated shale, 7 – black shale horizons (hypoxic), 8 – isolated sandstone beds, 9 – samples.

hodnoty pravděpodobně indikují lokální anoxický event OAE1d (nejvyšší alb–spodní cenoman, Strasser et al. 2001).

V pestrých jílovcích mazáckého souvrství je podíl organického uhlíku minimální, v jeho spodní části méně než 0,04%. V souvislosti se zvýšeným podílem turbiditů obsah TOC stoupá na 0,5%. V šedých jílovcích godulské-

ho souvrství je obsah uhlíku opět nepatrný (většinou pod 0,5%) a to přesto, že jílovce místy nabývají až tmavě šedé barvy a obsahují bohaté organické facie. Rovněž zde je možno sledovat zvýšený obsah TOC ve spojitosti se zvýšeným podílem turbiditů. Nízké hodnoty TOC v pestré zbarvených sedimentech odpovídají sedimentaci v prokysličeném prostředí působícím oxidací organické hmoty.

Změny izotopu organického uhlíku $\delta^{13}C_{org}$ vykazují výrazný negativní posun ve lhoteckém souvrství. Rozsah hodnot $\delta^{13}C_{org}$ se pohybuje od -19,55 do -26,7 ‰. Výrazně negativní hodnoty jsou patrné v jílovcích s výrazným přínosem terestrické organické hmoty a s přítomností pyritu. S nástupem sedimentace pestrých jílovců mazáckého souvrství v cenomanu poměr $\delta^{13}C_{org}$ nápadně klesá a nabývá hodnot až -27,4 ‰. Trend změny ve složení organického uhlíku odpovídá křivce publikované Hasegawou (2003) pro terestrický organický uhlík v Asii. Stejně jako na námi studovaném profilu Hasegawa uvádí posun k negativním hodnotám během středního a svrchního cenomanu. Minimum (nebo maximální pokles) popisuje těsně pod hranici cenoman/turon. Kolem hranice se poměr $\delta^{13}C_{org}$ posouvá ke kladnějším číslům. Obdobný trend vykazují změny izotopů uhlíku v organické hmotě z Colorada (Pratt 1985). Změnu izotopického složení organického uhlíku je možno v hrubých rysech korelovat se standardní křivkou izotopu karbonátového uhlíku $\delta^{13}C_{carb}$ (Jarvis et al. 2006). Proto lze spodní část mazáckého souvrství, na základě změn izotopů $\delta^{13}C_{org}$, korelovat s hraničním intervalem cenoman/turon (kolem metrů 47 až 58 m), který je spojován s anoxickým eventem OAE2 (viz obr. 1). Současně je nutno uvést, že přítomnost OAE2 se prozatím na studovaném profilu nepodařilo prokázat, jelikož zde chybí charakteristický horizont černých jílovců. Podle dosavadních poznatků je sedimentace spjatá s OAE2 zastřena možnou erozí turbiditními proudy. To se projevuje náhlým nástupem mocných turbiditů s až 0,5 m mocnými polohami pískovců.

chybí charakteristický horizont černých jílovců. Podle dosavadních poznatků je sedimentace spjatá s OAE2 zastřena možnou erozí turbiditními proudy. To se projevuje náhlým nástupem mocných turbiditů s až 0,5 m mocnými polohami pískovců.

Ve střední části mazáckého souvrství složení izotopů C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) nabývá hodnot v rozmezí od -24,0 do -26,3 ‰ a tento trend pokračuje až do spodní části godulského souvrství. Pokles $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nápadně koresponduje s přítomností mocnějších poloh turbiditů.

Velmi výrazný posun $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ k pozitivním hodnotám (až na -20 ‰) je možno sledovat v godulském souvrství kolem hranice santon/campan. Směrem do nadloží dochází k rychlému poklesu poměru (-25,0 až -28,56 ‰). Tato výrazná změna není doprovázena výraznou akumulací organické hmoty (TOC 0,16–0,94 %). Trend ve změnách složení izotopů C v intervalu turon až campan je korelova- telný s údaji z východního Ruska (Hasegawa et al. 2003). Rovněž tam je výrazný posun $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ k pozitivním hodnotám patrný kolem hranice santon/campan.

Podle Hasegawy (2003) trend $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ terestrické organické hmoty odráží změnu atmosférického CO_2 . Podle Kumpa a Arthura (1999) negativní posun $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mořské organické hmoty může odrážet zvýšenou vulkanickou produkci CO_2 anebo snížení zvětrávání silikátů (rovněž vedoucí ke zvýšení CO_2). Podle jiných autorů (Arthur et al. 1988) má stejný efekt výrazná oxidace dřívě uložené organické hmoty, kdy dochází ke zvýšení koncentrace CO_2 v oceánu.

Závěr

Výrazná změna sedimentace nejvyšší části lhoteckého souvrství je zřetelná nejen v litologickém záznamu, ale rovněž v záznamu $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, který se posouvá do negativních hodnot poté, když dochází k nástupu sedimentace pestré zbarvených jílovců spojených s výrazně prokysličeným prostředím. Křivka $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ je korelovatelná s křivkami $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nejen terestrického či mořského původu, ale rovněž s křivkou $\delta^{13}\text{C}$ karbonátového C. Stejně jako na jiných lokalitách lze sledovat negativní posun v nejvyšším cenomanu a nejvyšším santonu. První z nich lze spojovat s oceánským anoxickým eventem OAE2.

Výzkum byl proveden v rámci vědeckého záměru MSM 61989100 19 DeCO_x procesy.

Literatura

- Arthur, M. A. – Dean, W. E. – Pratt, L. M. (1988): Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. – *Nature*, 335, 714–717. London.
- Bubík, M. – Skupien, P. – Švábenická, L. (2008): Stratigrafie křídových pestrých oceánských vrstev karpatského flyše na Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2007*, 46–52. Brno.
- Hasegawa, T. (2003): Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric pCO_2 -induced climate. – *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 849–859. Taipei.
- Hasegawa, T. – Pratt, L. M. – Maeda, H. – Shigeta, Y. – Okamoto, T. – Kase, T. – Uemura, K. (2003): Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO_2 . – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 97–115. Amsterdam.
- Jarvis, I. – Gale, A. S. – Jenkyns, H. C. – Pearce, M. A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes. – *Geological Magazine*, 143, 561–608. London.
- Kump, L. R. – Arthur, M. A. (1999): Interpreting carbon-isotope excursions: carbonate and organic matter. – *Chemical Geology*, 161, 181–198. Amsterdam.
- Pratt, L. M. (1985): Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycle. – In: Pratt, L. M. – Kauffman, E. G. – Zelt, F. B. (eds): *Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Process*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Trip Guidebook, SEPM, 38–48. Tulsa.
- Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Sborník vědeckých prací Vysoké Školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada hornicko-geologická*, 49, monografie 8, 65–93. Ostrava.
- Skupien, P. – Bubík, M. – Švábenická, L. – Mikuláš, R. – Vašíček, Z. – Matýšek, D. (v tisku): Cretaceous Oceanic Red Beds in the Outer Western Carpathians of Czech Republic. – *SEPM Special Publication*.
- Strasser, A. – Caron, M. – Gjermeri, M. (2001): The Aptian, Albian and Cenomanian of Rotel Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high resolution record of oceanographic change. – *Cretaceous Research*, 22, 173–199. Amsterdam.

IZOTOPY UHLÍKU A KYSLÍKU VÁPŇITÝCH SEDIMENTŮ KELČSKÉHO VÝVOJE SLEZSKÉ JEDNOTKY

Carbon and oxygen isotopes in carbonate sediments of the Kelč Facies of the Silesian unit

Alexandra Smaržová¹, Petr Skupien¹, Miroslav Bubík²

¹Institut geologického inženýrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava – Poruba;

e-mail: smarzka@yahoo.com

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

(25–14 Valašské Meziříčí)

Key words: Silesian Unit, TOC, Carbon, Oxygen, stable isotopes, Cretaceous

Abstract

The Kelč facies of the Silesian Unit represents slope sediments – mostly shale (mudstones). Carbon and oxygen isotopes were studied in the Jasenice and Němetice Formations. Gray and greenish-gray mottled usually calcareous shale of the Jasenice Formation belong to the Cenomanian. Gray and red marlstones to clayey limestones of the Němetice Formation belongs to the Turonian. The $\delta^{13}\text{C}$ values decreases from a level of 2.44 ‰ to 1.81 ‰ across the Cenomanian-Turonian transition. This change probably indicates a position of the OAE2 anoxic event in the upper part of the Jasenice Formation.

Úvod

Pro studium poměru izotopů $^{13}/^{12}\text{C}$ v karbonátech ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) byly vybrány profily svrchnokřídových sedimentů u Němetic (obr. 1). Studované profily náležejí kelčskému vývoji slezské jednotky. Kelčský vývoj (facie) je charakterizován redukovanou mocností (700–900 m) převážně pelitických uloženin křídového stáří a je znám z denudačních zbytků a vrtů na sz. okraji slezské jednotky. Jedná se o sedimentaci při vnějším okraji sedimentačního prostoru slezské jednotky.

Studované odkryvy se nacházejí v rokli potoka směřujícího k severu, asi 1 500 m jv. od osady Pod Doubravou

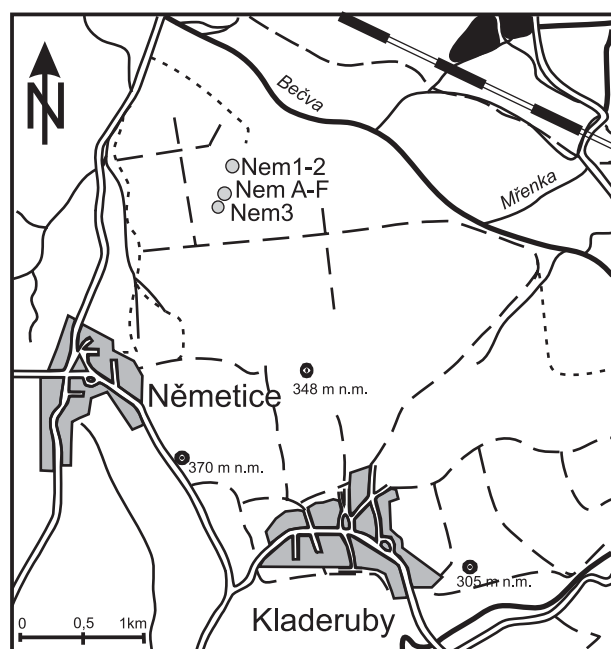
(Skupien et al. 2007, Bubík et al. 2008). Dokumentováno bylo několik samostatných, na sebe nenavazujících profilů (obr. 2), které pravděpodobně patří k samostatným tektonickým šupinám. V rokli vystupují slabě vápnité místy skvrnitě jílovce jasenického souvrství (profil Nem1–2). Sedimenty jsou výrazně silicifikované a jsou považovány za ekvivalent lhotského souvrství. V profilu o mocnosti 1,5 m byly odebrány 2 vzorky (Nem1, 2). Podle dinoflagelát a vápnitých nanofosilií jílovce odpovídají nejvyššímu albu až cenomanu.

Výše se nacházejí profily (NemA–F, a Nem3) s pestrými vrstvami (němetické souvrství). Na bázi profilů se objevují zelenošedé jílovce v mocnostech cca 0,5 m střídající se s polohami šedých až tmavošedých jílovců, místy prachovitých a laminovaných. Tmavošedé jílovce tvoří horizonty o mocnosti 0,5 až 10 cm. Nad nimi se objevují polohy rudohnědých až cihlových jílovců až 1,5 m mocných, oddělených polohami šedých případně zelenošedých jílovců. Pro analýzu C byly odebrány vzorky NemA–F. Tento profil reprezentuje spodní turon. Třetí zpracovaný profil (Nem3) tvoří především šedé až světle šedé slínovce v nejvyšší části doprovázené polohami vápnitých pískovců. Zpracovány byly tři vzorky Nem 3A, 3B a 3D. Podle dinoflagelát, planktonických foraminifer a vápnitých nanofosilií se jedná o střední turon.

Metodika

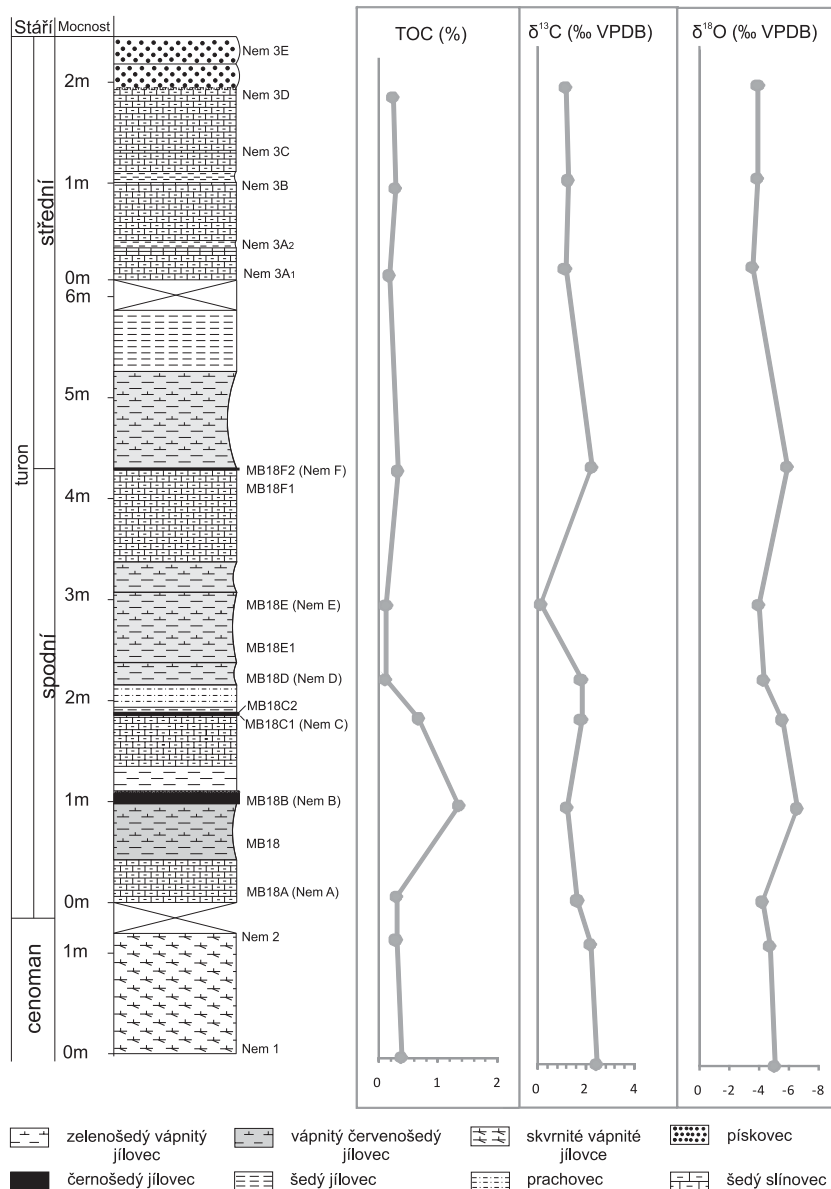
Obsahy organického uhlíku (TOC) byly měřeny na vzorcích jílovců.

Měření TOC odebraných vzorků jílovců bylo provedeno na Institutu geologického inženýrství VŠB – TU Ostrava na přístroji EuroEA 3000 (Eurovector Elemental Analyzer). Izotopické složení uhlíku a kyslíku ($\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$) v karbonátech bylo měřeno v laboratořích České geologic-



Obr. 1: Lokalizace studovaných odkryvů.

Fig. 1: Situation of the studied outcrops.



Obr. 2: Složený profil s křivkami obsahu uhlíku (TOC), izotopického složení uhlíku a kyslíku ($\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$).

Fig. 2: Geological column with TOC content, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope curves.

ké služby v Praze. Hodnoty v tabulkách jsou přepočteny k standardu VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

Dosažené výsledky a diskuze

U odebraných vzorků (11 vzorků) byl určen obsah organického uhlíku (TOC), poměr izotopů C ($\delta^{13}\text{C}$) a O ($\delta^{18}\text{O}$) vápnlitých jílovců a slínovců (tab. 1, obr. 2).

Obsah organického uhlíku (TOC) se pohybuje v rozmezí 0,14 až 1,36 %. Maxima dosahuje v polohách tmavě šedých prachovců nemetického souvrství. Podle mikroskopického studia palynofacií tmavě šedé prachovce obsahují černé angulární částice a velké množství sporomorf (až 50 % bisakátních pylových zrn). Lze předpokládat, že odrážejí zvýšený splach terestrického materiálu. Tomu odpovídá vysoký podíl mělkomořských dinoflagelát. V porovnání s godulským (pánevním) vývojem slezské jednotky jsou obsahy TOC nízké. Ve lhoteckém souvrství, které je ekvi-

valentem jasenického souvrství, se obsahy TOC pohybují v intervalu 1–3,5 % (Skupien 2007).

Podobné hodnoty obsahu organického uhlíku (1–6,4 % TOC) se objevují v černých organických faciích v nejvyšším cenomanu slezské jednotky v Polsku (Bak 2007), v jihovýchodní Francii (0,04–2,58 hm. % TOC), Roter Sattel, Romandes Prealps ve Švýcarsku, kde se hodnoty TOC v černých jílech pohybují v rozmezí 1–6,75 % (Strasser 2001). Tato pozitivní odchylka v hodnotách TOC je celosvětově korelovatelná.

Změna ve složení izotopů C ($\delta^{13}\text{C}$) se pohybuje v rozmezí od 0,16 do 2,44 ‰. Nejvyšších hodnot dosahuje poměr $\delta^{13}\text{C}$ v jasenickém souvrství, které dle dřívějších mikropaleontologických poznatků náleží cenomanu. Je tedy pravděpodobné, že lze závěr sedimentace jasenického souvrství spojovat s oceánským anoxickým eventem OAE2, který se objevuje na konci cenomanu (Jarvis et al. 2006). Přesto se nepodařilo identifikovat výraznou změnu $\delta^{13}\text{C}$, která má v intervalu OAE2 nabývat hodnot až 4,5 ‰.

Maximum (2,44 ‰) $\delta^{13}\text{C}$ bylo naměřeno ve vzorku Nem1 (světle šedý skvrnitý, vápnlitý prachovitý slínovec), který byl odebrán na bázi profilu (0 m). Naopak minimální hodnota (0,16 ‰) $\delta^{13}\text{C}$ byla naměřena na vzorku Nem E (červenošedý vápnlitý jílovec až prachovec) ze středu profilu (vzorek byl odebrán v 10,4 m).

Interval hranice cenoman/turon je charakterizován pozitivním posunem $\delta^{13}\text{C}$, který je taktéž korelovatelný v celosvětovém měřítku. Interní struktura této odchylky může být vodítkem k přesnějšímu určení hranice C/T. Tedy v našem případě je možno hraniční interval C/T předpokládat v úrovni vzorku Nem1, kde dosáhl obsah $\delta^{13}\text{C}$ své maximální hodnoty.

Poměr izotopů O ($\delta^{18}\text{O}$) se mění v rozmezí hodnot -3,56 až -6,53 ‰. Tyto změny mohou odrážet změny ve složení (salinity) vody anebo pokles teploty (upwelling vs. zvýšený přínos z kontinentu spojený s vyslazováním povrchových vod). Maximální hodnota $\delta^{18}\text{O}$ (-3,56 ‰) byla naměřena u vzorku Nem 3B, který byl odebrán v 1. metru třetího profilu. Tato část profilu tvoří vrchní část celkového zkoumaného úseku. Nem 3B je zastoupen vápnlitým světle šedým prachovito-písčítým slínovcem. Minimální hodnota $\delta^{18}\text{O}$ (-6,53 ‰) byla naměřena u vzorku Nem B (tmavě šedý až černý vápnlitý prachovec až jílovec, který se nachází ve střední části profilu (5,8 m nad bází).

Název Vzorku	Litologický popis	TOC	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
Nem 3D	světle šedý vápnný prachovito písčité slínovec	0.251	1.17	-3.91
Nem 3B	vápnný světle šedý prachovito písčité slínovec	0.302	1.26	-3.88
Nem 3A	vápnný světle šedý prachovito písčité slínovec	0.188	1.15	-3.56
Nem F	šedý vápnný jílovec	0.338	2.23	-5.9
Nem E	červenošedý vápnný jílovec až prachovec	0.14	0.16	-3.96
Nem D	červenošedý vápnný jílovec až prachovec	0.135	1.81	-4.27
Nem C	tmavě šedý až černý vápnný jílovec až prachovec	0.68	1.81	-5.57
Nem B	tmavě šedý až černý vápnný prachovec až jílovec	1.36	1.23	-6.53
Nem A	světle šedý vápnný prachovito slínovec s oxidy železa na povrchu	0.315	1.65	-4.23
Nem 2	zelenošedý skvrnitý, vápnný jílovitý slínovec s výraznou laminací	0.309	2.2	-4.7
Nem 1	světle šedý skvrnitý, vápnný prachovito slínovec	0.401	2.44	-5.04

Tab. 1: Přehled vzorků, obsahy a izotopové složení sedimentů.

Tab. 1: List of samples, TOC and isotopes contents.

Závěr

V porovnání s charakteristikou mořské sedimentace kolem hranice cenoman/turon, která se vyznačuje přítomností výrazného anoxického eventu (OAE2) s hromaděním organické hmoty, se ve studovaných profilech nepodařilo tuto událost jednoznačně prokázat. Především obsahy TOC jsou nízké, chybí zřetelná anoxická sedimentace. Podle změny izotopů $\delta^{13}\text{C}$ lze předpokládat, že se hraniční interval cenoman/turon nachází v nejvyšší části jasenického souvrství. Toto však v zájmové oblasti neposkytuje souvislý profil.

Práce na výzkumu byly realizovány v rámci vědeckého záměru MSM 61989100 19 DeCO_x procesy a podpořeny interním grantem HGF VŠB-TU Ostrava.

Literatura

- Bąk, K. (2007): Organic-rich and manganese sedimentation during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian basins; a new record from the Skole Nappe, Poland. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256, 21–46. Pérolles.
- Bubík, M. – Skupien, P. – Švábenická, L. (2008): Stratigrafie křídových pestrých oceánských vrstev karpatského flyše na Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2007*, 46–52. Brno.
- Jarvis, I. – Gale, A.S. – Jenkyns, H.C. – Pearce, M.A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes. – *Geological Magazine*, 143, 561–608. London.
- Skupien, P. (2007): Vztah palynofacií a izotopu C13 v sedimentech křídý. – *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku v roce 2006*, 42–44. Brno.
- Skupien, P. – Bubík, M. – Boorová, D. – Švábenická, L. (2007): Nová biostratigrafická data z kelčského vývoje slezské jednotky. – 8. paleontologická konferencia, zborník abstraktov, 84–85. ŠGÚDŠ Bratislava.
- Strasser, A. – Caron, M. – Gjermeri, M. (2001): The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high – resolution record of oceanographic ganges. – *Cretaceous Research* 22, 173–199. Pérolles.

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE V JÍLOVCÍCH LHOTECKÉHO SOUVRSTVÍ U CHORYNĚ (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY)

Hydrothermal mineralization in claystones of Lhota Formation near Choryně (Silesian Unit, Outer West Carpathians)

Tomáš Urubek, Zdeněk Dolníček

Katedra geologie, Univerzita Palackého, Třída Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: urubek.tomas@seznam.cz

(25–14 Hranice)

Key words: Silesian Unit, hydrothermal mineralization, calcite, fluid inclusions, stable isotopes, REE

Abstract

Studied locality Choryně is situated in the Silesian Unit of the Outer Western Carpathian's flysch. Hydrothermal veins up to 1.5 cm thick are present in greyish blue Lower Cretaceous claystones belonging to the Lhota Formation. The studied mineralization is mineralogically very simple, being composed only of calcite. Hydrothermal veins are apparently deformed. Homogenization temperatures of primary aqueous fluid inclusions present in calcite vary between 110 and 147 °C. The fluids have generally low salinities (0.5 to 3.1 wt. % NaCl equiv.), positive $\delta^{18}\text{O}$ values between +3.5 and +7.0 ‰ SMOW and $\delta^{13}\text{C}$ around -8 ‰ PDB. Chondrite-normalized REE pattern of calcite is different from those of the host claystone (MREE-enriched calcite vs. LREE-enriched claystone) and shows a negative Eu and Ce anomalies. The origin of the mineralization was probably related to the diagenetic processes that took place in the host rocks.

Úvod

V sv. části Hostýnských vrchů poblíž Valašského Meziříčí byly v rámci studia genetických aspektů hydrotermální mineralizace v západní části slezské jednotky menilito-krosněnské skupiny příkrovů Vnějších Západních Karpat (připravovaná diplomová práce prvního z autorů) podrobněji studovány projevy hydrotermální mineralizace zastížené i v jílovcích u obce Choryně poblíž Valašského Meziříčí.

Hydrotermální mineralizace je na území západní části slezské jednotky, které má typickou flyšovou stavbu, mineralogicky chudá a poměrně málo četná. V dané oblasti byly produkty hydrotermální mineralizace pozorovány zejména ve vyvřelých horninách těšínitové asociace (Urubek 2006, Urubek a Dolníček 2008). Výskyt hydrotermálních žil v sedimentech slezské jednotky byl podrobně studován v diplomové práci Polácha (2008). Cílem tohoto příspěvku je stanovit podmínky formování hydrotermální mineralizace v jílovcích na lokalitě Choryně za použití modernějších metod (stopové prvky, stabilní izotopy kyslíku a uhlíku i studium fluidních inkluzí).

Lokalita se nachází na pravém břehu přirozeného zářezu řeky Bečvy, cca 100 m východně od mostu k obci Choryně. Výchoz náleží ke lhoteckému souvrství slezské jednotky, která zde tvoří tektonickou šupinu začleněnou do podslezské jednotky (Krejčí et al. 1999). Stáří souvrství odpovídá spodnímu až svrchnímu albu.

Horninový výchoz vystupuje na pravém břehu z říčních štěrků a povodňových hlín. Má délku cca 15 m a výšku cca 2 m. Jedná se o střípkovitě se rozpadající šedomodré jílovce místy s ojedinělou bochníkovitou polohou pískovce o průměru až 30 cm.

Metodika

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

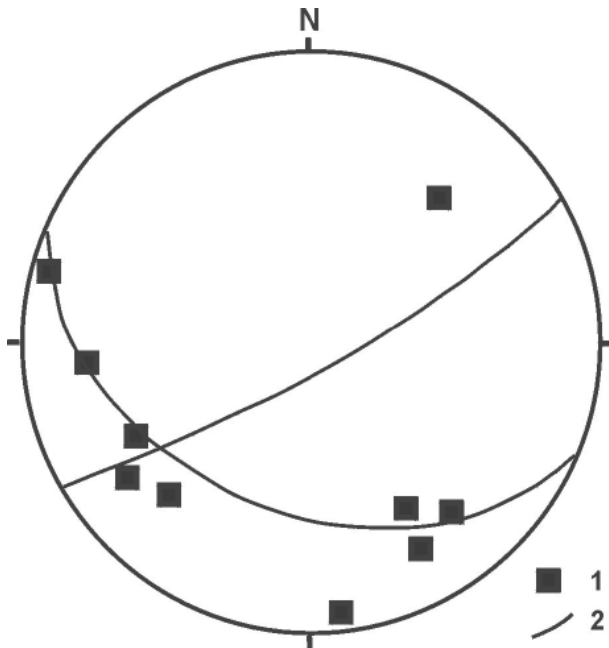
Izotopové analýzy kyslíku a uhlíku byly změřeny v laboratoři ČGS v Praze Mgr. I. Jačkovou. Izotopické složení matečných fluid bylo vypočítáno pro naměřené Th fluidních inkluzí pomocí rovnic teplotní závislosti frakcionačního faktoru mezi kalcitem a vodou (O'Neil et al. 1969, Deines et al. 1974).

Stopové prvky byly analyzovány v laboratořích ACME ve Vancouveru v Kanadě metodami ICP-MS a ICP-AES. Velikost Eu anomálie byla vypočítána podle vztahu $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{CN}}/\sqrt{(\text{Sm}_{\text{CN}} \cdot \text{Gd}_{\text{CN}})}$, velikost Ce anomálie podle vztahu $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_{\text{CN}}/\sqrt{(\text{La}_{\text{CN}} \cdot \text{Pr}_{\text{CN}})}$.

Charakteristika mineralizace

Studovaná lokalita se vyznačuje dvěma systémy pravidelných, drobných kalcitových žilek, které se liší svými směry. Starší systém mineralizovaných puklin má převážně směr ZJZ–VSV, se sklonem 60 až 80° k SSZ. Mladší systém žilek se naopak vyznačuje převažujícím směrem SSZ–JJV a úklonem pod obdobným úhlem k VSV (obr. 1). Žilky nabývají mocnosti cca od 0,5 do 1,5 cm a jsou tvořeny kalcitem, který je makroskopicky bílý, ojediněle průhledný a bezbarvý. Na hydrotermálních žilkách je místy patrné tektonické rýhování ve směrech ZSZ–VJV a SSZ–JJV.

Ve výbrusech byla pozorována izometrická hypautomorfně omezená zrna kalcitu o velikosti až 0,4 cm. Jsou u nich patrné dvojčatné lamely, které jsou hustě uspořádané. U některých zrn kalcitu byly zjištěny projevy tektonické



Obr. 1: Diagram pólů kalcitových žil (1) a orientace vrstevnatosti okolního jílovce (2). Spodní polokoule Lambertovy projekce.
Fig. 1: Pole diagram of calcite veins (1) and orientation of bedding of host claystone (2). Lower hemisphere of Lambert's projection.

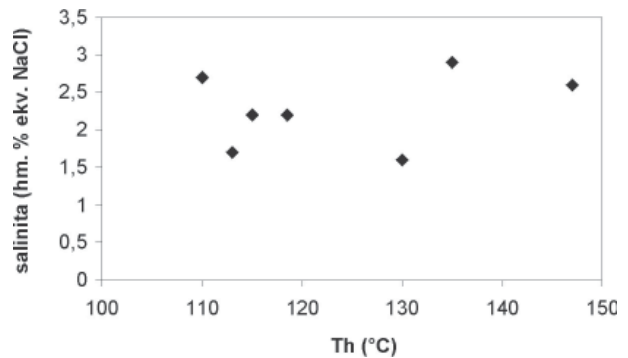
deformace (dvojitě lamely jsou zprohýbány). Jiné hydrotermální minerální fáze nebyly nalezeny. Ve výbrusech byly dále zjištěny mladší kalcitové žilky o mocnosti cca 0,1 mm, jež jsou tvořeny hypautomorfně omezenými zrny kalcitu o velikostech 0,025 až 0,1 mm.

Fluidní inkluze

Ke studiu fluidních inkluzí byly vybrány vzorky bílého kalcitu ze žilek, které prorážejí jílovcem v obou převažujících směrech. Inkluze v kalcitových zrnech jsou převážně sekundární, protáhlého tvaru a vyskytují se ve formě protáhlých skupin, které vyplňují vyhojené trhliny. Velikost těchto inkluzí se pohybuje v rozsahu 8 až 20 μm. Za pokojové teploty jsou jednofázové kapalné (typ L), a tak u nich nemohly být zjištěny teploty homogenizace. Po „natažení“ inkluzí přehřátím na teplotu ~200 °C bylo možné změřit alespoň kryometrické údaje. Inkluze zamrzaly při teplotě -39 až -45 °C. Poslední led tál při teplotách od -0,3 do -1,0 °C (n = 6), což odpovídá salinitě od 0,5 do 1,7 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993). Teplota eutektika nebyla vzhledem k nepříznivým pozorovacím podmínkám (nepatrná velikost inkluzí a nezatelné postupné odtávání obsahu inkluzí) stanovena.

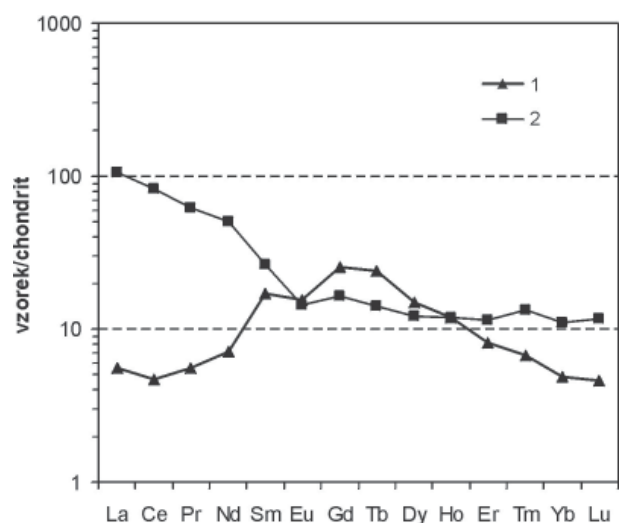
Ve vzorku byly dále studovány i ojediněle se vyskytující primární inkluze, které se nacházely v kalcitu jednotlivě nebo v izolovaných skupinkách. Za pokojové teploty u nich převažují jednofázové L-inkluze nad dvofázovými inkluzemi typu L+V. Inkluze typu L+V byly kapalnou fází zaplněny z cca 90%. Teploty homogenizace na kapalinu (T_h) dvofázových inkluzí se pohybuje v rozsahu od 110 do 147 °C (n = 9). Inkluze úplně zamrzaly (T_f) při teplotách mezi -42 a -45 °C. Teploty posledního tání ledu (T_m), které byly stanoveny v rozmezí od -1,0 do -1,8 °C (n = 11), vypovídají o tom, že hydrotermální roztok měl salinitu v rozsahu

1,7 až 3,1 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993). V ojedinělých případech bylo u primárních inkluzí pozorováno zajímavé chování plynné bubliny při kryometrii. Zamrznutím těchto dvofázových inkluzí nedošlo v důsledku expanze ledu k úplné eliminaci bubliny, pouze k její deformaci. Při následném zahřátí na cca -14 °C však bublina zmizela a zase se objevila až za teplot blízkých 0 °C. Na základě takového chování inkluzí nemůžeme vyloučit přítomnost menšího množství klatrátotvorného plynu (CO_2 , CH_4) v jejich obsahu.



Obr. 2: Diagram Th-salinita pro dvofázové L+V inkluze v kalcitu z Choryně.
Fig. 2: Th-salinity plot for two-phase L+V inclusions hosted by calcite from Choryně.

V diagramu salinita vs. T_h dvofázových fluidních inkluzí (obr. 2) je patrný značný rozptyl dat s naznačeným subhorizontálním trendem (variabilní teplota homogenizace za poměrně stabilní salinity). To může být odrazem 1) míchání dvou typů fluid se stejnou salinitou a rozdílnou teplotou, 2) změny tlaku či teploty fluida během krystalizace kalcitu a/nebo 3) „natažení“ některých inkluzí během naložených tektonických deformací.



Obr. 3: Chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin. Normalizováno C1 chondritem podle Anders a Grevesseho (1989). 1 – kalcit, 2 – okolní jílovec.
Fig. 3: Chondrite-normalized REE patterns. Normalized by C1 chondrite according to Anders and Grevesse (1989). 1 – calcite, 2 – host claystone.

vzorek	jílovec	kalcit	vzorek	jílovec	kalcit
Ba	435	37	Sb	<0,1	<0,1
Be	2	<1	Bi	0.5	<0,1
Co	10.6	<0,2	Ag	0.2	<0,1
Cs	6.9	<0,1	Au	1.8	3.2
Ga	13.7	<0,5	Hg	0.04	0.02
Hf	3.7	<0,1	Tl	<0,1	<0,1
Nb	11.2	<0,1	Se	<0,5	<0,5
Rb	86.8	0.3	La	24.9	1.3
Sn	3	<1	Ce	50.1	2.8
Sr	108	1453	Pr	5.53	0.49
Ta	0.8	<0,1	Nd	22.9	3.2
Th	9.8	<0,2	Sm	3.86	2.50
U	2.1	<0,1	Eu	0.81	0.87
V	88	<8	Gd	3.21	4.97
W	1.9	<0,5	Tb	0.51	0.86
Zr	123	0.5	Dy	2.92	3.64
Y	19.0	26.2	Ho	0.66	0.66
Mo	<0,1	<0,1	Er	1.82	1.30
Cu	56.6	0.1	Tm	0.32	0.16
Pb	23.6	1.1	Yb	1.80	0.79
Zn	60	<1	Lu	0.28	0.11
Ni	30.8	<0,1	Σ REE	119.62	23.65
As	5.4	<0,5	Eu/Eu*	0.70	0.75
Cd	<0,1	<0,1	Ce/Ce*	1.02	0.84

Tab. 1: Obsahy stopových prvků v jílovcí a kalcitu. Všechny hodnoty v ppm, pouze zlato v ppb.

Tab. 1: Trace element abundances in claystone and calcite. All values in ppm except Au in ppb.

Stopové prvky

Ke studiu stopových prvků byly odebrány dva vzorky, a to bílý kalcit z mladší žilky a okolní hornina (jílovec).

Ze všech stopových prvků jsou v kalcitu nejvíce obsaženy stroncium (1453 ppm), baryum (37 ppm), yttrium (26 ppm). Obsahy těžkých kovů jsou převážně pod limitem stanovitelnosti (v rozsahu 0,1 až 1 ppm) nebo jsou přítomny jen mírně nad touto hranicí. Koncentrace prvků vzácných zemin (REE) jsou v kalcitu nízké (celkový obsah REE je 24 ppm) (tab. 1). Ostatní prvky jsou obsaženy v minimálním množství nebo se jejich obsahy pohybují pod limitem stanovitelnosti (v rozsahu 0,1 až 8 ppm). Okolní jílovec má oproti kalcitu vyšší obsahy barya (435 ppm), zirkonia (123 ppm), rubidia (87 ppm) a naopak nižší obsahy stroncia (108 ppm) a yttria (11 ppm).

Distribuce REE normalizovaných na chondrit vykazuje u kalcitu nabohacení na MREE (obr. 3). Danou skutečnost je možno interpretovat tak, že hydrotermální roztok buď obsahoval zvýšené množství komplexotvorných komponent (ligandů), nebo byly LREE z roztoků vázány ještě před krystalizací kalcitu do samostatné LREE-bohaté fáze. Z obr. 3 je zřejmé, že chondritem normalizovaná distribuce REE je v kalcitu odlišná od distribuce REE v okolní hornině (jílovcí), která vykazuje obvyklý svrchnokorový vzor (plynulý pokles od La k Lu). Vzhledem k tomu, že v kalcitu byla zjištěna negativní Eu anomálie ($Eu/Eu^* = 0,75$) a také negativní Ce anomálie ($Ce/Ce^* = 0,84$), docházelo ke srážení kalcitu z nízkoteplotního roztoku v redukčních podmínkách za přítomnosti mořské vody (McLennan 1989).

Okolní hornina vykazuje podobně výraznou negativní Eu anomálii ($Eu/Eu^* = 0,70$) jako žilný kalcit (tab. 1).

Stabilní izotopy

Izotopová analýza kalcitu ukazuje hodnotu $\delta^{18}O = -11,0 \text{ ‰}$ (PDB) a $\delta^{13}C = -6,1 \text{ ‰}$ (PDB). Matečná fluida vykazují při použití rovnice O'Neila et al. (1969) a teplot homogenizace primárních fluidních inkluzí hodnoty $\delta^{18}O$ od +3,5 do +7,0 ‰ SMOW. Vypočtené hodnoty $\delta^{13}C$ fluida kolísají mezi -8,0 a -8,1 ‰ PDB dle rovnice Deines et al. (1974).

Vypočítané izotopové hodnoty $\delta^{18}O$ indikují přítomnost metamorfních, magmatických či diagenetických vod v hydrotermálním systému (Hladíková 1988, Sheppard 1986). Na základě výše uvedených hodnot $\delta^{13}C$ je uhlík pravděpodobně „hlubinného“ původu nebo jde o uhlík tzv. „homogenizované zemské kůry“, zprůměrovaný z různých zdrojů během migrace fluid (Hoefs 1997).

Závěr

Hydrotermální mineralizace zastižená ve spodnokřídovém tmavém jílovcí má charakter pravidelných kalcitových žilek o mocnostech 0,5 až 1,5 cm, které jsou převážně orientovány ve směrech ZJZ-VSV a SSZ-JJV. Žilný kalcit krystalizoval z nízkosalinních roztoků (0,5 až 3,1 hm. % NaCl ekv.) a za nízkých teplot ($T_h = 110$ až 147 °C). Chondritem normalizovaná distribuce REE obohacená o MREE může indikovat zvýšené obsahy silných REE-komplexotvorných komponent v matečném roztoku či existenci samostatné fáze obohacené na LREE, k jejíž krystalizaci došlo před vznikem námi studovaného kalcitu. Negativní Eu anomálie nasvědčuje krystalizaci kalcitu v redukčním prostředí. Izotopové složení kyslíku fluida přepočtené z izotopových analýz kalcitu pomocí naměřených homogenizačních teplot primárních fluidních inkluzí ukazuje pozitivní hodnoty (ca +3,5 až +7,0 ‰ SMOW), což nasvědčuje významné interakci fluid s horninovým prostředím. Zcela srovnatelné hodnoty $\delta^{18}O$ byly zjištěny v rámci lhotického souvrství i z mineralizace vyplňující synerezní trhliny v pelosideritu Poláchem et al. (2008).

Na základě geologické pozice hydrotermální mineralizace a provedených laboratorních analýz lze soudit, že k precipitaci kalcitu v puklinách jílovice docházelo z hydrotermálních roztoků, které byly generovány při diagenetické konsolidaci okolního horninového prostředí.

Deformace dvojčatných lamel a tektonické rýhování pozorované u některých žil ukazuje na naložené tektonické postižení mineralizace, pravděpodobně některou z etap alpské orogeneze.

Poděkování

Výzkum byl proveden díky finanční podpoře grantu GAČR 205/07/P130.

Literatura

- Anders, E. – Grevesse, N. (1989): Abundance of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197–214.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Deines, P. – Langmuir, D. – Harmon, R. S. (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147–1164.
- Hladíková, J. (1988): *Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků*. – Skriptum PřF MU, Brno.
- Hoefs, J. (1997): *Stable isotope geochemistry*, 4th ed. – Springer Verlag, Berlin, New York.
- Krejčí, O. – Adamová, M. – Bubík, M. – Fojt, B. – Přichystal, A. – Švábenická, L. (1999): Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. – *Geol. Výzk. Mor. Slez.* v r. 1998, 59–65. Brno.
- McLennan, S. M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. – *Rev. Mineral.*, 21, 169–200.
- O'Neil, J. R. – Clayton, R. A. – Mayeda, T. K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *J. Chem. Phys.*, 51, 5547–5558.
- Polách, M. (2008): *Hydrotermální mineralizace ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty)*. – MS, diplomová práce. PřF UP Olomouc.
- Polách, M. – Dolníček, Z. – Malý, K. (2008): *Hydrotermální mineralizace na lokalitě Pindula u Frenštátu pod Radhoštěm (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty)*. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 127–135. Brno.
- Sheppard, S. M. F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. – *Rev. Mineral.*, 16, 165–183.
- Urubek, T. (2006): *Hydrotermální mineralizace v západní části slezské jednotky (Vnější Západní Karpaty)*. – MS, bakalářská práce. PřF UP Olomouc.
- Urubek, T. – Dolníček, Z. (2008): *Hydrotermální mineralizace v hornině těšínitové asociace z Hodslavic u Nového Jičína (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty)*. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 57, 21–30. Opava.

PALEOZOIKUM

PALEOZOIC

NÁLEZ NEOBVYKLÉ MLADŠÍ SIDERITOVÉ VÝPLNĚ RUDNÍ ŽÍLY V HRABŮVCE (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

A find of unusual younger siderite fill in ore vein from Hrabůvka (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Zdeněk Dolníček

Katedra geologie, PFF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

(25–12 Hranice)

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

Abstract

A fine-grained siderite rock was found to form a younger stage of subvertical NNW-SSE trending polymetallic post-Variscan Zn-Pb vein hosted by the Lower Carboniferous greywackes in the Hrabůvka quarry. The rock is formed mainly by sparitic Fe-rich carbonate (siderite to Mg-siderite) containing small admixture (~15 wt. %) of detritic component composed of clay, and fragments of older hydrothermal minerals and host greywacke. Except of siderite, the authigenic phases are represented also by minor framboidal pyrite and sphalerite. Bulk chemical composition is characterized by high both FeO (40.6 wt. %) and CO₂ (32.6 wt. %) contents. Rare earth element abundances and stable isotope data are similar to those of local Tertiary sediments and different from those characterizing the post-Variscan vein dolomite. It is concluded that the studied siderite probably originated during sideritization of carbonate-rich Tertiary sediment, which sink into the reactivated fault that has been already earlier (during the post-Variscan period) cemented by Zn-Pb mineralization.

Úvod

Siderit je na hydrotermálních žilách v kulmu Nížkého Jeseníku obecně poměrně vzácným minerálem. Analyticky doložený je zatím pouze ze dvou lokalit a na obou se vyskytuje jen akcesoricky. Zimák et al. (2002) popisují siderit z Nejdku (se zvýšeným obsahem zinku – 0,4–0,8 hm. % ZnO) a z Lošova. V obou případech je siderit součástí polymetalických rudních žil, kde vystupuje vždy jako krystalizačně nejstarší karbonát (Zimák et al. 2002).

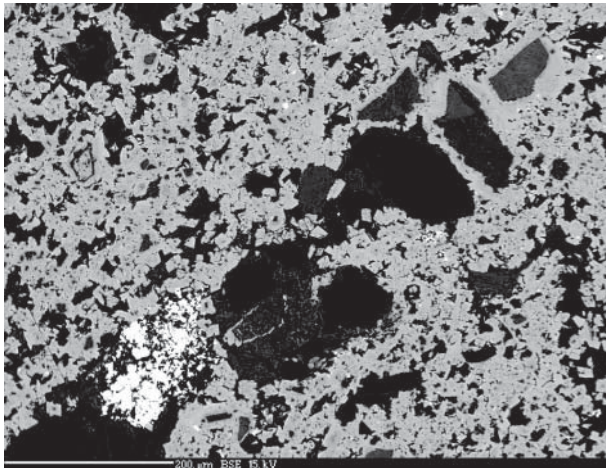
Nález z Hrabůvky

V roce 2005 byla na páté etáži činného lomu v Hrabůvce odkryta rudní žíla s poměrně bohatým sfaleritovým zrudněním. Bohužel, tato struktura byla díky rychlému postupu dobývacích prací záhy odtěžena. Subvertikální žíla směru SSZ–JJV (236/88) protínala mocnou polohu spodnokarbonských drob, situovanou v podloží hrubých slepenců tvořících vrcholové partie lomu. Okolní hornina byla na kontaktu s žilou zřetelně pyritizována do vzdálenosti několika centimetrů. Mocnost žíly byla ve spodní části výchozu celkem stálá, kolem 4–5 cm, v horní části odkryvu žíla naduřela na max. 12 cm. Stavba žilné výplně byla symetricky zonální. Hlavními složkami jsou sulfidy, křemen a karbonáty. Šedobílý křemen je nejstarší komponentou, narůstá přímo na okolní horninu. Sulfidy jsou v žilné výplni podstatnou složkou (cca 50 obj. %). Zcela převažuje hrubozrnný (individua až několik cm) hnědý sfalerit, zatímco chalkopyrit a pyrit vytvářejí jen ojedinělá zrnka vtroušená v mladší dolomitové žilovině. Středně zrnitý dolomitický karbonát (Dol₆₂₋₈₅ Ank₁₅₋₃₄ Ktn₀₀₋₀₄; WDX) vyplňuje zbylé mezery mezi velkými sfaleritovými zrny. Za čerstva je bílý až narůžovělý, navětráním hnědně. Do ojediněle se vyskytujících dutin vytváří drúzy drobných klencových krystalů. Na zbylé dutiny v žilovině je vázán i sukcesně nejmladší kalcit, přítomný pravděpodobně

ve dvou populacích. Starší středně zrnitý bílý kalcit povlékající dolomitové krystaly je přerůstán mladšími, až 3 mm velkými, bezbarvými, průhlednými krystaly čočkovitého tvaru, omezenými plochami nižšího klence a prizmatu. Žilovina byla většinou dosti rozpadavá, značně rozpraskaná, s některými prasklinami zbarvenými limonitem. Charakter této mineralizace je analogický dřívějším nálezům (Losert 1957, Slobodník a Dolníček 2001). Silně navětralá naduřelá část žíly měla na okrajích rovněž výše popsané minerály. Její centrální část byla vyplněna okrově zbarvenou práškovitou hmotou, v níž bylo nalezeno několik oválných kusů jemnozrnného karbonátu o velikosti do 10 cm. Práškovitá hmota je tvořena detritem starších hydrotermálních minerálů a okolních hornin, a je silně prostoupená limonitem.

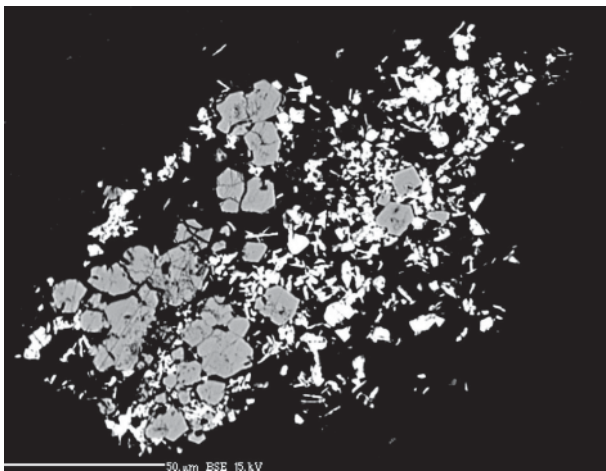
Kusy jemnozrnného karbonátu jsou na povrchu korodované, místy silně zatlačované limonitem, barvy hnědobílé. Na příčném lomu je patrná barevná zonálnost (ubývání intenzity hnědého zbarvení směrem do centra, střed samotný je obvykle jen nahnědlý, u největšího kusu téměř bílý). Makroskopicky lze místy na řezu ve světlé celistvé hmotě rozeznat drobná (do 0,5 mm velká) šedá až černá matná cizorodá zrnka, která se koncentrují do subparalelních vrstviček (často zprohýbaných) či větších kumulací oválného či nepravidelného tvaru. Ojediněle jsou větší uzavřené kusy okolních drob či starších hydrotermálních fází (křemene, dolomitu a sfaleritu).

Z vyhodnocení výbrusů je zřejmé, že světlá hmota je tvořena sparitickým karbonátem (velikost zrněk mezi 10 a 50 μm). Jednotlivá individua jsou zpravidla xenomorfní, laločnatě do sebe zapadající, místy (zejména v blízkosti drobných pórů) je zřetelně patrný trend k automorfnímu (klencovému) vývinu. Od okrajů vzorku a podél puklin je karbonát podbarven hnědým limonitem. Karbonát v sobě uzavírá drobné (do 0,5 mm) ostrohranné klasty křemene,



Obr. 1: Siderit (šedý) uzavírající ostrohranné úlomky křemene, živců a aleuropelitů (černé) a zrnka a agregáty autigenního pyritu (bílé). Obráz BSE, foto P. Gadas.

Fig. 1: Siderite (grey) enclosing angular clasts of quartz, feldspars and aleuropelites (black) and grains and aggregates of authigenic pyrite (white). BSE image, photo P. Gadas.



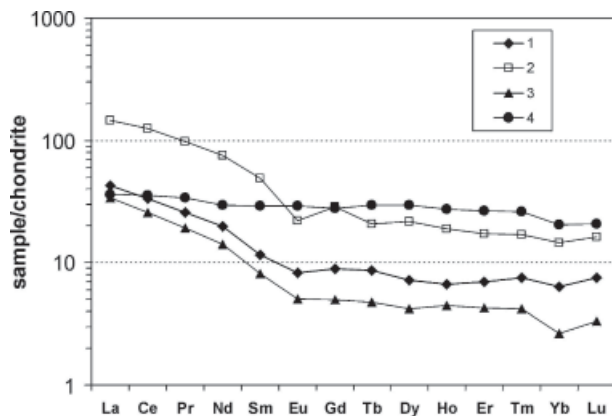
Obr. 2: Oválný porézní sulfidický agregát tvořený pyritem (šedý) a sfaleritem (bílé), uložený v sideritové matici (černá). Obráz BSE, foto P. Gadas.

Fig. 2: A porous aggregate composed of authigenic pyrite (grey) and sphalerite (white), enclosed in a siderite matrix (black). BSE image, photo P. Gadas.

muskovitu, sericitizovaných živců, chloritu a úlomky prachovců a jílových břidlic, které zvýrazňují vrstevnatost (obr. 1). Zrna tvořená jedním individuem křemene mohou či nemusí undulózně zhášet, naproti tomu polykrystalické klasty křemene zpravidla zhášejí undulózně. Tvar křemenných klastů je izometrický či mírně protažený. Lupínky muskovitu mohou být někdy zprohýbané. Neizometrické klasty (protažené úlomky křemene a jílových břidlic), šupiny chloritu a muskovitu jsou většinou orientovány subparalelně s hlavní vrstevnatostí. Další přítomnou fází (pouze v nenavětralých partiích) je pyrit, vyskytující se volně roztroušený v karbonátové matrix. Obvykle vytváří oválné porézní shluky (o velikosti do 150 µm) složené z drobných kulovitých pyritových zrněk. Celek připomíná tzv. framboidální pyrity, vznikající mineralizací kolonií bakterií. Někdy i jednotlivá zrnka v rámci agregátu mají zonální stavbu: porézní střed je obrůstán neporézním

č. analýzy	#47	#48	#49	#50
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.03	0.01
SO ₂	0.02	0.15	0.02	0.11
SiO ₂	0.08	0.76	0.07	1.33
FeO	45.09	49.18	49.28	48.35
MnO	1.24	0.93	1.02	0.98
MgO	7.17	4.17	5.13	4.81
CaO	5.06	4.62	4.30	4.36
SrO	0.00	0.02	0.00	0.00
ZnO	0.31	0.45	0.16	0.22
K ₂ O	0.00	0.11	0.00	0.18
Celkem	59.00	60.44	59.99	60.35
Fe	0.685	0.770	0.757	0.759
Mn	0.019	0.015	0.016	0.016
Mg	0.194	0.116	0.140	0.135
Ca	0.098	0.093	0.085	0.088
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.004	0.006	0.002	0.003
Celkem	1.000	1.000	1.000	1.000

Tab. 1: Bodové WDX analýzy sideritu z Hrabůvky (hm. %) a empirické vzorce přepočtené na základ 1 kationtu ve vzorcové jednotce. Tab. 1: Spot WDX analyses of siderite from Hrabůvka (wt. %) and empirical formulas recalculated on the basis of 1 cation per formula unit.



Obr. 3: C1-chondritem normalizované distribuce prvků vzácných zemin v sideritu (1), okolní kulmské drobě (2), izotopicky anomálním vápenci (3) a hydrotermálním dolomitu z povariské Zn-Pb žíly (4) z Hrabůvky. Normalizační hodnoty podle Anderse a Grevesseho (1989).

Fig. 3: C1-chondrite normalized REE distributions in siderite (1), host Culmian greywacke (2), isotopically anomalous limestone (3) and hydrothermal dolomite from post-Variscan Zn-Pb vein (4) from Hrabůvka. Normalization values according to Anders and Grevesse (1989).

homogenním lemem. V karbonátu jsou přítomny drobné izometrické póry (do 100 µm) nepravidelného tvaru. Do dutin místy čnějí automorfní klence karbonátu stejné velikosti, jako jsou v okolí dutiny. Vnitřek pórů je prázdný, bez patrné limonitizace.

Až při studiu na mikrosondě (Cameca SX-100, PřF MU Brno) byla dále zjištěna přítomnost velmi drobných xenomorfních autigenních zrněk sfaleritu, která se převážně koncentrují v blízkosti pyritových agregátů (obr. 2), a ojedinělý monazit jako součást detritické frakce. Karbonát nejeví v obraze odražených elektronů růstovou zonálnost (obr. 1), proto jsou si i výsledky všech čtyř

P ₂ O ₅	0.08	Pb	7.4
SiO ₂	10.76	Rb	32.5
TiO ₂	0.12	Sb	0.6
Al ₂ O ₃	3.21	Sc	4
Cr ₂ O ₃	0.002	Se	1.4
FeO	40.58	Sn	1
MnO	0.83	Sr	65.4
MgO	3.91	Ta	0.2
CaO	4.68	Th	4
Na ₂ O	0.10	Tl	<0.1
K ₂ O	0.74	U	8.2
CO ₂	32.61	V	21
S	0.34	W	0.7
Celkem	97.96	Zn	>10000
LOI	29.10	Zr	113
		Y	12.5
Ag	0.2	La	10.1
As	5	Ce	20.0
Au	1.2	Pr	2.29
Ba	115	Nd	8.9
Be	8	Sm	1.71
Bi	<0.1	Eu	0.46
Cd	52.3	Gd	1.74
Co	29.3	Tb	0.31
Cs	2.7	Dy	1.74
Cu	5.9	Ho	0.37
Ga	8.8	Er	1.10
Hf	1.8	Tm	0.18
Hg	0.44	Yb	1.03
Mo	0.2	Lu	0.18
Nb	2.7	Σ REE	50.11
Ni	25.2	La _N /Yb _N	6.80

Tab. 2: Celkové chemické složení sideritu z Hrabůvky (hlavní oxidy v hm. %, stopové prvky v ppm, pouze zlato v ppb). LOI – ztráta žháním.

Tab. 2: Bulk chemical composition of siderite from Hrabůvka (main oxides in wt. %, trace elements in ppm, only gold in ppb). LOI – loss on ignition.

provedených bodových WDX analýz (tab. 1) velice blízké. Hlavní komponentou je složka sideritová (69–77 mol. %), podstatně méně zastoupena je i složka magnezitová (12–19 mol. %), kalcitová (9–10 mol. %), rodochrozitová (1,5–1,9 mol. %) a smithsonitová (0,2–0,6 mol. %). Podle klasifikačního schématu Trdličky a Hoffmana (1976) spadají tři analýzy do pole sideritu a jedna do Mg-sideritu.

Celkové chemické složení bylo stanoveno na nejčerstvějším dostupném materiálu, odebraném z vnitřní části největšího nalezeného kusu. Analýza byla provedena v laboratořích ACME metodami ICP-OES a ICP-MS (tab. 2). Daný vzorek obsahuje přibližně 15 % nekarbonátového materiálu. Na první pohled je patrný vysoký obsah uhlíku (32,6 hm. %) a železa (40,6 hm. %). Stanovený obsah uhlíku indikuje, že prakticky všechno železo, mangan, vápník a hořčík budou vázány na karbonáty. Karbonátový podíl vzorku v tom případě obsahuje 75 mol. % sideritové, 13 mol. % magnezitové, 11 mol. % kalcitové a 1 mol. % rodochrozitové molekuly a podle klasifikačního schématu Trdličky a Hoffmana (1976) by jej bylo možno označit jako siderit. Vzhledem k nízkému obsahu síry

(0,34 %) je na karbonáty vázána i část zvýšeného obsahu zinku (>1 %) – srov. tab. 1. Obsah REE je dosti vysoký (50 ppm). Chondritem normalizovaná distribuce prvků vzácných zemin ukazuje obohacení na LREE (La_N/Yb_N = 6,8) a slabou negativní Eu anomálii (Eu/Eu* = 0,81). Při porovnání s dalšími dostupnými analýzami REE z lomu Hrabůvka (obr. 3) lze konstatovat velmi dobrou shodu sideritu z Hrabůvky s „izotopicky anomálním vápencem“ (Dolníček et al. 2002) a naopak odlišný tvar distribuce REE u žilného dolomitu z povariské Zn-Pb mineralizace.

Izotopová analýza uhlíku a kyslíku karbonátu byla provedena v laboratořích ČGS Praha. Hodnota δ¹³C je rovna -3,1 ‰ PDB, hodnota δ¹⁸O = -0,7 ‰ PDB. Porovnáme-li izotopovou analýzu s dalšími dostupnými údaji, lze konstatovat dobrou shodu sideritu s badenským vápenným jílem (δ¹³C = -0,3 ‰ PDB, δ¹⁸O = -2,6 ‰ PDB; Dolníček et al. 2002) a pouze částečnou podobnost s „izotopicky anomálním vápencem“ (δ¹³C = -30,5 až -34,2 ‰ PDB, δ¹⁸O = -2,9 až -5,6 ‰ PDB; Dolníček et al. 2002) či hydrotermálním žilným dolomitem (δ¹³C = -4,8 až -5,0 ‰ PDB, δ¹⁸O = -12,7 až -13,2 ‰ PDB; Slobodník a Dolníček, nepubl. data).

Závěr

Paragenetická pozice, mikrostruktura, izotopové složení kyslíku a charakter distribuce prvků vzácných zemin nenasvědčují, že by měl studovaný siderit představovat geneticky spřízněnou součást povariských Zn-Pb žil. Geologická pozice, makroskopický vzhled, mikrostruktura, izotopové složení kyslíku i distribuce REE jsou však dobře srovnatelné se zdejšími výskyty terciérních sedimentů (badenského vápenného jílu a „izotopicky anomálního vápence“). Vznik sideritu by v tomto případě bylo možno vysvětlit hydrotermálním přepracováním („diagenetickou sideritizací“) jílovito-karbonátového protolitu (badenského vápenného jílu?) zakleslého do reaktivovaných puklin, již dříve vyplněných povariskou polymetalickou mineralizací. Vazbě na „neoidní“ fluida by mohla nasvědčovat i přítomnost akcesorického pyritu a sfaleritu v daném sideritu, které jsou charakteristickými sulfidy pro hydrotermální žíly prorážející „izotopicky anomální vápencem“ (Dolníček a Slobodník 2002).

Poděkování

Laboratorní etapa práce byla provedena s podporou grantu GAČR 205/07/P130. Poděkování dále patří Mgr. P. Gadasovi (MU Brno) za provedení mikrosondových analýz a BSE fotografií, a Mgr. I. Jačkové (ČGS Praha) za vyhotovení izotopických analýz.

Literatura

- Anders, E. – Grevesse, N. (1989): Abundance of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197–214.
- Dolníček, Z. – Slobodník, M. (2002): Kalcit-markazitová mineralizace s uzavřeninami uhlovodíků v kulmských drobách u Hrabůvky, Nížký Jeseník. – Sborník abstraktů z konference Slovensko-česko-poľské mineralogicko-petrograficko-ložiskové dni (27–29. 8. 2002, Herľany), 13. Herľany.
- Dolníček, Z. – Zimák, J. – Slobodník, M. (2002): Izotopicky anomální vápenec z Hrabůvky a jeho srovnání s podobnými výskyty na Moravě. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2001*, 9, 48–50. Brno.
- Losert, J. (1957): Ložiska a výskyty olověno-zinkových rud v severomoravském kulmu. – *Rozpr. ČAVU*, 67, 4, 1–61. Praha.
- Slobodník, M. – Dolníček, Z. (2001): Základní charakteristika fluid z hydrotermální mineralizace u Hrabůvky, Nížký Jeseník. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2000*, 8, 52–54. Brno.
- Trdlička, Z. – Hoffman, V. (1975): Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutná Hora (ČSSR). – *Freiberger Forschungshefte*, 6, 29–81. Leipzig.
- Zimák, J. – Losos, Z. – Novotný, P. – Dobeš, P. – Hladíková, J. (2002): Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravian-Silesian Culm. – *J. Czech Geol. Soc.*, 47, 3–4, 111–122. Praha.

GEOLOGICKÉ POMĚRY TUNELU KLIMKOVICE

Geological setting of the tunnel Klimkovice

Milan Svatuška

GEOtest Brno a.s., Šmahova 112/1244, 659 01 Brno; e-mail: svatuska@geotest.cz

(15–43 Ostrava)

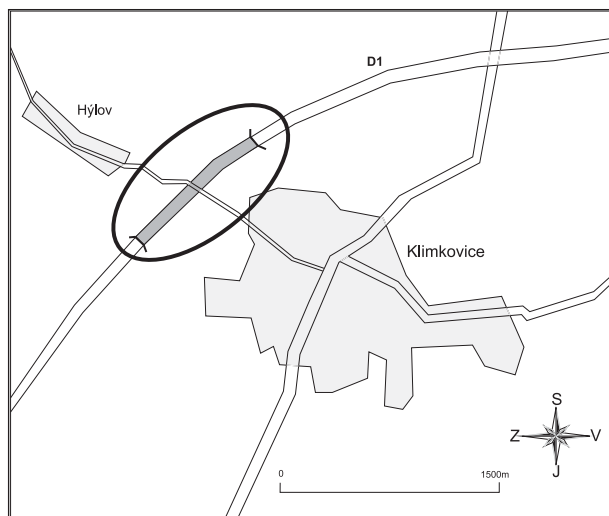
Key words: Moravian-Silesian Paleozoic, culm, lithology, tectonic deformations, contoured and poles diagrams

Abstract

The article presents information concerning a geological setting of the driven part of a highway tunnel at Klimkovice which was set going in May 2008. Even though a geological documentation of the stope was focused mainly on technological aspects of the tunnel construction, a set of collected data enabled an interpretation of geological setting of Hradec-Kyjovice beds of Culm crossed by tunnel structure in considerable detail. Along the whole length of stope of both tunnel tubes (865 and 875 m long respectively) and tunnel junctions a total of 2007 readings of bedding angles and 1909 angle readings at joint systems and dislocations was taken and processed. A geological map and sections along axes of tunnel tubes and junctions were compiled. Facies development along particular tunnel tubes was compared using division of the tunnel routing on fragments based on point and contour diagrams of structural data measured.

Úvod

V květnu 2008 byl uveden do provozu tunel Klimkovice na dálnici D47 nedaleko Ostravy (obr. 1). Technicky



Obr. 1: Přehledná mapka oblasti.
Fig. 1: General map of area.

je řešen dvěma tunelovými troubami s pěti tunelovými spojkami. Celková délka tunelu A ve směru Brno–Ostrava je 1 071 m (z toho ražená část 865 m, zbytek byl na obou koncích hlouben v otevřených stavebních jámách s následným přesypáním). Trouba B ve směru Ostrava–Brno dosahuje délky 1 088 m (ražená část činí 875 m).

V tomto příspěvku jsou shrnuty poznatky o litologii a tektonických poměrech horninového masivu, vzešlé ze zpracování geologické dokumentace prací na ražené části díla (Svatuška in Stach et al. 2007).

Práce byly započaty počátkem dubna 2005 ražbou kaloty z ostravských portálů na obou tunelových troubách,

ve květnu 2005 byla zahájena ražba i z portálů brněnských. Kalota (tj. svrchní klenutá část profilu s max. výškou ve středové části cca 6,2 m) byla ražena v plném profilu. S odstupem několika desítek metrů od postupu ražby kaloty probíhalo odtěžování jádra (zbývající část profilu s výjimkou spodní klenby). Těžební práce byly ukončeny dobírkou spodní klenby na obou tunelech koncem května 2006. Tunelové spojky byly raženy v plném profilu, pouze s následným dobíráním a začišťováním spodní klenby. Jmenovitá šířka výrubu tunelových trub v neširším místě (s výjimkou rozšíření v „zálivech“) je dle projektu 13 672 mm, jmenovitá celková výška 10 437 mm. Projektovaná niveleta vozovky stoupá v tunelové troubě A z 263,469 na 268,695 m n. m., v troubě B z 263,465 na 268,699 m n. m. ve směru staničení (od brněnských k ostravským portálům). Osy tunelových trub jsou ve střední části díla navzájem vzdáleny cca 44,5 m, směrem k provizorním portálům ražené části se vzdálenost snižuje na 28,4 m u brněnských a 27,3 m u ostravských portálů.

Geologické poměry tunelu

Trasa tunelu protíná v mírném oblouku táhlý terénní hřbet, klesající jihovýchodním směrem od vrcholu Mezník (381 m n. m.) až do centra Klimkovic. Přímo nad trasou tunelu dosahuje nadmořská výška terénu zhruba 300 metrů. Maximální výška nadloží tunelu je 31 m.

Území, kterým klimkovický tunel prochází, je tvořeno horninami moravskoslezského spodního karbonu – kulmu. Ten je na lokalitě samotné i v jejím širším okolí zastoupen kyjovickými vrstvy hradecko-kyjovického souvrství, stratigrafického stáří nejvyšší visé – spodní namur. Jedná se o nejsvrchnější a nejvýchodnější litostratigrafickou jednotku kulmu Nížkého Jeseníku.

Litologie

Z litologického hlediska je možno zdejší horniny kyjovických vrstev souhrnně popsat jako flyšové střídání aleuopelitických a psamitických vrstev o mocnostech od několika milimetrů do několika metrů. Pro podrobnější popis výrubu v trase tunelu byly horniny zařazeny do čtyř základních typů:

Pod aleuopelity shrnujeme jemnozrné horniny, které jsou v převažující míře tvořeny zrnitostní frakcí do 0,05 mm. Čisté pelity, tj. bez výrazné příměsi aleuritické složky, zde nebyly ani rozbory vzorků zjištěny. Převážně pelitické (jílovité) vrstvy jsou tmavě šedé až černošedé, prachovité (aleuritické) zpravidla světlejší. Mohou být výrazně laminárně vrstevnaté i makroskopicky nevrstevnaté, všesměrně zrnitého vzhledu. Ponejvíce v lavicovitých až masivních aleuopelitech bývají také často vyvinuty v hojném počtu konkréce pelokarbonátů, v jejichž složení převažuje siderit a oligonit.

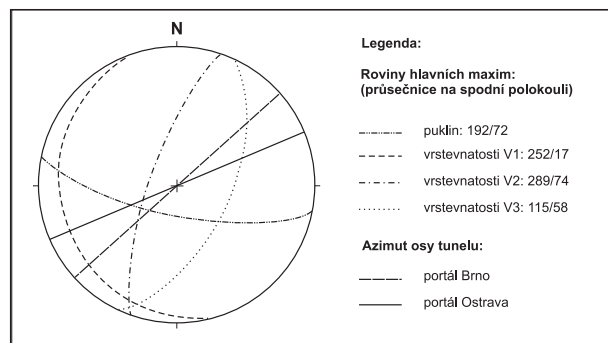
Droby byly v mapě a řezech vymezovány v zásadě tam, kde jejich vrstvy (zejména lavice) naprosto převažují v sedimentačních rytmech. Jako drobu zde definujeme typ pískovce, obsahující v převažující psamitické frakci úlomky hornin a vykazující vyšší zastoupení jílovito-prachovité základní hmoty (matrix).

V ostatních partiích výrubu, kde se aleuopelitické a psamitické polohy rytmicky střídaly, byl podle převažující mocnosti vrstev vymezován drobně či hrubě rytmický flyš.

V minerálním složení hornin byl zjištěn křemen, živce (převažuje plagioklas), slídy (převažuje muskovit), jílové minerály, kalcit. Dále jsou přítomné úlomky hornin: křemence, metakvarcity, sericit-choritické a slídové břidlice, fylity, vápence a mramory. Stálým znakem je poměrně nízký obsah křemene a zpravidla vysoký obsah karbonátu. Místy je podíl karbonátu tak vysoký, že lze hovořit o drobových vápencích. Pelitické horniny mají obsah karbonátu nejnižší. V horninovém masivu byly na mnoha místech zjištěny křemenné žilky na vrstevních spárách i na puklinách či dislokacích. Karbonátové žilky zastíženy nebyly.

Tektonika

Intenzivnější tektonické poškození hornin bylo zaznamenáno zejména v první třetině ražené části tunelu (ve směru staničení – od brněnských portálů) a potom opět ke konci ražené části stavby. Ve střední části trasy převažují



Obr. 2: Základní strukturální prvky znázorněné „velkými oblouky“. Fig. 2: Fundamental structural elements figured by „big arch“.

jen mírnější ohyby vrstev. Trasa tunelu míří šikmo vůči převažujícímu směru struktur (obr. 2).

Vrásy jsou většinou velkých rozměrů, s vlnovou délkou několika desítek, místy až prvních stovek metrů a amplitudou v řádu metrů až desítek metrů. Většinou jsou překocené, s vergencí směrem k východu. Směr vrásových os je nejčastěji S–J až SSV–JJZ. Průběh vrásových os není zcela lineární, v generelu osy mírně upadají jižními směry. Osní roviny vrás jsou zvlněné. Ohyby vrstev v zámkových oblastech jsou oblé až špičaté. Podle velikosti meziramenního úhlu je lze klasifikovat od rozvěřených po sevřené až izoklinální. Podle velikosti úklonu osních ploch zde kromě převažujících vrás překocených můžeme rozlišit i vrásky přímé a šikmé, ojediněle i ležaté.

V zámkových oblastech ohybů, kde ramena svírají ostřejší meziramenní úhly, dochází při překročení meze pevnosti horniny (zejména u více kompetentních vrstev) ke vzniku rupturních poškození. Tyto zlomy se většinou vytvářejí v paralelních sériích, odchylojí se ze směru osních rovin ohybů a vyznívají do mezivrstevních skluzů. Na vrstevních plochách, zlomech a často i puklinách jsou stopy pohybů, častá je i výplň podrcenou horninou. Vzdálenost pohybu je však na těchto plochách relativně malá, většinou jen několik cm.

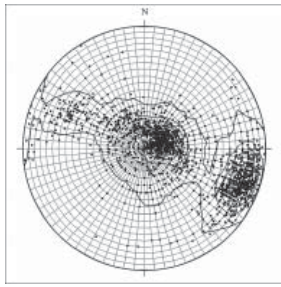
Dislokačními strukturami většího rozsahu jsou vrásové přesmyky, vznikající převážně přetržením či redukcí středního ramene vrás. Tyto struktury jsou v kyjovických vrstvách přítomny ve vcelku typickém vývoji. Převažující část dislokačních ploch charakteru přesmyků má nepřilíživě strmý úklon k Z až ZSZ. Vrásové přesmyky se mohou projevat přítomností několika paralelních přesunových ploch. Místy mohou být skryté do mezivrstevního skluzu.

Mohutnější tektonicky oslabená pásma jsou rozšířena zejména v horninách s převahou aleuopelitických vrstev. Takto poškozené zóny, většinou v zámčích ohybových struktur, mohou dosahovat až několikametrové mocnosti. Pokud jsou tyto ohybové struktury navíc přetrhány vrásovými přesmyky, dochází k dalšímu narůstání mocnosti tektonizovaných zón. V drobách jsou vyvinuty příčné dislokace převážně bez doprovodu výraznějšího porušení. Při výskytu hrubějších drobových lavic bývají mezilehlé, převážně pelitické vrstvy výrazně porušené „rozklouzané“, stlačené, což je odrazem různé kompetence hornin (tj. odolnosti vůči deformacím), podléhajících horninovým tlakům během vrásnění masivu.

Hlavní směry odlučnosti hornin

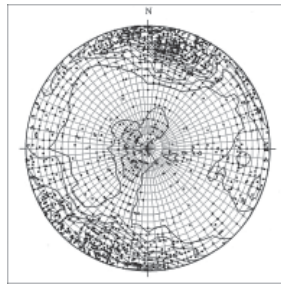
Převažující směr odlučnosti hornin (s výjimkou lokálně rozšířených těles aleuopelitů bez patrné vrstevnatosti) je dán průběhem vrstevních ploch, podle nichž dochází k oddělování jednotlivých vrstev o různé mocnosti. Na obr. 2 jsou tzv. „velkými oblouky“ ve stereografických projekcích znázorněny hlavní směry průběhu vrstevnatosti a puklin společně s vyznačením azimutu osy tunelu.

Na souhrnném konturovém a pólovém diagramu pro plochy vrstevnatosti (obr. 3), k jehož konstrukci bylo použito 2007 měření z celé ražené části tunelu, lze rozlišit dvě výrazná a jedno podružné maximum. Směr a sklon spádnice 252/17 vyjadřuje průměrnou orientaci převa-



Obr. 3: Souhrnný pólový a konturový diagram průběhu vrstevnatosti (2007 měření).

Fig. 3: Summarizing poles and contoured diagram of bedding (2007 measurements).



Obr. 4: Souhrnný pólový a konturový diagram průběhu puklin a dislokací (1909 měření).

Fig. 4: Summarizing poles and contoured diagram of cracks and dislocations (1909 measurements).

žujícího postavení vrstev ve zkoumaném území: průběh vrstev ve směru S–J až SZ–JV s mírnými úklony k Z až JZ. „Roztažení“ tohoto maxima V1 (zejména k úklonům ve směru k J až JV) je odrazem mírného zvlnění tohoto téměř subhorizontálního uložení vrstev. Druhé výrazné maximum V2 (spádnice 289/74) představuje průměrnou orientaci vrstev ve středních ramenech překocných vrás (směr vrstev SSV–JJZ, strmý úklon k ZSZ). Třetí, méně výrazné maximum V3 (spádnice 115/58) reprezentuje k VJV ukloněné vrstvy v ramenech šikmých nepřekocných vrás, které se v zájmovém území vyskytují v daleko menší míře.

Ze souhrnného pólového a konturového diagramu (obr. 4) všech měření na puklinových systémech a dislokacích (použito 1909 měřených bodů) je patrný značný rozptyl naměřených hodnot. Srovnáním s diagramy pro jednotlivé úseky, na které jsme trasu ražené části tunelu rozdělili, lze zjistit, že puklinové systémy se lokálně stácejí v závislosti na průběhu vrstevnatosti. Hlavní příčný puklinový systém P1 je orientován zhruba kolmo na průběh převažující vrstevnatosti (mírně ukloněných i strmě zapadajících překocných vrstev).

Porovnání geologického vývoje v obou tunelových troubach

Pro sledování změn průběhu strukturních prvků byly obě tunelové trouby rozčleněny na 11 nestejně dlouhých úseků (A1 až A11 v tunelu A, B1 až B11 v tunelu B, obr. 5). Tyto úseky byly vymezeny podle geologické mapy a řezů na základě průběhu vrstevnatosti. Toto rozčlenění umožňuje paralelizovat geologický vývoj vrstev v obou tunelo-

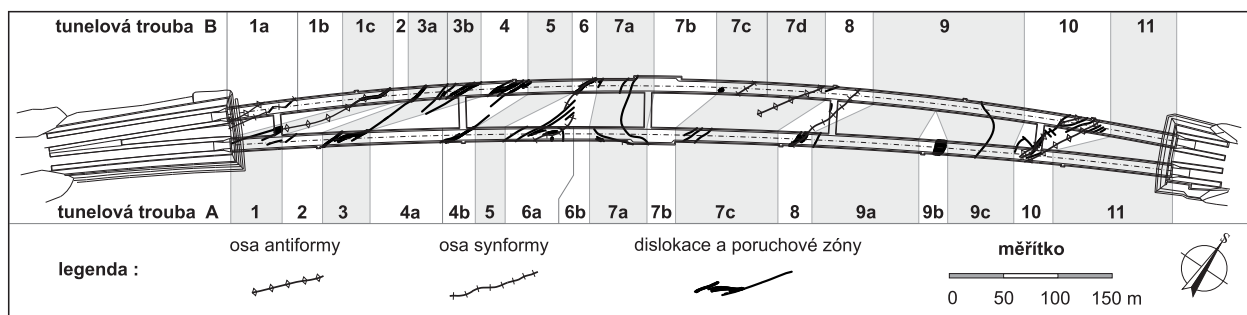
vých troubach a provést jeho porovnání podle strukturních měření. Pro zachycení lokálních změn byly tyto úseky dále členěny na dílčí podúseky (označené malými písmeny, např. B1a). Hranice mezi úseky (podúseky) byly voleny tak, aby změny směru a sklonu vrstev v rámci jednotlivých úseků (podúseků) byly snadno dešifrovatelné v konturových resp. bodových diagramech. V každém podúseku je tedy pouze jeden synformní či antifonní ohyb vrstev (výjimečně úplná vrása), nebo se jedná o úsek bez výraznějších ohybů. (Je zde dávana přednost obecnějšímu označení vrásových ohybů jako „synforma“ a „antiforma“ před termíny „synklinála“ a „antiklinála“, neboť při dokumentaci nebylo hodnoceno, zda vrstvy leží v přirozené či převrácené pozici). Pro jednotlivé úseky (podúseky) a tunelové spojky byly sestaveny bodové diagramy a následně vykresleny konturové diagramy hlavních strukturních prvků. Do jednoho diagramu byla shrnuta měření vrstevnatosti, do druhého pak měření puklin a dislokací. V tomto příspěvku na obr. č. 7 jsou zobrazeny pouze diagramy průběhu vrstevnatosti.

Úsek 1

Úsek B1a prochází složitou vrásovou strukturou se zvlněnými osními rovinami (zejména v synformní části), struktura je navíc porušována zlomy paralelními s osními rovinami, často přecházejícími do mezivrstevních skluzů. Vrása je překocná, zavřená, místy až izoklinální, s mírnějšími úklony vrstev v křídlech a vzpřímenými vrstevy ve středním rameni (průměrný směr a sklon spádnice vrstev v západním rameni průměrně 298/17, středním 272/75, východním 352/30). V antifonní části vrásy převládají tence až hrubě deskovité aleuopelity, v synformní pak vrstvy drobně rytmičké flyše. V jádrech ohybů se projevuje poměrně silná tektonizace vrstev.

V úseku B1b se vrstvy mírně ohýbají a dosahují úložných poměrů obdobných jako v západním rameni výše popsané vrásy (asi 305/25). Směr vrstev je zde jen mírně odkloněn od osy tunelu a tak prakticky v celé délce podúseku se ve spodní (resp. jihovýchodní) části výrubu objevují tence až hrubě deskovité flyšové vrstvy, v jejich nadloží pak hrubé desky až tenké lavice aleuopelitů. Úsek je charakteristický mírným úklonem vrstev s lokálními ohyby, místy je přítomno slabé tektonické porušení v zónách paralelních s vrstevnatostí.

Počáteční úsek ražené části tunelu A je možno srovnávat až s úsekem B1c, který prochází překocným až ležatým antifonním ohybem vrstev. Struktura je doprovázená



Obr. 5: Schéma rozdělení trasy tunelu na tektonické úseky.

Fig. 5: Scheme of division of the tunnel routing on tectonical fragments.

tektonizací v jádře ohybu. Východní křídlo antiformy má směr a sklon spádnice cca 290/65. Litologicky převažují hrubé desky až tenké lavice aleuropelitů. Překocení antiformní ohyb zjištěný v tunelu B je v tunelové spojce TS1 rozlámán paralelními dislokacemi.

V tunelu A (úseku A1) však již ohyb není příliš zřetelný, neboť zde přechází do skryté dislokace charakteru přesmyku (resp. přesmykových ploch víceméně paralelních s vrstevnatostí). Vrstvy jsou zde poměrně strmě ukloněné, průměrný sklon a směr spádnice činí 297/62. V litologii převažují vrstvy drobně rytmického flyše, na začátku úseku v několikametrovém pásmu s výraznou převahou drobových lavic. Později podíl drob klesá až ke konci úseku zcela převládají hrubé desky až tenké lavice aleuropelitů.

Úsek 2

Poměrně krátký úsek 2 se v obou tunelech vyznačuje strmým zapadáním vrstev (spádnice A2: 294/74, B2: 280/75) bez výraznějšího tektonického postižení. V obou tunelových rourách prochází převážně aleuropelity, které jsou v tunelu A ke konci vystřídané tence až hrubě deskovitými vrstvami flyše.

Úsek 3

V úseku 3 prochází tunel B vrásou strukturou, nejprve jeho synformní (B3a) a poté antiformní (B3b) částí. Strmé uložení vrstev (v naprosté převaze se jedná o aleuropelity) se po průchodu touto strukturou mění jen mírně (průměrný směr a sklon spádnice v západním rameni vrásky činí 275/85, ve východním 276/72). V tunelu A je tato dílčí vrásová struktura „zhuštěna“ do užší, silně tektonizované a dislokacemi členěné zóny o několikametrové mocnosti. Průměrný směr a sklon spádnice je v úseku A3 292/75. Na rozdíl od tunelové roury B se zde vyskytují i vrstvy drobně rytmického flyše, zejména na počátku úseku a v zónách zvýšené tektonizace hornin.

Úsek 4

Úsek 4 byl v tunelu A rozdělen na 2 části. Uložení vrstev je v obou podúsecích poměrně strmé, v celé délce bez výraznějších změn (spádnice A4a: 292/78, A4b: 290/77). Ke konci podúseku A4a jsou převažující hrubě deskovité až lavicovité aleuropelity vystřídané pásmem drobně rytmického flyše, kde se projevuje zvýšená tektonizace horniny. Podúsek A4b byl vymezen v oblasti průchodu tunelové roury A dislokační zónou s doprovodnými poruchami, doprovázenou nepříliš mocným pásmem poměrně intenzivně tektonizovaných hornin. Zlomová struktura odděluje aleuropelity od vrstev drobně rytmického flyše, který ke konci úseku přibýváním mocnějších lavic drob přechází do flyše hrubě rytmického.

V tunelu B je tektonizace hornin prakticky v celém úseku B4 výraznější, uložení vrstev je obdobné jako v tunelové rouře A (spádnice B4: 285/75). Do úseku 4 zařazujeme i spojku TS 2, kde bylo zjištěno obdobné uložení vrstev jako v tunelových rourách (spádnice 292/77), výraznější tektonizace hornin zde nebyla pozorována. Litologicky zde stejně jako v tunelové rouře B výrazně převažují aleuropelity.

Úsek 5

V úseku 5 se v obou tunelech opět vyskytují vrstvy se strmým úklonem (směr a sklon spádnice A5: 287/80, B5: 280/80), bez výraznějšího tektonického postižení. Ve flyšových vrstvách jsou zde výrazně zastoupeny tenké i hrubé lavice drob, místy droby zcela převažují.

Úsek 6

Úsek 6 je v tunelu B poměrně krátký, prochází zde synformním ohybem vrstev se zlomy paralelními s osní rovinou a přecházejícími do mezivrstevních skluzů. V jádře ohybu je patrná silná tektonizace hornin. Synforma je překocená, otevřená až zavřená. Vrstvy se po průchodu ohybem stácejí k JV (průměrný směr a sklon spádnice činí 225/20). Obdobně jako v předcházejícím úseku se i zde do vrstev drobně rytmického flyše vkládá zóna tence až tlustě lavicovitých drob.

Naproti tomu v tunelu A je tento ohyb složitější vrásově-zlomovou strukturou, zaujímavější mnohem delší úsek než v tunelu B. V podúseku A6a je překocená synforma sevřená až izoklinální, s lokálními přesmyky, mezivrstevními skluzy a provrásněním méně kompetentních vrstev. Počáteční část úseku prochází zprvu lavicovitými aleuropelity a pak i masivními, nevrstevnatými s množstvím karbonátových kongrecí, které se opět objevují v podúseku A6b. Převažující část podúseku A6a vede tektonizovanými tence až hrubě deskovitými vrstvami drobně rytmického flyše. Krátký úsek A6b, vymezený ve vrstvě aleuropelitů bez výraznější patrné vrstevnatosti a s množstvím karbonátových kongrecí, do tunelu B nezasahuje, zřejmě následkem zlomové tektoniky v oblasti ohybu. Spádnice vrstev zde má průměrný směr a sklon 208/18.

Úsek 7

Úsek 7 je v obou tunelech charakterizován výskytem ploše upadajících až subhorizontálně uložených vrstev. Mění se zde směr zapadání vrstev, v tunelu A převažují mírné úklony k J až JV. Tektonické porušení je zde převážně velmi slabé, v podúsecích A7a, A7b i B7a byly zjištěny skryté dislokace charakteru přesmyků. Celý tento, v porovnání s ostatními, velmi dlouhý úsek má charakter rozsáhlejšího antiformního vyklenutí, v tunelu B (dílkím podúseku B7c) s vloženým mírným synformním prohnutím. Postupný velmi mírný ohyb vrstev lze sledovat i v tunelové spojce TS 3, ležící mezi dílčími úseky A7a a B7a. Na konci úseku (A7c a B7d) postupně dochází k opětovnému nárůstu úklonu vrstev se zapadáním směrem k V až VJV.

Po stránce litologické se obě tunelové trouby v úseku 7 dosti liší. V tunelu A výrazně převažují aleuropelity, v podúsecích A7a a A7b zčásti s výskytem karbonátových kongrecí. V těchto podúsecích byla také vymezena zlomově (přesmyky) ohraničená zóna s vývojem hrubě až drobně rytmického flyše. Začátek úseku v tunelu B (podúsek B7a) prochází vrstvami drobně rytmického flyše s občasným převažujícím zastoupením drobových lavic. Byly zde zjištěny obdobné přesmykové plochy jako v tunelu A. Dále podúsek B7a pokračuje vrstvami aleuropelitů, stejně tak tunelová spojka TS 3. V podúseku B7b, v oblasti mírného antiformního ohybu, prochází horní část výrubu vrstvami

aleuopelitů, zatímco v dolní části se objevují flyšové vrstvy, hlouběji s naprostou převahou deskovitých až hrubě lavičovitých drob. Ke konci úseku se opět ztrácejí. Úsek B7c byl vymezen v oblasti synformního prohnutí s převažujícím vývojem hrubých desek až tenkých lavic aleuopelitů. Úsek B7d prochází opět antifonním ohybem s převahou flyšových vrstev s výrazným zastoupením drobových lavic.

Úsek 8

Úsek 8 prochází v obou tunelech synformním ohybem vrstev. V tunelu A je ohybová struktura otevřená až zavřená, šikmá až překocená, s lokálním provrásněním méně kompetentních vrstev a jejich tektonizací. Zlomy paralelní s osní rovinou přecházejí často do mezivrstevních skluzů. V tunelu B prochází úsek otevřeným synformním ohybem vrstev bez výraznějšího tektonického postižení hornin. To nebylo zjištěno ani v tunelové spojce TS 4, kterou ohyb vrstev rovněž prochází. Směr a sklon vrstev je v obou tunelech téměř shodný (spádnice z. ramene ohybu v tunelu A: 114/60, tunelu B: 120/58, spádnice sv. ramene v tunelu A: 235/20, v tunelu B: 235/18). Celý úsek (v obou tunelech i tunelové spojce) je po litologické stránce charakterizován typickým vývojem převážně lavičovitých aleuopelitů, které se v zóně ohybu rozpadají na deskovité.

Úsek 9

Úsek 9 je v obou tunelech charakterizován přítomností mírně ukloněných vrstev většinou bez výraznějšího tektonického postižení, zapadajících s větším rozptylem azimutu směrem k JZ. Střídají se zde pásma aleuopelitů, drobně i hrubě rytmického flyše. V tunelu A byl úsek rozdělen na 3 dílčí části. Střední dílčí podúsek A9b byl vymezen v prostředí mocné vrstvy aleuopelitů bez zřetelné vrstevnatosti, se stopami struktur gravitačních skluzů. Horniny ve srovnatelném vývoji nebyly v tunelu B pozorovány. Ve střední části úseku v tunelu A byla zaznamenána i lokálně zvýšená tektonizace hornin.

Úsek 10

Úsek 10 prochází v obou tunelech antifonním ohybem vrstev se složitou stavbou, s tektonizovanými pásmy a doprovodnými zlomovými poruchami. V tunelu A je ohybová struktura překocená, zavřená až izoklinální, s lokálním provrásněním méně kompetentních vrstev, zlomy paralelní s osní plochou vyznívají či přecházejí do mezivrstevních skluzů. Obdobné poměry byly zjištěny i v tunelové spojce TS 5. V tunelu B je úsek delší, dislokace charakteru přesmyků zde zapříčiňují opakování ohybu. Antifonna je zde překocená, zavřená, v sz. rameni (na začátku úseku) s mírným (V1), v jv. rameni se strmým (V2) úklonem vrstev. Časté jsou drcené a detailněji provrásněné zóny, jsou však poměrně úzké. Směr a sklon vrstev směrem k Z až ZSZ je v obou tunelech příbuzný (spádnice z. ramene ohybu v tunelu A: 276/25, tunelu B: 246/24, spádnice v. ramene

v tunelu A: 292/76, v tunelu B: 282/77). Ohybová struktura je vyvinuta převážně ve vrstvách drobně rytmického flyše.

Úsek 11

Úsek 11 je v obou tunelech charakterizován přítomností vrstev strmě upadajících směrem k ZSZ. Výraznější tektonické postižení hornin bylo zaznamenáno až ke konci úseku, v obou tunelových rourách. V tunelu B bylo lokálně zjištěno větší zprohýbání vrstevních ploch v méně kompetentních (plastičtějších) vrstvách. Na samém konci úseku v tunelu A se vrstvy synformně ohýbají do subhorizontálního uložení (směr a sklon spádnice 140/10), ve směru tunelové roury B bylo možno tento ohyb zjistit ve výkopu pro hloubenou část tunelu. Obdobně jako v úseku 9 se i v celém úseku 11 střídají aleuopelity a vrstvy drobně i hrubě rytmického flyše. Na rozhraní úseků 10 a 11 byla v obou tunelových rourách zastížena několik metrů mocná zóna aleuopelitů s konkrécemi pelokarbonátů.

Závěr

Cílem tohoto příspěvku je nejenom podat stručnou informaci o ražbě dálničního tunelu Klimkovice a popsat hlavní výsledky dokumentačních prací z hlediska litologie hornin a tektonických poměrů hradecko-kyjovického souvrství, ale i prezentovat zvolenou metodu zpracování naměřených strukturních dat. S ohledem na složitou stavbu masívu a poměrně značnou vzdálenost mezi oběma tunelovými troubami prakticky nebylo možno paralelizovat geologickou situaci mezi oběma troubami během ražby. To bylo v plném rozsahu umožněno až statistickým zpracováním množství tektonických měření při závěrečné sumarizaci výsledků, rozčleněním trasy tunelových trub na jednotlivé úseky a zobrazením dat pomocí bodových a konturových diagramů.

Zjištěné výsledky průzkumu zapadají do celkového kontextu geologické stavby hradecko-kyjovického souvrství. Jejich přínos tkví především v objemu dat získaných z téměř 900 m dlouhého geologického profilu a jejich statistickým zpracování.

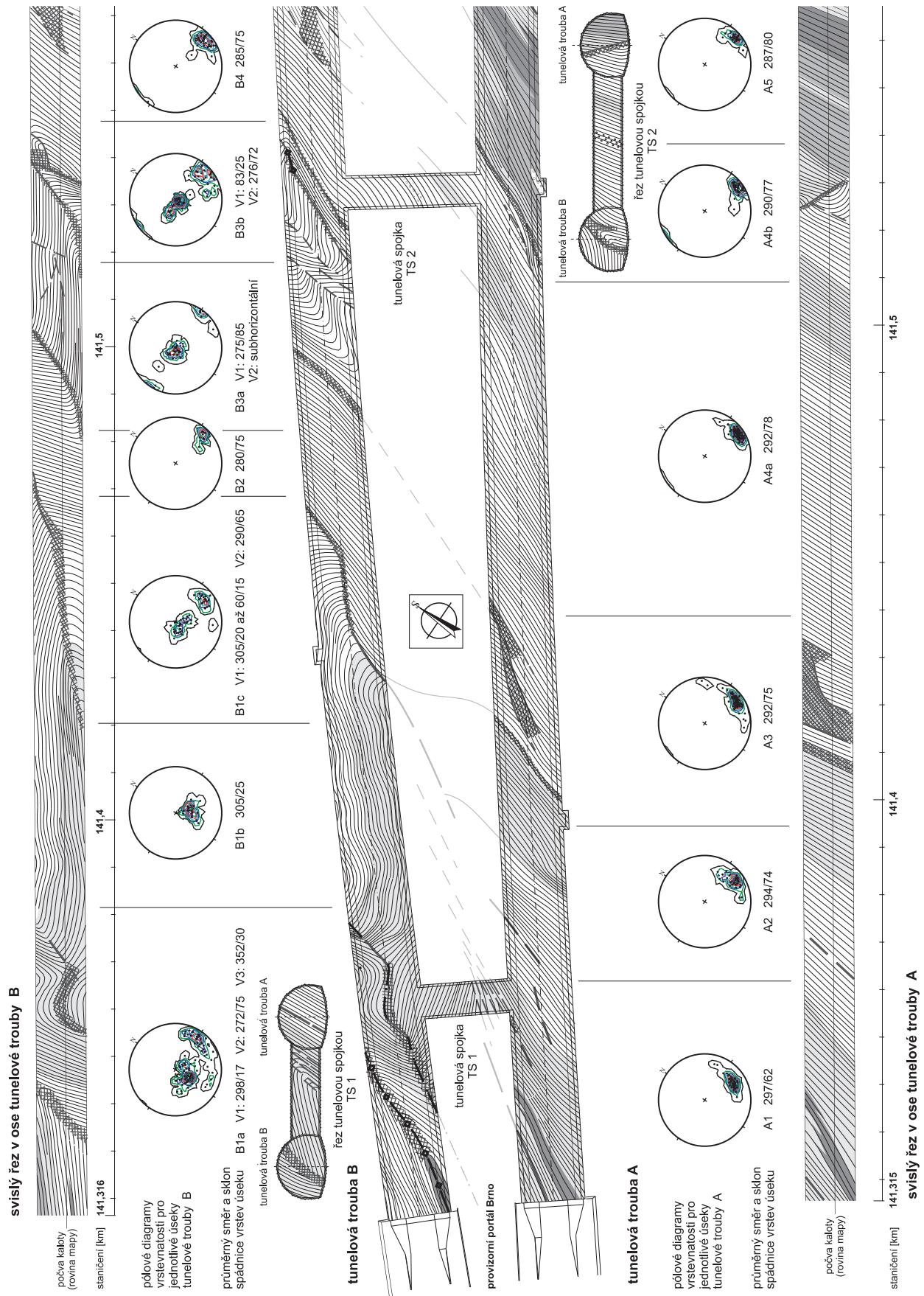


Obr. 6: Legenda k obr. 7.

Fig. 6: Legend to fig. 7.

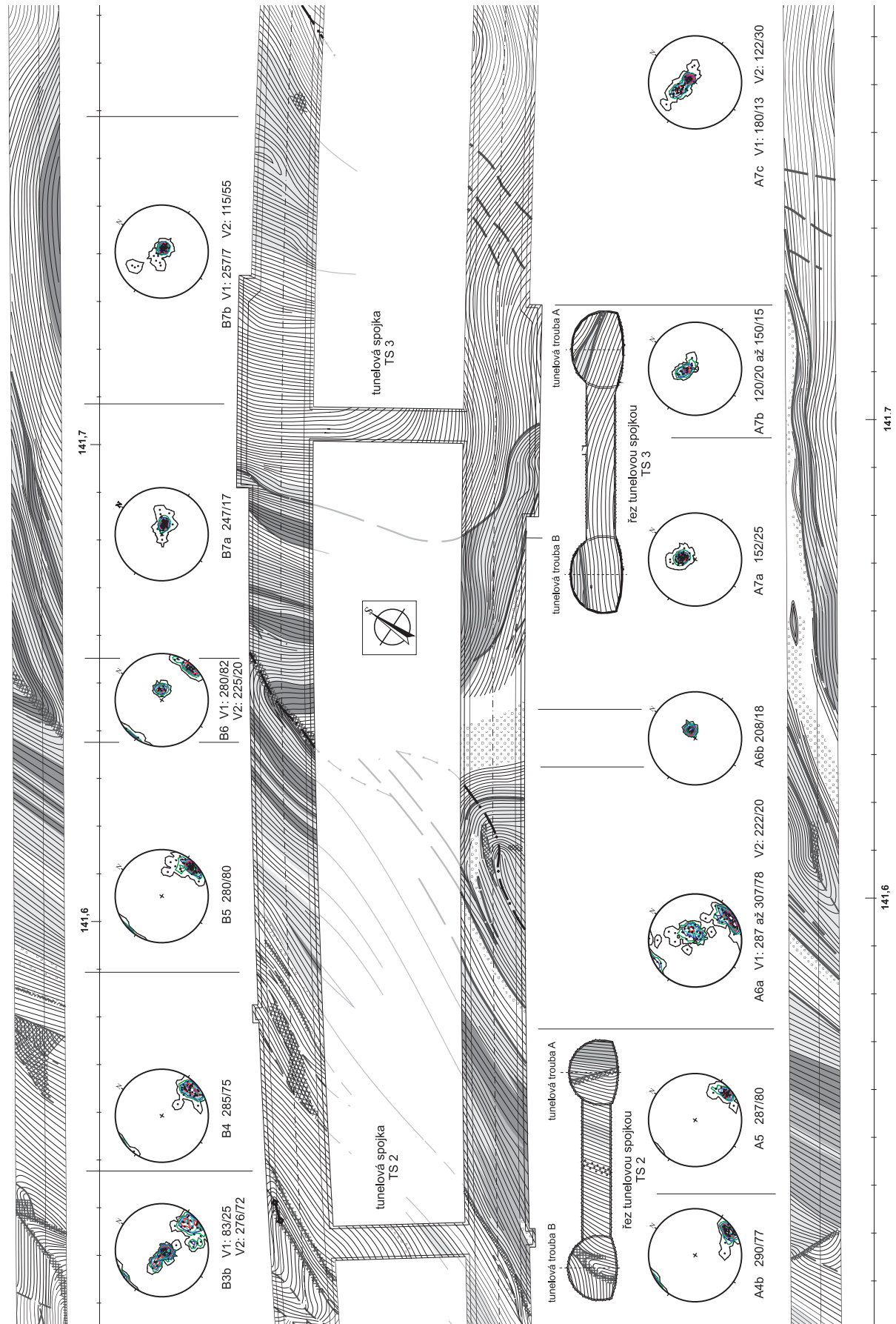
Literatura

Stach, J. – Svatuška, M. – Pavlík, I. – Vižda, P. (2007): Závěrečná zpráva o geologickém a geotechnickém sledu ražby tunelu. Monitoring vlivů stavby tunel Klimkovice. Dálnice D47, stavba D 4707 Bílovec – Ostrava, Rudná, SO/PS 601.11, GEOTest Brno, a.s. Brno.

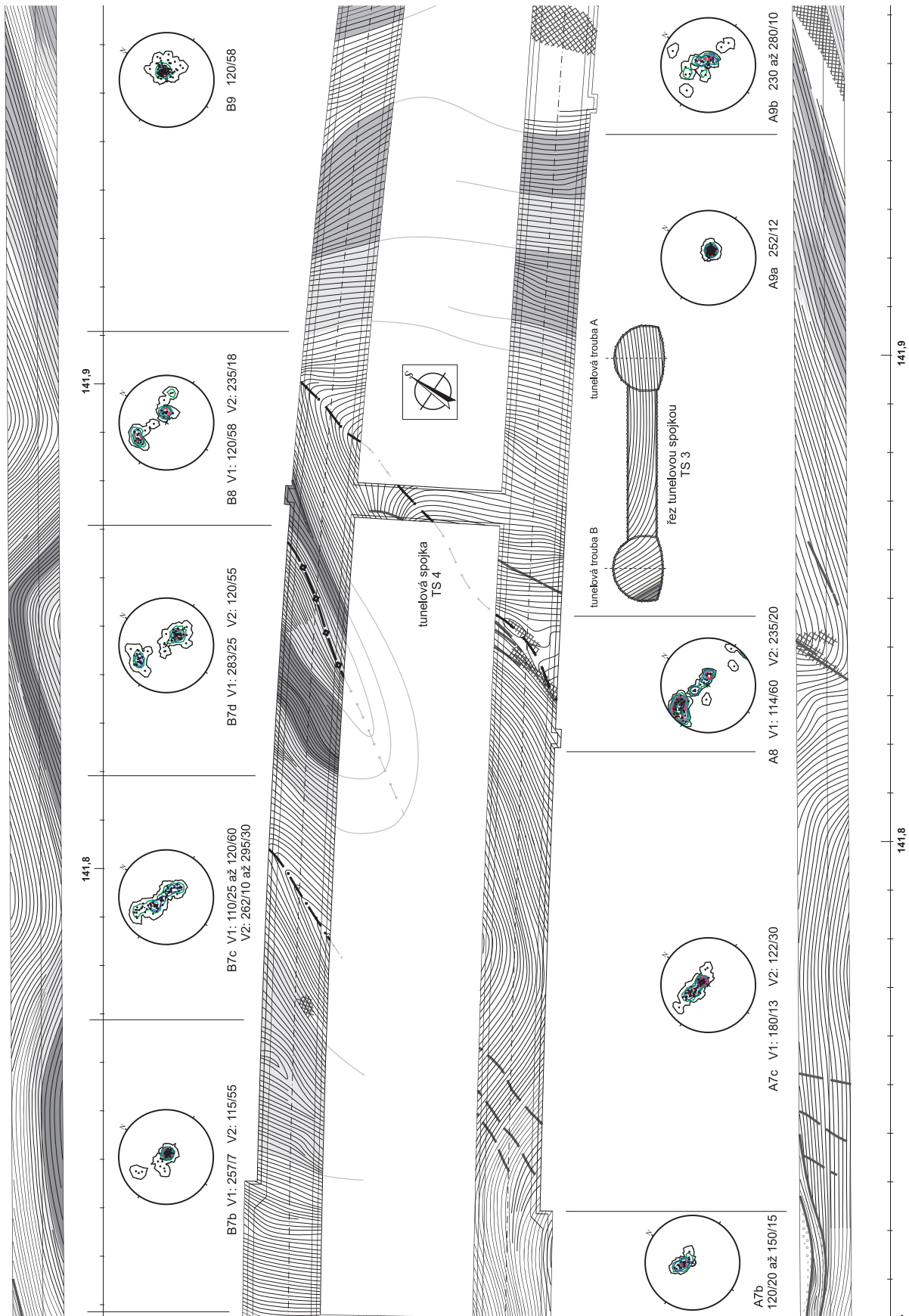


Obr. 7: Geologická mapa tunelu Klimkovice na úrovni počva kaloty a geologické řezy v ose tunelových trub a spojek.

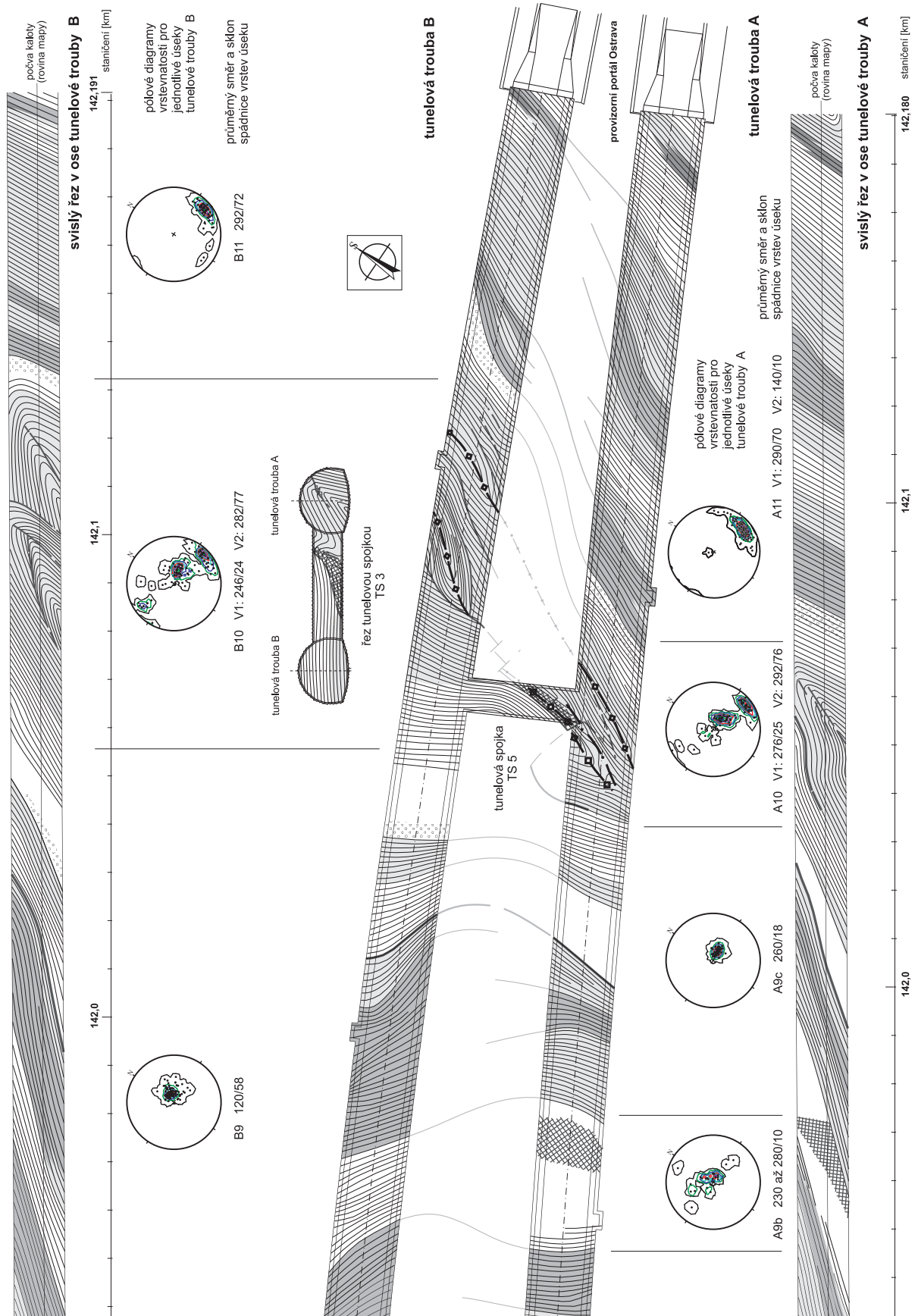
Fig. 7: Geological map of tunnel Klimkovice at the level of the base of the calotte and geological cross-sections along the axes of tunnel tubes and junctions.



Obr. 7.1: Pokračování obr. 7.
 Fig. 7.1: Continuation Fig. 7.



Obr. 7.2: Pokračování obr. 7.1.
 Fig. 7.2: Continuation Fig. 7.1.



Obr. 7.3: Pokračování obr. 7.2.
Fig. 7.3: Continuation Fig. 7.2.

KRYSTALINIKUM

CRYSTALLINE COMPLEX

VZNIK METAMORFNÍ MINERÁLNÍ ASOCIACE GRANÁTOVCŮ Z DESENSKÉ JEDNOTKY SILEZIKA

The origin of metamorphic mineral association of garnetites from Desná Unit, Silesicum

David Buriánek¹, Kamil Kropáč²

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; e-mail: david.burianek@geology.cz

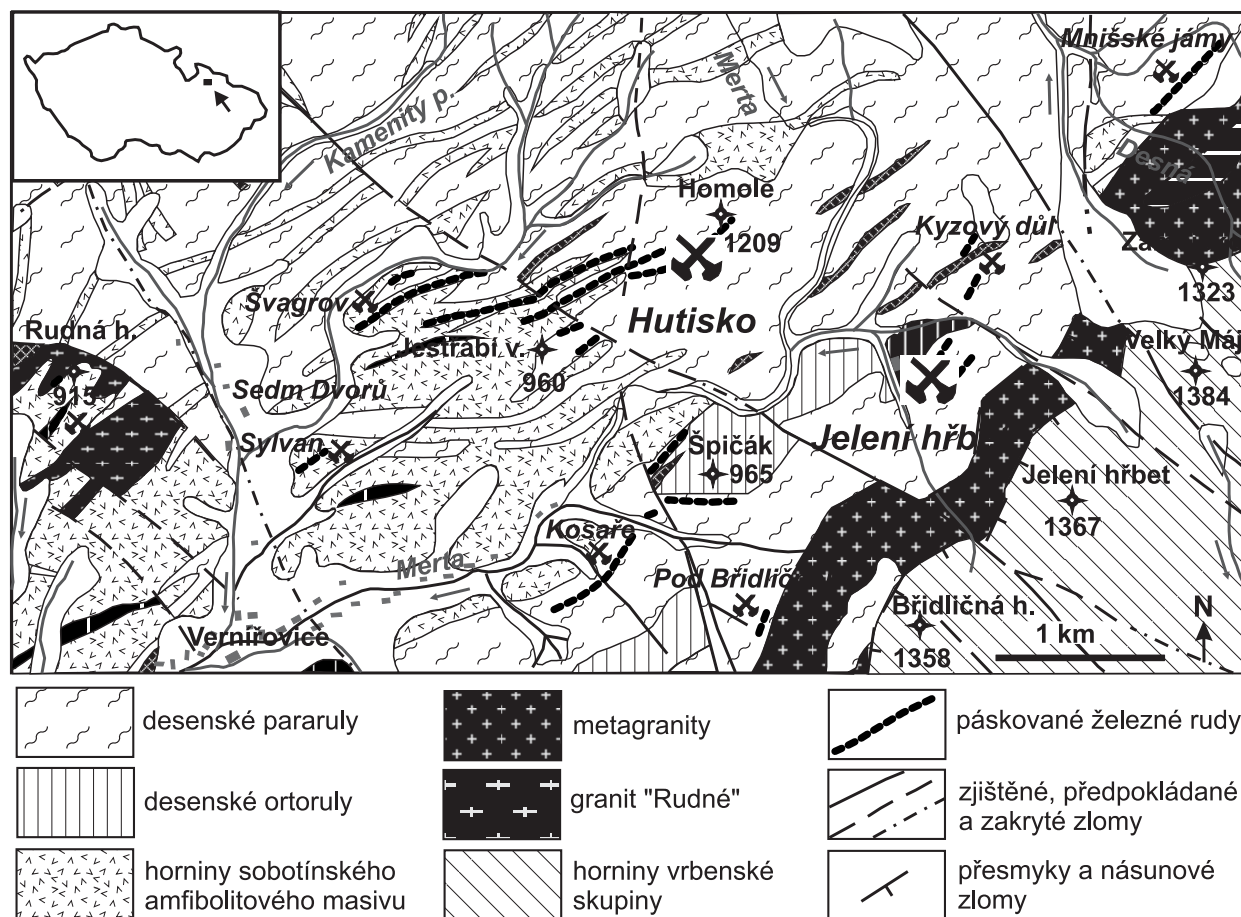
²Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: kropac@mail.muni.cz

(14–24 Bělá pod Pradědem, 14–42 Rýmařov)

Key words: Desná Group, Silesicum, garnet-rich rocks, epidote, metamorphic evolution

Abstract

The usually medium-grained garnetites form up to several cm thick layers in quartz-magnetite mineralizations of the Desná Unit in the Silesicum. The garnetite mineral assemblage consists of epidote, quartz, garnet, magnetite, biotite, ilmenite, apatite and retrograde chlorite. The mineralogical and petrological results demonstrate that garnetites are metamorphosed submarine exhalites. Garnet from the garnetites has compositions with nearly equal amounts of spessartine and almandine components and can be interpreted as result of metamorphic reactions partially consuming of the Mn-rich epidote. Thermobarometric calculations from the garnetites yielded peak amphibolite facies metamorphic conditions ca. 540–600 °C and up to 3 kbar. Chemical composition of fluids estimated for this metamorphic event is H₂O = 82 až 95 mol. %, CO₂ = 4 až 17 mol. %, NaCl = 1 až 2 mol. %. The biotite was partially replaced by chlorite during younger retrograde metamorphic event under greenschist facies.



Obr. 1: Schematická mapa lokalit (upraveno podle Pouby 1970).
 Fig. 1: Schematic map of sites (modified from Pouba 1970).

Úvod

Granátovce jsou horniny s výrazným zastoupením granátu, které tvoří drobné avšak nápadné výskyty v řadě

metamorfních jednotek (např. Buriánek – Otava 2007). Často je jejich vznik zapříčiněn lokálními specifickými podmínkami během sedimentace původního protolitu.

Granátovce na studovaném území tvoří maximálně několik cm (vzácně až dm) mocné polohy uvnitř páskovaných železných rud nebo v jejich blízkosti. Vztah mezi chemickým složením minerálů a metamorfních fluid bylo možné studovat díky kombinaci metod elektronové mikrosondy a optické mikrotermometrie.

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca Camebax SX-100, (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby). Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm , proud svazku 20 nA, načítací čas 10–20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (K α X-ray linie): Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodnit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou – Pichoir 1985).

Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Krystalochemické vzorce granátu jsou přepočteny na 12 kyslíků (Fe^{3+} bylo dopočteno podle stechiometrie). Biotit je přepočten na 22 kyslíků, apatit na 13 kyslíků a ilmenit je na 6 kyslíků ve vzorcové jednotce.

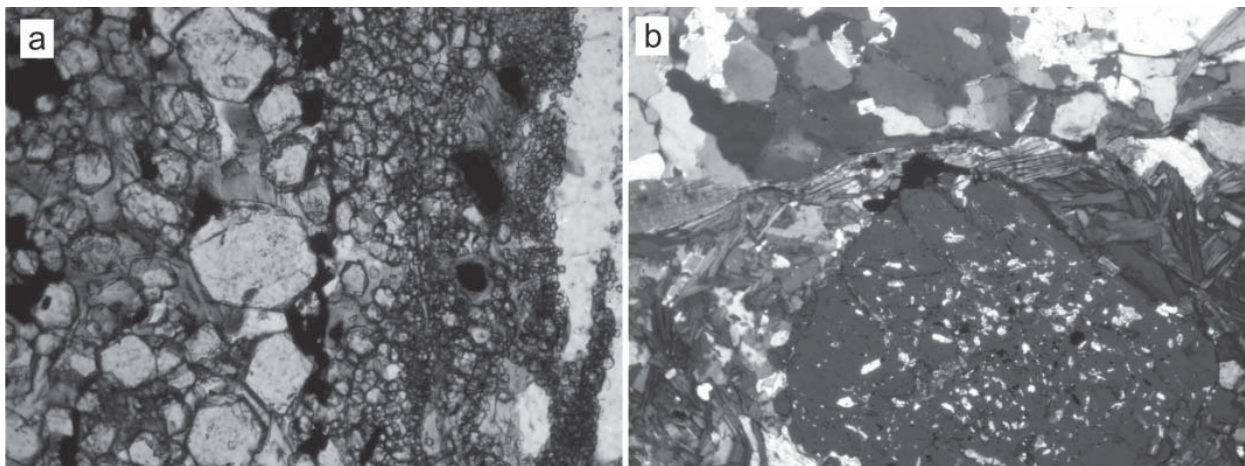
Při výpočtech vrcholných P-T podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland – Powell 1998).

Fluidní inkluze (dále jen FI) v křemenech byly studovány metodou optické mikrotermometrie. Standardní oboustranně leštěné výbrusy byly zhotoveny K. Kropáčem (na UP v Olomouci). Rozlišení primárních (P), primárně-sekundárních (PS) a sekundárních (S) inkluzí proběhlo podle kritérií popsaných v literatuře (Roedder 1984, Shepherd et al. 1985). Ve všech inkluzích byla konstatována přítomnost kapalné fáze (L – liquid), někdy i plynné fáze (V – vapour). Teplotní parametry inkluzí byly změřeny

(K. Kropáč) na Katedře geologie PřF UP v Olomouci v termokomoře Linkam THMSG 600. Měření byly u FI s CO_2 : teplota celkové homogenizace (Th-tot), teplota parciální homogenizace oxidu uhličitého (Th- CO_2), teplota zamrznutí inkluze (Tf), teplota tání oxidu uhličitého (Tm- CO_2) a teplota tání klathrátu (Tm-cla). U FI pouze s vodným roztokem: teplota homogenizace (Th), teplota zamrznutí vodného roztoku (Tf), teplota eutektika (Te) a teploty tání dalších pevných fází – ledu (Tm ledu) a hydrohalitu (Tm hh). Přesnost měření teploty je $\pm 0,1$ °C. Komora byla kalibrována měřením anorganických standardů a FI se známými teplotami fázových přechodů. K interpretaci mikrotermometrických dat byl použit software Flincore (Brown 1989) s kalibracemi podle Bowerse a Helgesona (1983) pro systém CO_2 – H_2O – NaCl a podle Zhanga a Frantze (1987) pro systém H_2O – NaCl. Salinity FI s vodným roztokem byly přepočteny podle Bodnara (1993).

Geologická pozice a petrografický popis

Magnetitové zrudnění je typickou součástí litologie desenského krystalinika. Většinou jde o středně zrnité horniny s granoblastickou strukturou. Rudy jsou uloženy v částečně chloritizovaných biotitických pararulách, které obsahují také vločky a drobná tělesa amfibolických rul, amfibolitů, chloritických břidlic, mastkových břidlic, ortorul a metagranitů. Biotitické pararuly (často postižené retrográdní chloritizací) reprezentují nejběžnější horninový typ v desenském krystaliniku a odpovídají drobovému až pelitickému protolitu proterozoického stáří (např. Grygar – Vavro 1995). Datování zirkonů desenských ortorul metodou $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ukazuje na stáří $506,7 \pm 1,7$ milionů let, což je interpretováno jako stáří protolitu rul (Kröner et al. 2000). Stáří a protolit zrudnění je stále předmětem rozsáhlých diskuzí [bližší informace např. v pracích Kretschmera (1911), Sellnera (1930) Pouby (1951, 1970), Fojta (2002), Mückeho – Losose (2000, 2007)]. V oblasti přibližně mezi obcí Vernířovice na jihozápadě a vrcholem Pradědu na severovýchodě tvoří křemen-magnetitové zrudnění nejméně jeden nesouvislý horizont o mocnosti



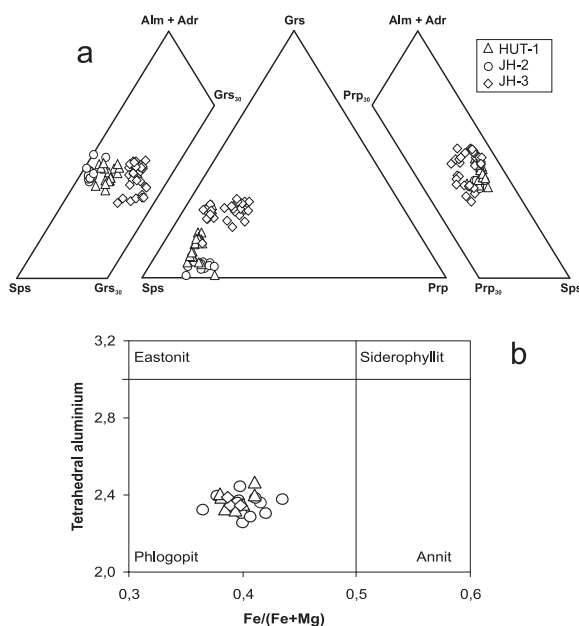
Obr. 2: Mikrofotografie: (a) granátovce z lokality Hutisko, vzorek HUT-1, jeden nikol, (b) granátovce z lokality Jelení hřbet, vzorek JH-3 zkrřížené nikoly, šířka snímků 1 mm.

Fig. 2: Thin sections: (a) garnetites from locality Hutisko, sample HUT-1, PPL, (b) garnetites from locality JH-3, XPL, width of photos 1 mm.

od několika cm až po 3 m. Celková délka těchto pruhů patrně přesahuje 20 až 25 km (Pouba 1970).

Detailní petrografický popis lokality Hutisko uvádí Zimák – Fojt (2002). Lokalita Hutisko (označovaná též jako Zadní Hutisko) je známa výskytem starých rudních děl převážně z 19. století. V okolí štol lze v haldovém materiálu běžně nalézt vzorky magnetitem chudých rudnin s vysokým podílem granátu. Pouba (1970) je považuje za granáticko-magnetitovou facii páskovaných železných rud. Mücke a Losos (2000) tento typ rudnin označují jako granátovce (gondity). V okolí lokality Hutisko se hojně vyskytují také amfibolické pararuly, jejichž nabohacení amfibolem je dáváno do souvislosti s pronikou apofýz nedalekého sobotínského amfibolitového masivu (Pouba 1970).

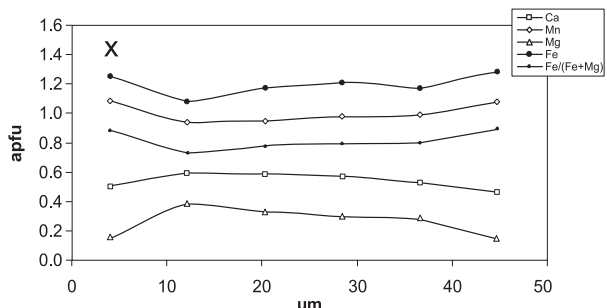
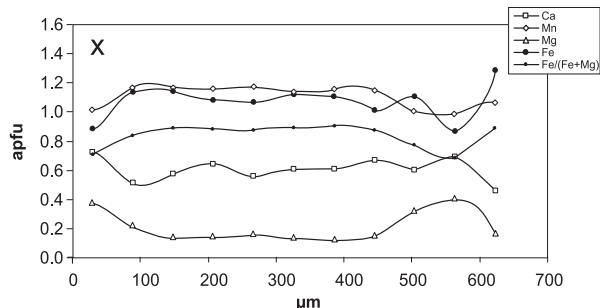
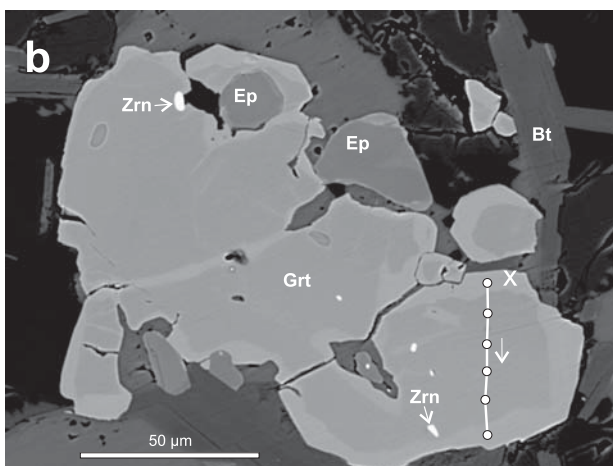
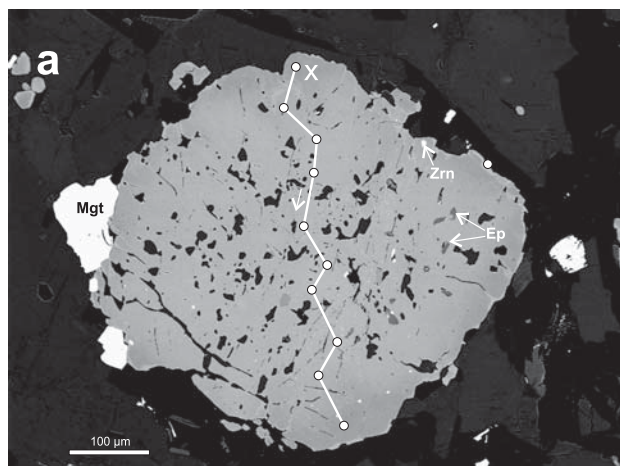
Pro studium byl zvolen vzorek bez amfibolu (HUT-1), který má minerální asociaci: Qtz + Mgt + Grt + Ep + Bt ± Chl. Vzorky z této lokality mají vždy dobře vyvinutou páskovanou texturu a makroskopicky lze na nich podle barvy zřetelně rozlišit střídání tří typů pásků – růžových až hnědých granátových, šedých křemenných a tmavých rudních. Růžové pásky mají mocnost obvykle do 2 cm a jsou tvořeny převážně drobnými zrny granátu o velikosti zřídka kdy přesahující 0,03 mm a křemenem. Šedé křemenné pásky jsou monominerální. Rudní pásky tmavé barvy buduje zejména magnetit, biotit a granát (obr. 2a), jehož zrna jsou podstatně větší než u prvního typu pásků (přesahují 0,06 mm). Tyto minerály doprovází křemen, chlorit, epidot, apatit, ilmenit a pyrit a v některých vzorcích z lokality Hutisko se vyskytuje poměrně hojně i amfibol o složení magneziohornblendu. Amfibol podobně jako biotit poikiloblasticky uzavírá zrna granátu (Zimák – Fojt 2002).



Obr. 3: Trojúhelníkové diagramy Sps–Alm+Adr–Grs₂₀; Sps–Grs–Prp; Sps–Alm+Adr–Prp₂₀ (a) pro granáty a ^{IV}Al–Fe/(Fe+Mg) diagram (b) pro biotity z granátovců z desenské jednotky.

Fig. 3: Ternary plots Sps–Alm+Adr–Grs₂₀; Sps–Grs–Prp; Sps–Alm+Adr–Prp₂₀ of the garnet (a) and the ^{IV}Al–Fe/(Fe+Mg) diagram (b) of the biotite composition from the garnetites from Desná unit.

Druhou studovanou lokalitou je výskyt křemen-magnetitových páskovaných rud a granátovců v prostoru dobývek na sz. svahu Jeleního hřbetu. Granátovce z loka-



Obr. 4: Profily zonálními zrny granátu ze vzorku JH-3.
Fig. 4: Profiles across grains of garnet in the sample JH-3.

lity Jelení hřbet mají poněkud jiný charakter než vzorky z lokality Hutisko. Jednotlivé krystaly magnetitu i granátu (obr. 2b) dosahují velikosti až 3 mm (vzorek JH-3). Má opět dobře zřetelnou plošně paralelní texturu, střídají se v ní monominerální pásy křemene a černozeleňé pásy budované zejména výše uvedeným magnetitem nebo v některých partiích granátem. Spolu s nimi charakter pásků dotváří biotit, chlorit, kalcit, epidot, apatit a ve vedlejším množství a jako akcesorie bývá přítomen albit, zirkon, ilmenit, pyrit a monazit-(Ce) (Zimák 2002). Některé granáty obsahují velké množství uzavřenin především kalcitu, epidotu a křemene. Ve vzorku JH-2 dominují polohy křemene, avšak mezi zrny křemene jsou roztroušeny i další minerály jako granát, magnetit, biotit, chlorit, kalcit a plagioklas. Mezi pásy křemene se vyskytují jen několik mm mocné pásy tvořené biotitem, chloritem, magnetitem, epidotem, apatitem, kalcitem, křemenem, ilmenitem a granátem.

Mineralogie

Granáty

Granáty ze všech studovaných lokalit jsou chemicky relativně homogenní a vykazují převahu almandinové nebo spessartinové komponenty (obr. 3a). Granát v asociaci s kalcitem z lokality Jelení hřbet (JH-3) je oproti zbývajícím dvěma vzorkům bohatší na grossularovou komponentu ($Alm_{22-44} Prp_{4-15} Sps_{31-44} Grs_{13-23} Adr_{1-6}$). Oba zbývajcí vzorky (HUT-1 a JH-2) jsou bohatší na spessartinovou komponentu ($Alm_{28-44} Prp_{4-15} Sps_{37-51} Grs_{1-17} Adr_{1-7}$) (tab. 1). Většina granátů ve vzorku HUT-1 vykazuje nevýraznou oscilační zonálnost kdy se mění zejména obsahy Fe, Mn a Ca. Na okrají bývá někdy patrný pokles Mn a růst Ca. Mnohem výrazněji je zonálnost vyvinuta u granátů ve vzorku JH-3. Opět se jedná o oscilační zonálnost ve střední části zrna (obr. 4a). Na okrajích je patrný zřetelný růst obsahu Ca a Mg a naopak pokles Fe a Mn. Některá zrna jsou lemována mladším lemem o mocnosti do 20 µm. Tento lem je oproti zbytku zrna obohacen Fe a Mn a naopak ochuzen Mg a Ca (obr. 4b).

Minerály epidotové skupiny

Většinu minerálů epidotové skupiny (obecný vzorec $A_2M_3[T_2O_7][TO_4](O,F)(OH,O)$) můžeme klasifikovat jako epidoty, až na středy některých zrn (vzorek JH-3), které mají složení odpovídající allanitu (obr. 5a, tab. 2). Zastoupení Al v pozici T je maximálně 0,005 apfu. V zrnech můžeme pozorovat oscilační zonálnost.

Minerály epidotové skupiny jsou ve vzorku JH-3 ve dvou hlavních texturních typech. Epidot (29 % pistacitové komponenty) tvoří drobná hypautomorfní zrna uzavřená v granátu společně s magnetitem, křemenem a kalcitem. Ve střední části zrn někdy přechází do allanitu. Epidot (27–31 % pistacitové komponenty) také tvoří automorfní až hypautomorfní zrna uzavřená v křemeni nebo kalcitu. Středy některých zrn opět tvoří allanit ($La + Ca + Pr + Nd + Sm + Er + Gd + Dy = 0,11-0,75$ apfu). Obsahy Mn v minerálech epidotové skupiny jsou 0,05–0,12 apfu. Přičemž středy zrn mají mírně vyšší obsahy Mn (0,07–0,12 apfu) než okraje (0,05–0,11 apfu). Také obsahy Mn v epidotech, které tvoří inkluze v granátu, jsou vyšší (0,08–0,12 apfu).

granát						
Vzorek	HUT-1	HUT-1	JH-2	JH-2	JH-3	JH-3
SiO ₂	36.226	36.476	36.591	36.279	36.929	36.876
TiO ₂	0.005	0.028	0.130	0.019	0.097	0.019
Al ₂ O ₃	19.685	20.587	20.001	20.070	20.044	20.597
Cr ₂ O ₃	0.027	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe ₂ O ₃	1.722	0.759	1.274	1.559	1.225	0.842
FeO	17.583	15.796	15.651	19.213	16.757	16.681
MnO	19.220	19.815	22.093	19.654	16.614	17.073
MgO	1.594	1.870	2.021	1.876	1.110	1.793
Na ₂ O	0.045	0.007	0.029	0.000	0.015	0.017
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.013	0.029	0.005
Y ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	3.526	4.147	2.217	1.783	7.032	5.947
Total	99.633	99.485	100.008	100.466	99.856	99.850
Si	2.969	2.968	2.979	2.956	2.991	2.977
P	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
Ti	0.000	0.002	0.008	0.001	0.006	0.001
T – site	2.969	2.970	2.987	2.958	2.998	2.979
Al	1.901	1.974	1.919	1.927	1.913	1.960
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.106	0.046	0.078	0.096	0.075	0.051
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B – site	2.009	2.021	1.997	2.023	1.988	2.011
Fe ²⁺	1.205	1.075	1.066	1.309	1.135	1.126
Mn	1.334	1.366	1.523	1.356	1.140	1.167
Mg	0.195	0.227	0.245	0.228	0.134	0.216
Ca	0.310	0.362	0.193	0.156	0.610	0.514
Na	0.011	0.002	0.007	0.000	0.004	0.004
A – site	3.054	3.031	3.035	3.049	3.022	3.028
Almandin	38.080	34.202	34.310	41.163	36.828	36.283
Andradit	5.365	2.346	3.920	4.848	3.754	2.577
Grossular	4.974	9.828	2.554	0.416	16.694	14.695
Pyrop	6.559	7.638	8.212	7.706	4.494	7.246
Spessartine	44.934	45.986	51.004	45.868	38.217	39.200
Uvarovit	0.088	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000

Tab. 1: Chemické složení vybraných granátů ze vzorků.

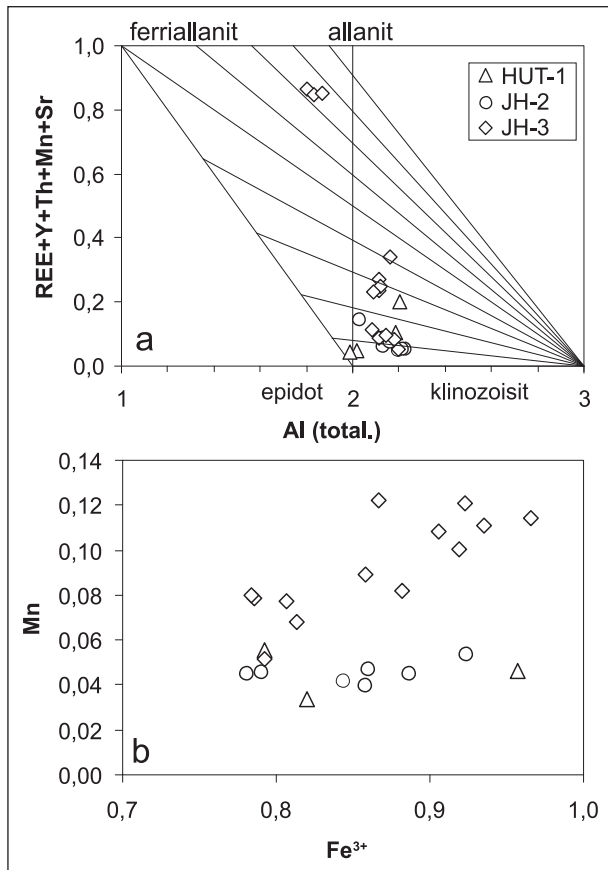
Tab. 1: The chemical composition of selected garnets from samples.

Při poklesu Ca roste obsah REE, což poměrně dobře odpovídá substituci $Ca_3 REE_2 + \square_{1-3}$. S narůstajícím obsahem manganu roste obsah železa (obr. 5b). Pozice M je zcela zaplněna Al a Fe takže Mn vstupuje převážně do pozice A společně s REE.

Ostatní dva vzorky (HUT-1, JH-2) obsahují automorfní až hypautomorfní zrna epidotu (26–34 % pistacitové komponenty) v základní hmotě, kde jsou většinou obklopena biotitem nebo křemenem. Střední část zrn má někdy zvýšené obsahy REE ($La + Ca + Pr + Nd + Sm + Er + Gd + Dy = 0,03-0,15$ apfu). Obsahy Mn v minerálech epidotové skupiny jsou relativně nízké 0,03–0,06 apfu. (tab. 2). V epidotech z těchto dvou vzorů není patrná korelace mezi růstem obsahu Fe a Mn (obr. 5b).

Ostatní minerály

Biotit má ve všech třech vzorcích podobné chemické složení a odpovídá flogopitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,37-0,42$; $Al^{IV} = 2,25-2,47$ apfu) (obr. 3b). Často je částečně zatlačo-



Obr. 5: Diagramy Al – REE+Y+Th+Mn+Sr (Petrik et al. 1995) a Fe³⁺ – Mn diagram (b) pro minerály epidotové skupiny z granátovců z desenské jednotky.

Fig. 5: The Al – REE+Y+Th+Mn+Sr (Petrik et al. 1995) and Fe³⁺ – Mn (b) diagrams of the epidote group composition from the garnetites from Desná unit.

ván chloritem. Chlorit (Fe/(Fe+Mg) = 0,36–0,37; Si = 5,3–5,4 apfu) se také vyskytuje v podobě samostatných lupínků.

Ilmenit tvoří až 0,1 mm dlouhé hypautomorfní lišty uzavřené převážně v křemenu a obsahuje vždy Mn (0,48–0,68 apfu). Magnetit ze vzorku JH-2 má vyšší obsahy manganu (ilmenitová složka 65 %, pyrofanitová složka, 33–34 %) ve srovnání se vzorkem JH-3 (ilmenitová složka 67–73 %, pyrofanitová složka 24–28 %).

Zirkony jsou společně s apatitem poměrně běžným akcesorickým minerálem. Zirkony mají nízké obsahy U a Th (U₂O+ThO₂ = 0,01–0,03 hm. %) a obsahy HfO₂ se pohybují v rozmezí 1,4–1,8 hm. %).

Fluidní inkluze

Fluidní inkluze (dále jen FI) byly měřeny v křemenech z poloh granátovců na lokalitě Hutisko a v křemenech páskovaných železných rud na lokalitě Jelení hřbet. V obou případech byly zjištěny dva základní typy FI:

1) trojfázové FI (Lcar+Laq+V) nebo vzácněji dvoufázové FI (Lcar+Laq) obsahující systém CO₂ – H₂O – NaCl (– CH₄, N₂). V této skupině inkluzí byly rozlišeny různé tvarové typy, které mohou mít genetický význam (primární, primárně–sekundární i sekundární). Složení jednotlivých genetických typů inkluzí a jejich teplotní parametry jsou obdobné a proto budou diskutovány společně. Velikost

Vzorek	epidot			allanite		
	HUT-1	JH-2	JH-3	JH-3	JH-3	JH-3
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.041	0.024	0.057
SiO ₂	36.867	35.830	35.992	31.203	30.897	31.253
CaO	22.173	21.162	18.379	11.255	10.852	11.239
La ₂ O ₃	0.000	0.660	0.836	5.311	5.337	5.282
Ce ₂ O ₃	0.007	1.294	1.813	11.324	11.724	11.139
Pr ₂ O ₃	0.033	0.031	0.153	1.097	1.076	1.224
Nd ₂ O ₃	0.000	0.607	0.642	3.183	3.221	3.337
Sm ₂ O ₃	0.017	0.078	0.120	0.413	0.380	0.389
Y ₂ O ₃	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000	0.000
ThO ₂	0.000	0.256	0.004	0.191	0.170	0.141
UO ₂	0.000	0.000	0.042	0.025	0.033	0.008
Er ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.123	0.007	0.032
Gd ₂ O ₃	0.077	0.134	0.021	0.005	0.030	0.149
Dy ₂ O ₃	0.000	0.001	0.013	0.000	0.000	0.000
Yb ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	15.490	14.683	13.653	13.798	12.971	13.034
MnO	0.661	0.751	1.707	1.448	1.262	1.517
MgO	0.027	0.047	0.130	1.158	1.340	1.211
Al ₂ O ₃	20.837	20.592	21.252	16.738	16.828	16.246
TiO ₂	0.058	0.059	0.039	0.074	0.000	0.000
Total	96.247	96.185	94.835	97.387	96.152	96.258
P	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.005
Si	3.027	2.997	3.037	2.901	2.908	2.940
Al	2.016	2.030	2.114	1.834	1.867	1.801
Fe ⁺³	0.957	0.924	0.867	0.965	0.919	0.923
Mg	0.003	0.006	0.016	0.160	0.188	0.170
Mn	0.046	0.053	0.122	0.114	0.101	0.121
Ca	1.926	1.872	1.641	1.107	1.081	1.118
Ti	0.004	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000
La	0.000	0.020	0.026	0.182	0.185	0.183
Ce	0.000	0.040	0.056	0.385	0.404	0.384
Pr	0.001	0.001	0.005	0.037	0.037	0.042
Nd	0.000	0.018	0.019	0.106	0.108	0.112
Sm	0.000	0.002	0.003	0.013	0.012	0.013
Er	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001
Gd	0.002	0.004	0.001	0.000	0.001	0.005
Dy	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Yb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Th	0.000	0.005	0.000	0.004	0.004	0.003
U	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Total kat.	7.982	7.975	7.913	7.821	7.818	7.819
Sum REE	0.004	0.085	0.111	0.727	0.748	0.739
Ps	0.322	0.313	0.291	0.345	0.330	0.339

Tab. 2: Chemické složení vybraných epidotů a allanitů ze vzorků. Tab. 2: The chemical composition of selected epidotes and allanites from samples.

těchto FI se pohybuje většinou v rozmezí 3 až 12 μm, primární mají poměrně pravidelný tvar, sekundární jsou naopak většinou nepravidelné s četnými výběžky a vyhovují pukliny v křemenu. Teplotní parametry FI zjištěné při mikrotermometrických měřeních udává tab. 3.

Hustota CO₂ fáze byla z teplot parciálních homogenizací (obr. 6a) stanovena pro měřené FI z lokality Hutisko na 0,554 až 0,940 g.cm⁻³ a pro FI z Jeleního hřbetu na 0,466 až 0,995 g.cm⁻³. Teploty tání CO₂ fáze (obr. 6b) ve FI se blíží až k bodu tání čistého CO₂ (-56,6 °C), snižování teplot tání CO₂ naznačuje přítomnost CH₄ a N₂. Salinita vodného roz-

1) trojfázové nebo dvoufázové FI se systémem CO ₂ – H ₂ O – NaCl (– CH ₄ , N ₂)							
Lokalita	Geneze	obj. CO ₂ -fáze	Th-tot	Th CO ₂ -fáze (L)	Tf CO ₂	Tm CO ₂	Tm cla
HUT	P,PS,S	~15-25 %	+295/+386	-2/+30,7	-96,0/-99,0	-57,2/-57,8	+3,6/+8,0
JH	P,PS,S	~15-40 %	+263/+456(d)	-12,3/+31,1	-93,3/-97,5	-56,8/-57,4	+1,3/+8,0
2) sekundární dvoufázové FI se systémem H ₂ O – NaCl							
Lokalita	Geneze	Fáz. složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm ice	Salinita (hm.%)
HUT	S	L+V	+105/+187	-45/-59,1	?	-2,8/-9,6	4,5/13,2
JH	S	L+V	+113/+142	-40,7/-48	?	-7,3/-7,6	10,9/11,2
3) primární nebo primárně-sekundární dvoufázové FI se systémem H ₂ O – NaCl							
Lokalita	Geneze	Fáz. složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm ice	Salinita (hm.%)
JH	P,PS (?)	L+V	+296/+334	-46	?	?	?

Tab. 3: Mikrotermometrické parametry studovaných fluidních inkluzí.
 Tab. 3: Microthermometric parameters of studied fluid inclusions.

toku FI vypočtená z teplot tání klathrátu (obr. 6c) odpovídá 3,9 až 11,2 hm. % NaCl eq. pro Hutisko a 3,9 až 14,1 hm. % NaCl eq. pro Jelení hřbet. Teplota celkové homogenizace (Th-tot) se pohybovala v rozmezí teplot +295 až +386 °C (Hutisko) a +263 až +350 °C (Jelení hřbet), většina FI však dekrepitovala před dosažením teploty celkové homogenizace v důsledku extrémního nárůstu vnitřního tlaku při zahřívání. Nejvyšší teplota dekrepitace byla naměřena na lokalitě Jelení hřbet a to +456 °C. Celkové složení fluid v FI z křemenů na lokalitě Hutisko bylo vypočteno na: H₂O: 90,3 až 94,1 mol. %, CO₂: 4,3 až 8,2 mol. %, NaCl =

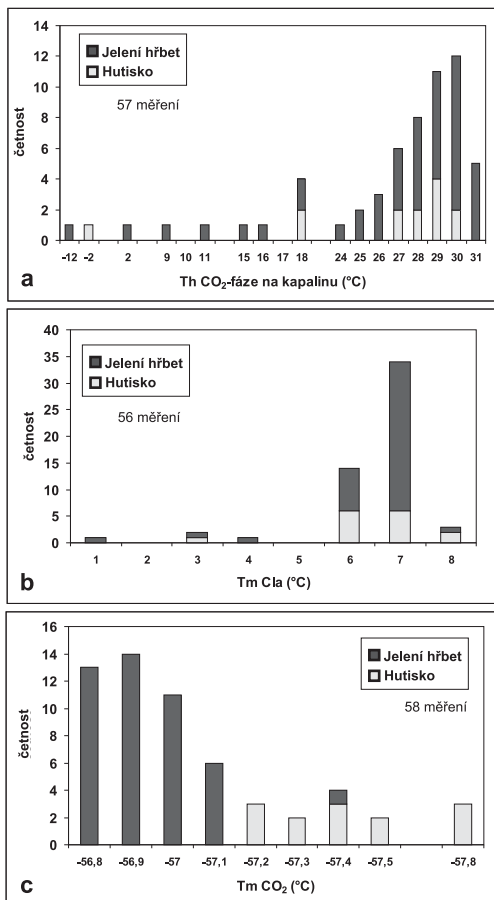
1,5 až 1,6 mol. %. Celkové složení fluid zachycených v FI z křemenů na lokalitě Jelení hřbet odpovídá cca: H₂O = 82 až 94,5 mol. %, CO₂ = 3,7 až 16,9 mol. %, NaCl = 1,1 až 1,7 mol. %.

2) sekundární dvoufázové FI (L+V) s vodným roztokem a nízkými teplotami homogenizace. Jsou spíše nepravidelných tvarů a velikostí většinou nepřesahují 8 μm, teplotu tání hydrohalitu ani teplotu eutektika se nepodařilo pro jejich malou velikost a neostrá fázová rozhraní změřit. Salinita vodného roztoku vypočítaná z 23 měření teplot tání ledu se pohybuje v rozmezí 4,5 to 13,2 hm. % NaCl ekv. v FI tohoto typu z lokality Hutisko a 10,9 až 11,2 hm. % NaCl ekv. pro FI z Jeleního hřbetu (tab. 3).

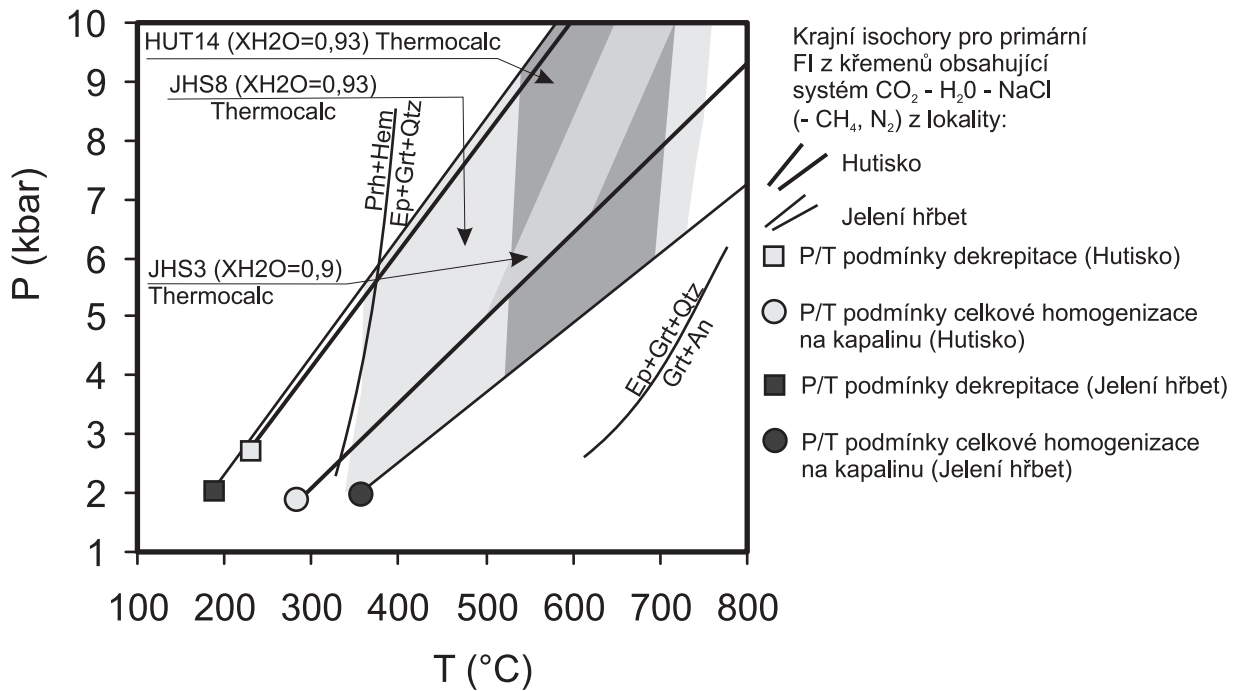
3) třetí typ se vyskytoval pouze v křemenech z lokality Jelení hřbet, jedná se o primární, nebo primárně-sekundární dvoufázové FI (L+V) s vodným roztokem a vysokými teplotami homogenizace (tab. 3), vzhledově se podobají předchozímu typu. U tohoto typu FI byly změřeny pouze teploty homogenizace.

P-T podmínky metamorfózy

Na základě předběžných výsledků strukturní analýzy lze usuzovat, že vnitřní stavby pně Čerínku vznikly čistě v magmatickém stadiu vývoje tělesa. Intruzivní kontakty jsou strmé, gravimetrické modelování dosahu plutonu odhalilo dosah plutonu minimálně okolo ~12 km (Šrámek, ústní sdělení). Magmatické foliace (přednostní orientace vyrostlic živců a slíd) mají převažující subvertikální orientaci, která je subparalelní s mírným protažením plutonu v směru ~ZSZ–VJV. Na základě aplikace metody AMS byly zjištěny magnetické stavby o nízkém stupni anizotropie a s mírně převažujícím planárním tvarem magnetického elipsoidu. Jejich orientace je ve vztahu k pozorovaným mezoskopickým stavbám a intruzivním kontaktům plutonu diskordantní, magnetické foliace nabývají subhorizontální orientace a nesou magnetické lineace ~sz.-zv. průběhu. Domníváme se, že magnetické stavby vznikaly na rozdíl od magmatických staveb (přednostní prostorová orientace živcových agregátů; magmatické foliace) v závěrečných fázích solidifikace plutonu. Jedná se pravděpodobně o slabý přetisk starších staveb za působení regionálního tektonického napětí těsně před finální solidifikací granitu. Zjištěné magnetické stavby pně Čerínku pak pravděpodobně odráží parametry regionálního napěťového pole moldanubických



Obr. 6: Histogramy parciální homogenizace CO₂ fáze (a), teplot tání klathrátu (b) a teplot tání CO₂ fáze (c).
 Fig. 6: Histogram of partial homogenisations of the CO₂ phase (a), histogram of melting temperatures of the clathrate (b) and histogram of melting temperatures of the CO₂ phase (c).



Obr. 7: P-T podmínky vzniku studovaných vzorků zjištěné na základě teplot vypočtených programem THERMOCALC a tlaky určené na základě studia fluidních inkluzí. Horní limit stability pro minerální asociace epidot ± garnát ± křemen a prehnit + hematit/ magnetit + epidot + garnát vychází z experimentálních dat Liou (1973) and Liou et al. (1983). Reakce jsou pufrovány f_{O_2} hematit-magnetit. Fig. 7: The P-T conditions of origination of studied samples, which are based on calculations of temperatures by using software THERMOCALC, pressures are destinated from the studium of fluid inclusions. Upper thermal stability limits of epidote ± garnet ± quartz and prehnite + hematite/ magnetite + epidote + garnet based on experimental data from Liou (1973) and Liou et al. (1983). Reactions with buffers f_{O_2} hematite-magnetite.

hornin závěrečných fází variských orogenních procesů (v době ~310 Ma).

Diskuze (vývoj minerální asociace granátovců)

Původní protolit granátovců se podobal recentním manganovým krustám, které vznikají v mořském prostředí tak, jak je popisuje například Fleet (1983). Protolit byl patrně tvořen směsí silikátů (chlority, jílové minerály atd.), křemene, oxidů a hydroxidů Fe a Mn s malou příměsí karbonátů a fosforečnanů. Podobný protolit (manganem bohaté exhalaty smíšené s pelitickými sedimenty) předpokládá při vzniku některých granátovců také Plimer (1984). Tato interpretace je v souladu s názorem Mückeho a Lössle (2000). Během progradních metamorfních reakcí se oxidy, hydroxidy a karbonáty Fe a Mn změnil na silikáty (chlority, minerály epidotové skupiny, granát) a oxidy (ilmenit a magnetit).

Vyšší obsahy REE ve středních částech zrn epidotu souvisí s metamorfním rozpadem monazitu. Monazit z těchto hornin popisuje (Zimák 2002), avšak ve studovaných vzorcích nalezen nebyl. Podle Winga et al. (2003) platí při progradní metamorfóze pelitů z facie zelených břidlic do amfibolitové tato sukcese: detritický monazit – metamorfní allanit – metamorfní monazit. Allanit vzniklý rozpadem monazitu je stabilní do teplot kolem 525 °C, kdy se opět rozpadá na monazit (Smith a Barreiro 1990). Apatity během vzniku allanitu váže přebytečný fosfor. Některé z možných reakcí produkujících allanit uvádí Wing et al. (2003): monazit + muskovit + ankerit + siderit + křemen + H₂O = allanit + biotit + apatit + CO₂ nebo monazit +

chlorit + kalcit + křemen = allanit + apatit + H₂O + CO₂. Ve studovaných horninách zůstal allanit uzavřen uvnitř epidotů, nebo granátů a proto nevznikal metamorfní monazit.

Obsahy Mn v epidotu, který je v rovnováze s matrix horniny, jsou 0,05–0,11 apfu. V inkluzích epidotu uvnitř granátů jsou obsahy Mn ve srovnání s epidotem v matrix poněkud vyšší (0,08–0,12 apfu). Granát vznikl na úkor epidotu s vysokým obsahem Mn (Mn³⁺, Mn²⁺). V granátu převažují hlavně komponenty Alm a Sps. Granát vykazuje nepravidelnou, místy oscilační zonálnost, která je však většinou charakterizována poklesem obsahu Sps směrem k okrajům. To naznačuje, že během růstu probíhaly reakce konzumující přednostně manganem bohatý epidot (Keskinen – Liou 1987, Liou 1973).

Složení fluidní fáze během vrcholu metamorfózy bylo ovlivněno množstvím karbonátu v primárním protolitu a u studovaných vzorků kolísalo v rozmezí XH₂O = 0,90–0,93. Tyto údaje vychází ze studia primárních fluidních inkluzí uzavřených v křemeni. Teploty celkové homogenizace primárních fluidních inkluzí s CO₂ v křemeni pro vzorky z lokalit Hutisko a Jelení hřbet se pohybují v rozmezí 260 až 390 °C. Tyto teploty jsou však nejnižší možné, protože jsou zjištěny pro tlak na zemském povrchu. Avšak FI vznikaly za vyšších tlaků a tedy i za poněkud vyšších teplot. Pokud konfrontujeme teploty zjištěné z FI s teplotami zjištěnými výpočtem z minerální asociace hornin (kolem 540 až 600 °C) můžeme odhadnout minimální tlak vzniku minerální asociace během vrcholu metamorfózy na hodnotu kolem 3 kbar. Tato hodnota byla zjištěna na základě protnutí izochor vypočtených z primár-

ních fluidních inkluzí a průměrných teplot vypočtených z minerální asociace studovaných vzorků (obr. 7). Odhad ovšem vychází z předpokladu, že FI v křemenu vznikaly současně s růstem granátu. Vrcholné podmínky vzniku minerálních asociací studovaných granátovců (550 až 600 °C a za tlaků vyšších než 3 kbary) můžeme spojovat s prevariskou fází vývoje desenské jednotky. Okraje některých zrn granátů jsou oproti středům obohaceny o Fe a Mn a naopak ochuzeny o Mg a Ca, což patrně souvisí s metamorfními reakcemi, které následovaly až po vrcholu prevariské metamorfózy.

Po metamorfóze v amfibolitové facii následovala variská retrogradní metamorfóza, při níž vznikl chlorit na úkor biotitu. Během této fáze mohlo docházet lokálně k deformaci a rekrytalizaci studovaných hornin. Studované vzorky byly touto deformací postiženy jen slabě. Fluidní inkluze (typ dva) s vodným roztokem a nízkými homogenizačními teplotami lze spojovat s pozdně metamorfní až post-metamorfní migrací fluid.

Studované inkluze patrně mapují jen malou část metamorfního vývoje granátovců a mnohé informace není možné přesně dešifrovat. Tuto skutečnost dokazuje přítomnost inkluzí třetího typu ve vzorku na lokalitě Jelení hřbet. Jejich význam pro vývoj studované horniny se nepodařilo přesně interpretovat. Nejasné také zůstává postavení sekundárních inkluzí prvního typu. Jejich vznik může souviset s deformací studovaných vzorků během vrcholu prevariské metamorfózy.

Závěry

Granátovce často vytvářejí až několik cm mocné polohy ve zrudnění páskovaných křemen-magnetitových rud, které jsou součástí desenského krystalinika. Jejich minerální složení je na všech studovaných lokalitách podobné. Granáty jsou chemicky relativně homogenní a vykazují převahu almandinové nebo spessartinové komponenty ($\text{Alm}_{22-44}\text{Prp}_{4-15}\text{Sps}_{31-51}\text{Grs}_{1-23}\text{Adr}_{1-7}$). Minerály epidotové skupiny můžeme většinou klasifikovat jako epidoty s obsahem 26–34% pistacitové komponenty. Ve střední části některých zrn přechází do allanitů. Dále je přítomen biotit s převahou flogopitové komponenty, manganem bohatý

ilmenit (33–34% pyrofanitové složky), magnetit a křemen. Jako sekundární minerál se běžně vyskytuje chlorit.

FI studované v křemenech z poloh granátovců byly rozděleny na tři skupiny podle chemického složení a teplot homogenizace:

1. trojfázové nebo vzácněji dvoufázové obsahující systém $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} (-\text{CH}_4, \text{N}_2)$;
2. sekundární dvoufázové FI s nízkou salinitou a nízkými teplotami homogenizace;
3. primární, nebo primárně-sekundární dvoufázové FI s nízkou salinitou a vysokými teplotami homogenizace.

Společně s okolními horninami prošly granátovce metamorfózou v amfibolitové facii a později byly postiženy metamorfózou ve facii zelených břidlic. Progradní metamorfní reakce naznačuje složení minerálních inkluzí uvnitř granátů. Granát uzavírá inkluze minerálů epidotové skupiny s vyššími obsahy REE a Mn. Během progradního vývoje vznikaly z manganem a železem bohatého protolitu epidoty s vysokými obsahy manganu a lokálně také REE. Teploty vrcholné fáze metamorfózy se pohybovaly kolem 540 až 600 °C a tlaky byly vyšší než 3 kbar. Během této metamorfní fáze vznikaly spessartinem bohaté granáty v důsledku metamorfních reakcí konzumujících minerály epidotové skupiny. Složení metamorfních fluid zjištěné z fluidních inkluzí uvnitř křemene indikuje vysokou aktivitu vody během vrcholu metamorfózy. Metamorfní fluida měla složení $\text{H}_2\text{O} = 82$ až 95 mol. %, $\text{CO}_2 = 4$ až 17 mol. %, $\text{NaCl} = 1$ až 2 mol. %. Během retrogradní fáze metamorfózy vznikal chlorit a lokálně mohlo docházet k deformaci a rekrytalizaci těchto hornin. Během závěrečných fází metamorfního vývoje hornina koexistovala s nízkoteplotními vodnými roztoky.

Poděkování

Autoři děkují S. Houzarovi a M. Slobodníkovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou grantu FRVŠ č. 2150 a projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika“ a záměru MK 00009482601. Velké poděkování patří také doc. Jiřímu Zimákovi za zapůjčení vzorků.

Literatura

- Bhattacharya, A. – Mohanty, L. – Maji, A. – Sen, S. K. – Raith, M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite–annite-binary: constraints from experimental data on Mg–Fe partitioning and a reformulation of the biotite–garnet geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 111 1, pp. 87–93.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683–684.
- Bowers, T. S., Helgeson, H. C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H₂O–CO₂–NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247–1275.
- Brown, Ph.E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). – Second biennial Pan-American conference on research on fluid inclusions, program with abstracts: 14.
- Buriánek, D., Otava, J. (2007): Tři geneticky rozdílné typy granátovců z hlinské zóny a poličského krystalinika. *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae* 92, 143–150.
- Fleet, A. J. (1983): Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposits: do they form a continuum? The rare earth elements evidence. – In: Rona, P. A. – Boström, K. – Laubier, L. – Smith, K. L. (eds.): *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*, Plenum Press, New York, pp 535–555.
- Fojt, B. (2002): Páskované železné rudy v desenských rulách silezika: přehled názorů na jejich vznik; současný stav poznatků. – Sborník „Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002“, 17–24. Vydavatelství UP Olomouc.
- Grygar, R. – Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (North-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. – *Journ. Czech Geol. Soc.*, 40: 65–90. Praha.
- Cháb, J. – Fediuková, E. – Fišera, M. – Novotný, P. – Opletal, M. (1990): Variská orogeneze v sileziku. – *Sbor. geol. Věd. Lož. geol. Mineral.*, 29: 9–39.
- Keskinen, M – Liou, J. G. (1987): Stability relations of manganese-iron-aluminum piemontite. – *J Metamorphic Geol* 5: 495–507.
- Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). – *Jb. Geol. Reichsanst.*, 61, 53–179. Wien.
- Kröner, A. – Štípská, P. – Schulmann, K. – Jaeckel, P. (2000): Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – In: Franke, W. – Haak, V. – Oncken, O. – Tanner, D. (eds): *Orogenetic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society, London. Special Publications, 179: 175–197.
- Liou, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₃FeSi₃O₁₂(OH). *J Petrol* 14:381–413.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2000): Polymorfně přepracované, páskované a silicifikované magnetitové rudy v desenských rulách (silesikum, Česká republika). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 85, 47–80. Brno.
- Mücke, A. – Losos, Z. (2007): The magnetite mineralizations of the Desná Group in the Silesicum, Czech Republic: petrographic, mineralogical, and geochemical studies and their genetic implications. – *Journal of Geosciences*, 52 (2007), 227–270.
- Petrík, I. – Broska, I. – Lipka, J. – Šiman, P. (1995) Granitoid Allanite – (Ce) Substitution Relations, Redox Conditions and REE Distributions (on an Example of I-Type Granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica* 46: 79–94
- Plimer, I. R. (1984): The mineralogical history of the Broken Hill lode, N.S.W. *Australian Journal of Earth Sciences* 31, 379–402.
- Pouba, Z. (1951): Zpráva o výzkumu železných rud v jádru desenské klenby. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 27, 227–231. Praha.
- Pouba, Z. (1970): Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná Dome. – *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol.*, 12, 7–64. Praha.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. *Rev. Mineral.*, 12, 1–644.
- Sellner, F. (1930): Die Magnetitlagerstätten der tschecho-slowakischen Republik. III. Die Vorkommen im Altwatergebirge. A) Mönchenschächte bei Winkelsdorf. – *Z. prakt. Geol.*, 38, 7, 97–104. Berlin.
- Shepherd, T. J. – Rankin, A. H. – Alderton, D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie. Glasgow and London.
- Wing, B. – Ferry, J. M. – Harrison, T. M. (2003): Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 145 (2003), pp. 228–250.
- Zhang, Y. G. – Frantz, J. D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. – *Chem. Geol.*, 64, 335–350.
- Zimák, J. – Fojt, B. (2002): Vernířovice – Zadní Hutisko. Železné rudy typu BIF v desenských rulách. – In: Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Novák, M. – Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z. – Prinžová, E. – Skácel, J.: *Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku*, 61–65. Vydavatelství UP Olomouc.
- Zimák, J. (2002): Vernířovice – Jelení hřbet. Železné rudy typu BIF v desenských rulách. – In: Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Novák, M. – Vávra, V. – Kopa, D. – Losos, Z. – Prinžová, E. – Skácel, J.: *Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách na Sobotínsku*, 66–69. Vydavatelství UP Olomouc.

ZPRÁVA O VÝZKUMU SN-BOHATÉ MINERÁLNÍ ASOCIACE S AS-VESUVIANEM V NEDVĚDICKÉM MRAMORU U KOZLOVA NA ZÁPADNÍ MORAVĚ, SVRATECKÉ KRYSTALINIKUM

Sn-rich, As-vesuvianite bearing mineral assemblage from Nedvědice Marble at Kozlov, West Moravia, Svatka Crystalline Complex (A preliminary report)

Vladimír Hrazdil¹, Stanislav Houzar¹, Radek Škoda²

¹Mineralogicko-petrografické odd. Moravského zemského muzea, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: vhrazdil@mzm.cz

²Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37; e-mail: rskoda@sci.muni.cz

(Bystřice nad Pernštejnem 24–13)

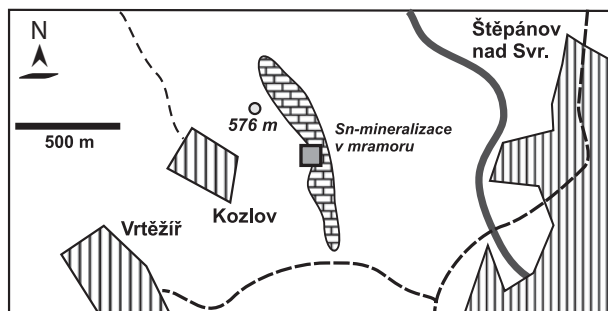
Key words: malayaite, andradite, vesuvianite, fluorapatite, electron microprobe analyses, tin, arsenic, Nedvědice Marble, Svatka Crystalline Complex

Abstract

Insignificant skarn-like rock was discovered in Nedvědice marble near Kozlov (near Štěpánov nad Svatkou, Svatka Crystalline Complex). It contains distinctive Sn-, As- rich mineral assemblage comprising largely green Sn-bearing andradite with sporadic grossularite relics, As-bearing vesuvianite, malayaite and also As-bearing fluorapatite, nordenskiöldine and cassiterite as accessories. Two main stages of development of the mineral assemblage were distinguished. The first, relatively HT stages, producing tin-bearing andradite (1.2–2.4 wt. % SnO₂), malayaite and arsenic-bearing vesuvianite (≤ 1.97 wt. % As₂O₃). In the retrograde alteration stage stokesite, „hydrocassiterite“ and unidentified Ca-Fe-arsenates replaced of minerals of the first stage. Primary iron-rich assemblage crystallised under oxidic conditions especially enriched in Sn, As and B, highly various in Si activity and CO₂ fugacity.

Úvod

V mramorech nedvědickeho typu se lokálně vyskytuje Sn-mineralizace zahrnující malayaite, Sn-granát a blíže neurčené sekundární Sn-fáze (Hrazdil et al. 2005, Houzar et al. 2006). Nově studovaným výskytem je menší výchoz u Kozlova (nedaleko Štěpánova nad Svatkou) v zářezu cesty nad opuštěnými zanikajícími kamenolomy při okraji lesa asi 500 m v. od obce („Na bídách“). V nedokonalém odkryvu vystupují příkře uložené, silně tektonicky porušené hematitizované mramory. V západní části odkryvu se v mramorech vyskytují drobné polohy vesuvian-andraditových skarnů s Sn-mineralizací a podřízeně i mramory s modrým kalcitem o mocnosti do 10 cm; v nadloží jsou hrubě lepidoblastické svory. GPS souřadnice lokality jsou 49°30'17"N; 16°19'21"E (obr. 1).



Obr. 1: Topografická situace studované Sn-mineralizace v mramoru (čtverec).

Fig. 1: Topographical situation of studied Sn-mineralization in marble (square).

Geologická situace

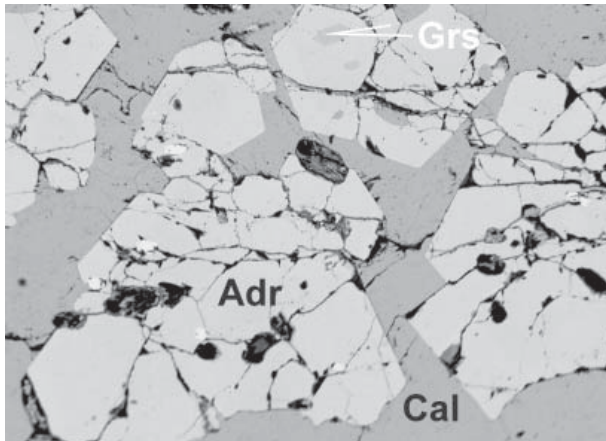
Nedvědicke mramory tvoří úzký pruh podél východního a jihovýchodního okraje svrateckého krystalinika. Jednotlivá, silně protáhlá tělesa kalcitických mramorů o délce až 150 m a mocnosti ≤ 40 m, která obsahují silně budinované polohy vápenatosilikátových hornin, lokálně s akcesorickým podílem Sn-minerálů (Hrazdil et al. 2005), jsou součástí sekvence muskoviticko-biotitických metapelitů (rul a svorů) a migmatitů, proniknutých předvariskými granity (Schulmann et al. 2005). Minerální asociace jsou produktem komplikované multifázové metamorfózy. Rané stadium zahrnuje izochemickou regionální metamorfózu amfibolitové facie, v mramorech s reliktní rovnovážnou asociací Dol+Tr ($T < 750$ °C; $P \sim 600$ MPa). Další fáze souvisí s intruzí peraluminických granitů, resp. s infiltrací doprovodných fluid bohatých H₂O, F a lokálně též B, K a Na, do mramorů. Fluida reagovala s mramory, diopsidovými rulami a rohovci za vzniku skarnoidů a skarnů, s asociací Wo+Ves, Grs+Kfs, stabilní při $X_{\text{CO}_2} < 0,2$. Dále se uplatnil klinozoisit, K-živec, fluorit, zirkon a místy i Cu-Sn-As-Sb-Bi akcesorické minerály. Postskarnovou mineralizaci (zčásti puklinovou) reprezentuje ferroaxinit, dravit-uvit, zčásti K-živec a mladší generace vesuvianu. Projevy následné metamorfní fáze souvisejí s metamorfózou v duktilním režimu a jsou patrné po celé délce nedvědicke mramorů v zóně dlouhé až 50 km při mocnosti jen několik desítek metrů. V podmínkách $T < 450$ °C při 200 MPa, resp. < 650 °C při 500 MPa vznikl typický modrý mramor s rovnovážnou asociací Ves+Wo, pro nedvědicke mramory specifickou a vyžadující vysokou aktivitu H₂O ($X_{\text{CO}_2} < 0,05$). Závěrečnou retrográdní fázi reprezentuje např. pektolit na trhlinách mramorů (Novák 1995, Houzar et al. 2006).

Metodika

Původní identifikace většiny uváděných minerálů byla provedena na elektronové mikroskopii Cameca SX-100 na pracovišti elektronové mikroanalýzy Štátného geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislavě (operátoři I. Holický, V. Kollárová). Bližší podmínky jsou uvedeny v práci Houzara et al. (2006). Podrobněji byla celá asociace studována na analogickém přístroji v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, společném pracovišti Masarykovy univerzity a České geologické služby, Brno, operátoři R. Škoda a P. Gadas, za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr svazku 2 μm, proud 10–20 nA a načítací čas byl pro hlavní prvky 10 s a pro vedlejší a stopové 20 s respektive 40 s. Byly použity následující standardy a Kα linie: kovový Sn (Sn), zirkon (Zr), Ca-Th(PO₄)₂ (Th), InAs (As), sanidin (Al, K, Si), almandin (Fe), andradit (Ca), MgAl₂O₄ (Mg), spessartin (Mn), albit (Na), hornblend (Ti), baryt (Ba), SrSO₄ (Sr), gahnit (Zn), CeAl₂ (Ce), NdF₃ (Nd), PrF₃ (Pr), fluorapatit (P), vanadinit (Cl) a topaz (F). Naměřená data byla korigována automatickou korekcí PAP (Pouchou – Pichoir 1985). Zkratky minerálů jsou uvedeny podle doporučení Kretze (1983); hodnota apfu = počet atomů na vzorcovou jednotku.

Charakteristika minerálů

Zjištěná skarnová minerální asociace je reprezentována zrnitými, až 20 cm velkými agregáty zeleně zbarvených silikátů v mramoru. Vedle kalcitu je tvořena převážně andraditem a vesuvianem, podíl dalších minerálů (malayait, As-apatit, ojediněle nordenskiöldin a kasiterit) je pouze akcesorický (obr. 2).



Obr. 2: Andraditový skarn z Kozlova; Cal – kalcit, Adr - Sn-andradit, Grs – reliky grossularu, černě – alterovaný As-vesuvian, odražené elektrony.

Fig. 2: Andradite skarn at Kozlov; Cal – calcite, Adr – Sn-bearing andradite, Grs – relics of grossularite, black – altered As-vesuvianite, BSE.

Sn-andradit je trávově zelený a tvoří středně zrnité agregáty společně s vesuvianem. Je relativně bohatý Sn (1,2–2,4 hm. % SnO₂; 0,038–0,081 apfu Sn) a je jeho hlavním nositelem v hornině. Mikroskopicky tvoří zelená izotropní subhedrálně omezená zrna, místy skvrnitě zbarvená, někdy uzavírající nebo obrůstající bezbarvý grossular (bez Sn!), od andraditu rozlišitelný slabou hnědozelenou kato-

doluminiscencí. Vedle andraditové komponenty (85–90 %) je druhou hlavní složkou grossular (~10–13 %). Nízký je obsah Mg (0,033–0,059 apfu), Ti (0,015–0,034 apfu), Mn (0,006–0,012 apfu) a hlavně F (≤ 0,016 apfu), Na (≤ 0,008 apfu), Fe²⁺ (≤ 0,005 apfu), As (≤ 0,004 apfu) a P (≤ 0,003 apfu) (tab. 1).

	Sn-andradit					grossular	
SiO ₂	34,99	35,73	35,38	35,68	35,88	38,89	38,66
TiO ₂	0,23	0,28	0,27	0,29	0,28	0,11	0,15
SnO ₂	1,71	0,88	0,77	1,61	1,16	0,03	0,17
Al ₂ O ₃	2,84	2,67	2,67	2,36	2,68	20,51	19,32
As ₂ O ₃	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	b.d.
Fe ₂ O ₃	25,81	26,41	26,19	26,19	26,33	3,27	4,10
MnO	0,17	0,11	0,15	0,11	0,11	0,24	0,26
MgO	0,38	0,28	0,30	0,44	0,27	0,08	0,10
CaO	33,86	33,44	33,89	33,96	33,89	37,35	36,64
Na ₂ O	b.d.	0,01	b.d.	0,01	b.d.	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	b.d.
F	0,02	0,03	0,04	0,06	0,04	0,29	0,22
O=F	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03	-0,02	-0,12	-0,09
Celkem	100,07	99,95	99,71	100,77	100,70	100,71	99,55

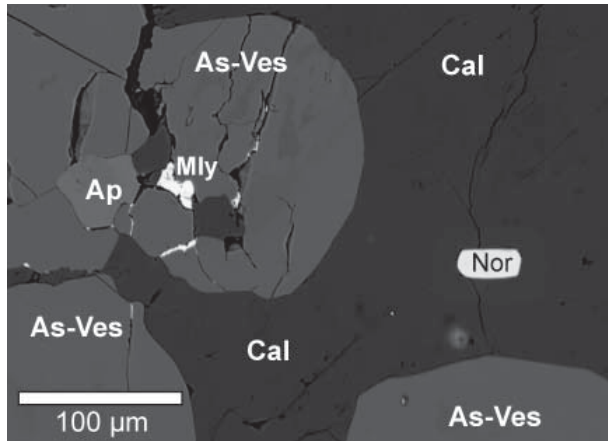
Si ⁴⁺	2,937	2,985	2,967	2,970	2,979	2,939	2,965
Ti ⁴⁺	0,015	0,018	0,017	0,018	0,017	0,006	0,009
Sn ⁴⁺	0,057	0,029	0,026	0,053	0,038	0,001	0,005
Al ³⁺	0,281	0,263	0,264	0,231	0,262	1,827	1,746
As ³⁺	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	-
Fe ³⁺ *	1,630	1,660	1,653	1,641	1,645	0,186	0,237
Mn ²⁺	0,012	0,008	0,011	0,008	0,008	0,015	0,017
Mg ²⁺	0,048	0,035	0,038	0,055	0,033	0,009	0,011
Ca ²⁺	3,045	2,993	3,045	3,028	3,015	3,024	3,011
Na ⁺	-	0,002	-	0,002	-	0,003	0,001
P ⁵⁺	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	-
F	0,005	0,008	0,011	0,016	0,011	0,069	0,053
O ₂	11,995	11,992	11,989	11,984	11,989	11,931	11,947
CATSUM	8,029	8,000	8,024	8,010	8,003	8,012	8,004
ANSUM	12	12	12	12	12	12	12

* Vypočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry

Tab. 1: Reprezentativní analýzy Sn-andraditu a reliktního grossularu d. b. – pod mezí stanovení.

Tab. 1: Representative analyses of Sn-bearing andradite and of grossularite relics b. d. – below detection limit.

As-vesuvian tvoří světlejší žlutavě zelená izometrická zrna srůstající s Sn-andraditem, As-fluorapatitem a malayaitem (obr. 3). Od ostatních vesuvianů nedvědických mramorů se odlišuje svým chemickým složením (srov. Houzara et al. 2006). Má zejména nízký, proti nim zhruba poloviční, obsah Al (7,29–10,66 hm. % Al₂O₃; 4,360–6,239 apfu Al) a F (1,02–1,20 hm. %; 1,630–1,902 apfu). Obsah Fe je relativně vyšší (10,55–12,63 hm. % Fe₂O₃; 4,008–4,745 apfu Fe^{3+_{tot}}), při Fe > Mg. Obsah Ti je průměrný, spíše nižší (0,15–0,47 hm. % TiO₂; 0,057 – 0,178 apfu Ti). Má rovněž malý podíl Sn (0,04–0,24 hm. % SnO₂; 0,008–0,049 apfu Sn), Zn (≤ 0,061 apfu Zn), Ba (≤ 0,020 apfu Ba), Na (≤ 0,127 apfu Na) a je mírně deficitní Si⁴⁺ < 18 apfu (tab. 2). Pozoruhodný je relativně vysoký obsah arzenu (0,54–2,07 hm. %; As₂O₃; 0,163–0,554 apfu As). Původní analýzy hojného „Si, Al-deficitního hydroandraditu či vesuvianu“ z Kozlova



Obr. 3: Minerální asociace skarnu z Kozlova; Cal – kalcit, Mly – malayaite, Ap – As-fluorapatit, As-Ves – vesuvian obsahující As, Nor – nordenskiöldin, odražené elektrony.

Fig. 3: Mineral assemblage of skarn at Kozlov; Cal – calcite, Mly – malayaite, Ap – As-bearing fluorapatite, As-Ves – As-bearing vesuvianite, Nor – nordenskiöldine, BSE.

	As-vesuvian							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33,95	33,36	34,17	33,85	35,66	34,36	34,62	34,44
TiO ₂	0,39	0,25	0,32	0,25	0,05	0,39	0,36	0,42
SnO ₂	0,30	0,12	0,04	0,06	0,02	0,13	0,16	0,17
Al ₂ O ₃	8,30	9,22	8,53	8,71	10,66	8,21	7,90	8,12
Fe ₂ O ₃	11,32	11,67	11,64	11,64	7,49	11,75	12,63	11,28
As ₂ O ₅	1,18	1,97	1,81	1,70	0,54	1,93	1,97	1,85
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	b.d.	b.d.	0,05
MnO	0,25	0,16	0,11	0,13	0,26	0,22	0,21	0,22
MgO	5,01	4,42	4,29	4,83	4,86	4,64	4,71	4,73
CaO	35,90	34,97	35,36	35,14	35,96	35,23	35,38	35,63
ZnO	0,15	0,08	0,11	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
BaO	b.d.	b.d.	0,03	0,01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Na ₂ O	b.d.	0,04	0,13	b.d.	b.d.	b.d.	0,04	b.d.
F	1,07	1,09	1,02	1,11	1,36	1,17	1,05	1,14
H ₂ O *	2,48	2,44	2,48	2,44	2,37	2,42	2,50	2,44
O=F	-0,45	-0,46	-0,43	-0,47	-0,57	-0,49	-0,44	-0,48
Celkem	99,9	99,37	99,67	99,47	99,34	99,96	101,09	100,01

Si ⁴⁺	17,047	16,910	17,265	17,097	17,710	17,311	17,284	17,313
As ⁵⁺	0,310	0,522	0,478	0,449	0,163	0,591	0,597	0,565
P ⁵⁺	0,021	0,017	0,026	0,021	0,021	-	-	0,021
Ti ⁴⁺	0,147	0,095	0,122	0,095	0,187	0,148	0,135	0,159
Sn ⁴⁺	0,060	0,024	0,008	0,012	0,040	0,026	0,032	0,034
Al ³⁺	4,912	5,508	5,080	5,185	6,239	4,875	4,648	4,811
Fe ^{3+tot}	4,277	4,452	4,426	4,424	2,799	4,455	4,745	4,267
Mn ²⁺	0,106	0,069	0,047	0,056	0,109	0,094	0,089	0,094
Mg ²⁺	3,750	3,340	3,231	3,637	3,598	3,485	3,506	3,545
Zn ²⁺	0,056	0,030	0,041	0,007	-	-	-	-
Ba ²⁺	-	-	0,006	0,002	-	-	-	-
Ca ²⁺	19,314	18,993	19,143	19,016	19,134	19,017	18,925	19,191
Na ⁺	-	0,039	0,127	-	-	-	0,039	-
F ⁻	1,699	1,747	1,630	1,773	2,136	1,864	1,658	1,813
H ⁺	8,301	8,253	8,370	8,227	7,864	8,136	8,342	8,187
O ²⁻	75,646	76,052	76,21	75,94	75,432	75,58	75,769	75,547
CATSUM	50	50	50	50	50	50	50	50
AN SUM	77,345	77,799	77,840	77,713	77,568	77,445	77,427	77,360

* Vypočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry

Tab. 2: Reprezentativní analýzy As-vesuvianu.

Tab. 2: Representative analyses of As-bearing vesuvianite.

neodpovídaly po přepočtech žádnému známému minerálu a teprve podrobnějším studiem na mikrosondě byl zjištěn překvapivý zvýšený obsah As, který ve vesuvianu nebyl donedávna téměř vůbec uváděn (srov. Groat et al. 1992, Gnos – Armbruster 2006). Menší podíl As ve vesuvianech ($\leq 0,59$ hm. %; $\leq 0,166$ apfu As) je dosud zmiňován pouze z lokality Hemlo, Kanada, kde je obsažen ve vesuvianu extrémně bohatém antimonem (11,29–21,21 hm. % Sb₂O₃). Předpokládá se, že As substituuje Si (Pan – Fleet 1992).

Malayaite představuje typický akcesorický minerál některých skarnoidů uložených v nedvědkých mramorech (Nedvědice-Jedlová, Nedvědice Obecní lom) a zdejší výskyty představují jedny z mála lokalit malayaite v Evropě. Na studované lokalitě je malayaite vedle Sn-andraditu dalším významným nositelem Sn. Tvoří subhedrálně až anhedrálně omezená protáhlá zrna velikosti $\leq 0,5$ mm v asociaci se silikáty a kalcitem, s modrošedou katodoluminiscencí. V BSE je patrná komplikovaná zonálnost, avšak všechny zóny jsou často chemicky blízké teoretickému složení CaSnO(SiO₄), kde Ti, Al a F jsou na hranici detekce (tab. 3).

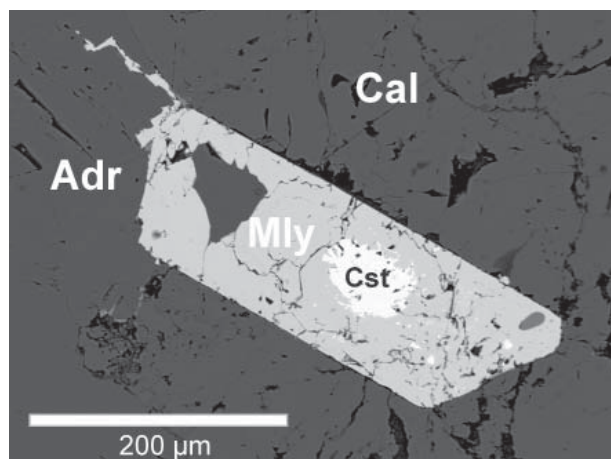
	malayaite					stokesit	
	1	2	3	4	5	6	7
SnO ₂	54,58	55,78	54,81	54,50	56,27	SiO ²	42,40 41,95
SiO ₂	22,24	21,90	22,15	22,26	22,03	SnO ²	34,99 34,03
TiO ₂	0,04	0,04	b.d.	b.d.	b.d.	CaO	13,37 12,57
Al ₂ O ₃	0,22	b.d.	b.d.	b.d.	0,11	FeO	0,36 0,17
FeO	0,78	0,01	b.d.	0,02	0,40	H ₂ O *	8,48 8,39
MnO	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	0,03	Celkem	99,62 97,16
MgO	0,09	0,03	0,02	0,02	0,06		
CaO	21,45	21,58	21,01	21,40	20,90	Si ⁴⁺	3 3
Celkem	99,42	99,34	97,99	98,20	99,80	Sn ⁴⁺	0,987 0,97
						Ca ²⁺	1,014 0,963
						Fe ²⁺	0,021 0,010
						H ⁺	4 4
						CATSUM	5,024 4,948
						O	11,012 10,920
Sn ⁴⁺	0,967	0,997	0,988	0,978	1,002		
Si ⁴⁺	0,988	0,981	1,002	1,002	0,984		
Ti ⁴⁺	0,001	0,001	-	-	-		
Al ³⁺	0,012	-	-	-	0,006		
Fe ²⁺	0,029	-	-	0,001	0,015		
Mn ²⁺	0,001	-	-	-	0,001		
Mg ²⁺	0,006	0,002	0,001	0,001	0,004		
Ca ²⁺	1,021	1,036	1,018	1,032	1,000		
CATSUM	3,025	3,017	3,009	3,014	3,012		

* Vypočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry

Tab. 3: Reprezentativní analýzy malayaite a stokesitu.

Tab. 3: Representative analyses of malayaite and stokesite.

Mimo vlastní Sn-asociaci, avšak v rámci 1 výbrusu (!), se v asociaci s diopsidem, živci a klnozoisitem vyskytl i Sn-titanit (3,09–9,27 hm. % SnO₂; 0,039–0,122 apfu Sn), zároveň bohatý Al (3,79–6,24 hm. % Al₂O₃; 0,147–0,232 apfu Al) a F (1,11–2,00 hm. %; 0,116–0,200 apfu). Potvrzuje se tu antagonismus mezi vstupem Ti (Al, F) vs Sn, do struktury minerálů řady titanit-malayaite, kdy do malayaite na rozdíl od titanitu nevstupuje v jinak shodných PTX podmínkách téměř žádný Al a F (Aleksandrov – Troneva 2007). Ojedinelé jsou v malayaite a kalcitu inkluze (relikty?) **kasiteritu** (obr. 4), jevíciho výraznou světle hnědou katodoluminiscencí. Naopak je při okrajích zrn malayaite často zatlačován drobnými agregáty „hydrokasiteritu“.



Obr. 4: Euhedrání krystal malayaitu s inkluzí reliktního (?) kasiteritu, Kozlov; Mly – malayaite, Cst – kasiterit, Adr – Sn-andradit, Cal – kalcit.

Fig. 4: Euhedral crystal of malayaite contains relic (?) cassiterite inclusion, Kozlov; Mly – malayaite, Cst – cassiterite, Adr – Sn-bearing andradite, Cal – calcite.

	As-apatit					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,18	0,37	0,12	0,34	0,31	0,30
SO ₃	0,05	0,15	0,01	0,13	0,11	0,09
P ₂ O ₅	34,15	32,14	34,24	33,4	35,27	35,44
As ₂ O ₅	9,19	12,24	8,87	9,15	6,26	5,30
FeO	0,16	0,06	0,14	0,31	0,19	0,03
MnO	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	b.d.
SrO	0,09	0,07	0,04	0,07	0,08	0,05
CaO	54,08	53,25	53,53	53,58	54,73	55,06
Pr ₂ O ₃	b.d.	0,02	b.d.	0,03	0,04	b.d.
Na ₂ O	0,05	0,03	0,01	0,01	b.d.	0,02
F	2,65	3,33	2,82	3,01	3,29	3,30
Cl	b.d.	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	0,04
H ₂ O *	0,49	0,13	0,39	0,30	0,20	0,20
O=F	-1,12	-1,4	-1,19	-1,27	-1,39	-1,39
O=Cl	0	0	0	0	0	-0,01
Celkem	99,98	100,45	99,01	99,08	99,12	98,43

Si ⁴⁺	0,015	0,032	0,010	0,029	0,026	0,025
S ⁶⁺	0,003	0,01	0,001	0,008	0,007	0,006
P ⁵⁺	2,482	2,377	2,519	2,449	2,536	2,539
As ⁵⁺	0,413	0,559	0,403	0,414	0,278	0,234
Fe ²⁺	0,011	0,004	0,010	0,022	0,013	0,002
Mn ²⁺	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	-
Sr ²⁺	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,002
Ca ²⁺	4,975	4,984	4,984	4,972	4,981	4,992
Pr ³⁺	-	0,001	-	0,001	0,001	-
Na ⁺	0,008	0,005	0,002	0,002	-	0,003
F ⁻	0,720	0,920	0,775	0,824	0,884	0,883
Cl ⁻	-	0,003	-	-	-	0,006
H ⁺	0,280	0,077	0,225	0,176	0,116	0,111
O ²⁻	12,054	12,010	12,052	11,918	11,728	11,611
CATSUM	7,914	7,979	7,933	7,902	7,849	7,805
ANSUM	12,774	12,933	12,827	12,743	12,612	12,500

* Vypočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry

Tab. 4: Reprezentativní analýzy As-fluorapatitu.

Tab. 4: Representative analyses of As-bearing fluorapatite.

As-fluorapatit je vedle malayaitu nejvýznamnějším akcesorickým minerálem studované asociace, v níž tvoří izometrická zrna velikosti ≤ 0,8 mm v kalcitu i srůstající se silikáty. Vyznačuje se zvýšeným podílem arzenu (3,91–12,24 hm. % As₂O₅; 0,176–0,559 apfu As) a vysokým obsahem F (2,82–3,82; 0,775–1,000 apfu F). Arzen zastupuje ve struktuře fluorapatitu P⁵⁺; dále se v aniontové části vzorce uplatňuje nepatrně Si⁴⁺ (≤ 0,034 apfu) a S⁶⁺ (≤ 0,012 apfu). Obsah dalších analyzovaných prvků (REE, Mn, Fe, Sr, Cl) leží mírně nad hranicí detekce (tab. 4). Podobné obsahy As v apatitech jsou relativně vzácné, vázané převážně jen na specifické minerální asociace hornin bohatých manganem (např. Perseil et al. 2000), i když byly popsány i samostatné arzenové analogony apatitu svabit (s převahou F), johnbaumit (s převahou OH) a turneaureit (s převahou Cl).

Nordenskiöldin tvoří euhedrání, někdy mírně zaoblené inkluze velikosti 3–10 μm v kalcitu, hojněji při kontaktu budin skarnu s mramorem. Ojedinele byl nalezen na hranici zrn kalcitu a As-vesuvianu (Houzar – Hrazdil, v tisku). Chemické složení nordenskiöldinu je poměrně jednoduché. Vedle Sn (0,990–1,013 apfu) a Ca (0,944–1,000 apfu) jako podstatných složek obsahuje jen nepatrně Mg (0,002–0,007 apfu), Fe²⁺ (≤ 0,005 apfu), Mn (≤ 0,003 apfu) a Si (≤ 0,006 apfu). Obsah dalších analyzovaných prvků jako Al, Na, K, Ti, Zn, P, F a Cl leží na hranici a pod hranicí detekce (tab. 5).

	1	2	3	4
SiO ₂	0,06	0,04	0,13	0,05
SnO ₂	55,28	54,59	54,67	55,66
FeO	0,03	0,04	0,12	0,11
MnO	b.d.	0,04	0,02	b.d.
MgO	0,07	0,09	0,10	0,04
CaO	20,66	20,36	19,69	19,31
B ₂ O ₃ *	25,67	25,35	25,19	25,23
Celkem	101,77	100,51	99,92	100,40

Si ⁴⁺	0,003	0,002	0,006	0,002
Sn ⁴⁺	0,995	0,995	1,003	1,019
suma ⁴⁺	0,998	0,997	1,009	1,021
Fe ²⁺	0,001	0,002	0,005	0,004
Mn ²⁺	-	0,002	0,001	-
Mg ²⁺	0,005	0,006	0,007	0,003
Ca ²⁺	0,999	0,997	0,970	0,950
suma ²⁺	1,005	1,007	0,983	0,957
B ³⁺	2	2	2	2
CATSUM	4,002	4,003	3,991	3,979
ANSUM	6	6	6	6

* Vypočteno ze stechiometrie; determined by stoichiometry

Tab. 5: Reprezentativní analýzy nordenskiöldinu.

Tab. 5: Representative analyses of nordenskiöldine.

Mladší alterací Sn-silikátů vznikly vodnaté minerály Sn, které tvoří obvykle tenké žilky na styku zrn silikátů a karbonátů. Elektronovou mikrosondou byl přesněji určen pouze **stokesit** (tab. 3), vyskytují se však často i dosud těžko určitelné vodnaté Sn, Fe, Si, Zr – fáze, odpovídající „**hydrokasiteritu**“, **varlamoffitu** či **jeanbandyitu**.

Diskuze a závěry

Skarnová minerální asociace nevelkých rozměrů, zjištěná u Kozlova, se přes některé podobnosti výrazně odlišuje od dříve popsaných podobných asociací v nedvědických mramorech. Ze studia reakčních textur vyplývá vývoj ve dvou základních etapách.

Ke starší etapě náleží převládající asociace Sn-andradit + As-vesuvian + As-fluorapatit včetně akcesorického malayaitu a nordenskiöldinu. Její raná fáze byla, jak je pro skarny charakteristické, chudá Fe (srov. např. Einaudi et al. 1981) a náleží k ní grossular, diopsid a klinozoisit, zachované pouze v nepatrných relikttech. Vzhledem k převládajícímu Sn-andraditu v minerální asociaci lze předpokládat vyšší aktivitu Si a Fe (příp. As a Sn) a zejména vysoký oxidační potenciál prostředí, což dokazuje také nepřítomnost sulfidů, resp. zcela ojedinělého löllingitu, jinak charakteristických akcesorických minerálů ve srovnatelných typech nedvědických mramorů (Houzar et al. 2006). Naopak vzácná asociace nordenskiöldin + kalcit vznikla v podmínkách výjimečně vysoké aktivity B, při nízké aktivitě SiO_2 , pravděpodobně jako produkt reakce kalcitu s externími fluidy obsahujícími Sn a B. Stejně jako na jiných lokalitách i zde jde nepochybně o primární skar-

nový minerál, vyžadující ke svému vzniku i relativně nízký X_{CO_2} resp. F ve fluidech. Teplotu vzniku minerální asociace v této skarnové etapě nelze zatím přesně odhadnout, vzhledem k údajům z experimentálních prací studujících stabilitu silikátů a borátů byla ≥ 300 °C (srov. Burt 1978, Aleksandrov 1998).

V obdobných, ale nízkoteplotních podmínkách druhé skarnové etapy se při nízkých podílech CO_2 a F ve fluidech na lokalitě vyskytuje zřetelně mladší stokesit, vyplňující intergranuláry v silikátech i kalcitu. Popsaná minerální asociace se v rámci Českého masivu podobá některým vzácným asociacím ve skarnech saxothuringika (Šrein 2000). Jiný výskyt vesuvianu s podobně zvýšeným podílem As, nám není znám.

Poděkování

Za spolupráci při identifikaci minerálů a studiu chemického složení minerální asociace děkujeme Dr. V. Kollárové a Dr. I. Holickému, operátorům elektronové mikrosondy ŠGÚDŠ v Bratislavě a Mgr. P. Gadasovi ze společného pracoviště elektronové mikroanalýzy ÚGV MU a ČGS v Brně. Prof. B. Fojtovi děkujeme za pročetění a posouzení práce. Práce byla financována institucionálním záměrem MK00009486201.

Literatura

- Aleksandrov, S. M. (1998): Geochemistry of skarn and Ore Formation in Dolomites. – VSP BV Utrecht, 300 p.
- Aleksandrov, S. M. – Troneva, M. A. (2007): Composition, Mineral Assemblages, and Genesis of Titanite and Malayaite in Skarns. – *Geochem. Internat.*, 45, 1012–1024.
- Burt, D. M. (1978): Tin Silicate-Borate-Oxide Equilibria in Skarns and Greisens. The System $\text{CaO-SnO}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-B}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-F}_2\text{O}_{,1}$. – *Econ. Geol.* 73, 269–282.
- Einaudi, M. T. – Meinert, L. D. – Newberry, R. J. (1981): Skarn deposits. – *Econ. Geol.*, 75, 317–391.
- Gnos, E. – Armbruster, T. (2006): Relationship among metamorphic grade, vesuvianite „rod polytypism,“ and vesuvianite composition. – *Amer. Mineralogist*, 91, 862–870.
- Groat, L. A. – Hawthorne, F. C. – Ercit, S. (1992): The chemistry of vesuvianite. – *Canad. Mineralogist*, 30, 19–48.
- Houzar, S. – Hrazdil, V. (v tisku): Nordenskiöldin CaSnB_2O_6 z Kozlova u Nedvědice, nový vzácný akcesorický minerál pro nedvědické mramory. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 95.
- Houzar, S. – Doležalová, H. – Novák, M. – Hrazdil, V. – Pfeiferová, A. (2006): Přehled mineralogie, petrografie a geologie nedvědických mramorů, svratecké krystalinikum. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 91, 3–77.
- Hrazdil, V. – Houzar, S. – Holický, I. (2005): Sn-mineralizace skarnoidů v nedvědických mramorech (svratecké krystalinikum, západní Morava). – In: Breiter, K. Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geol. spol., Slavonice, 49.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.
- Novák, M. (1995): Minerální asociace wollastonit + vesuvian v nedvědických mramorech a její petrogenetický význam. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. r.* 1994, 2, 103–104.
- Pan, Y. – Fleet, M. E. (1992): Mineral chemistry and geochemistry of vanadian silicates in the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 511–525.
- Perseil, E. A. – Blanc, P. – Ohnenstetter, D. (2000): As-bearing fluorapatite in manganese deposits from St. Marcel – Praborna, Val d'Aosta, Italy. – *Canad. Mineralogist*, 38, 101–117.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): “PAP” procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Schulmann, K. – Kröner, A. – Hegner, E. – Wendt, I. – Konopásek, J. – Lexa, O. – Štípská, P. (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Amer. J. Sci.*, 305, 407–448.
- Šrein, V. (2000): Accessory minerals of titanite group and their influence on the tin content in the rocks in the Bohemian Massif. – *Acta Montana IRSM AS CR, ser. A*, 17 (119), 45–50.

GEOCHEMIE A PETROGRAFIE AMFIBOLITŮ Z VÍCENICKÉHO LOMU U NÁMĚŠTĚ NAD OSLAVOU

Geochemistry and petrography of amphibolites from the Vícenice quarry near Náměšť nad Oslavou

Miloš René

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

(24–33 Náměšť nad Oslavou)

Key words: Moldanubian Zone, amphibolite, petrography, geochemistry, MORB

Abstract

The amphibolites from the Vícenice quarry are part of a larger body on the northwestern margin of the Náměšť nad Oslavou granulite body. According to their modal composition, the plagioclase-amphibolite and epidote amphibolite there occur. Amphibolites are a metamorphic equivalent of magnesium enriched tholeiite basalts with considerable signature of partly enriched middle ocean ridge basalts (E-MORB).

Úvod

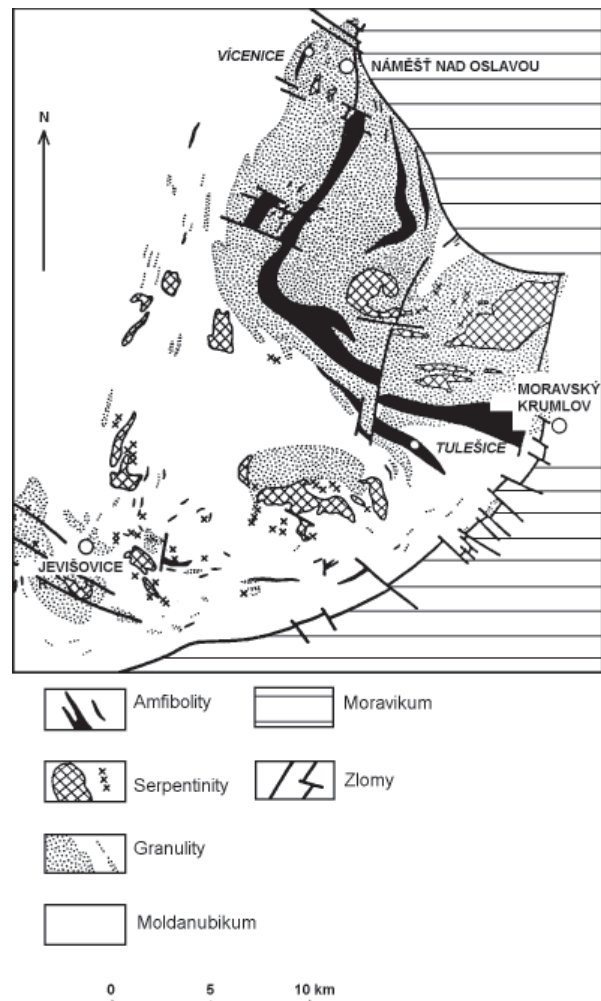
Amfibolity, těžené v lomu Vícenice u Náměště nad Oslavou a používané jako drcené kamenivo ve stavebnictví a výstavbě komunikací, jsou součástí čočkovitého tělesa, prostorově spjatého s náměštským granulitovým masivem. Předložený příspěvek přináší nové petrografické a geochemické údaje o amfibolitech odkrytých v tomto lomu. Předmětem studia byly především masivní amfibolity, které nepodlehly migmatitizaci.

Geologická pozice

Amfibolity, které tvoří hlavní horninovou náplň vícenického lomu, jsou integrální součástí náměštského granulitového masivu, v němž tvoří různé mocné protáhlé a čočkovité polohy. Jejich délka dosahuje až několika kilometrů (obr. 1). Jak granulity, tak amfibolity jsou pokládány za součást gföhlské skupiny moldanubika. V granulitovém masivu převládají felsické granulity, které jsou mimo amfibolitů doprovázeny tělesy serpentinitů a eklogitů (Matějovská 1967). Vícenické amfibolitové těleso tvoří relativně nevelkou čočku na severozápadním okraji granulitového masivu. Na kontaktu s granulity lze pozorovat nepravidelné střídání poloh amfibolitů s polohami granulitů a granulitových rul. V některých případech jsou tyto polohy intenzivně zvrásněné.

Petrografie

Amfibolity jsou převážně středně zrnité s masivní, vzácně s nezřetelně páskovanou texturou. Méně často se vyskytují nepravidelné polohy hrubozrnných amfibolitů, připomínajících svojí texturou metagabra. Tento typ je v analyzované sérii zastoupený pouze jedním vzorkem. Převažují amfibolity obsahující amfibol a plagioklas, méně časté jsou amfibolity s přítomností minerálů epidotové skupiny. Obsah amfibolu v jednotlivých vzorcích amfibol-



Obr. 1: Geologická mapa náměštského granulitového tělesa (podle Matějovské 1987, upraveno autorem).

Fig. 1: Geological map of the Náměšť granulite body (after Matějovská 1987, modified by author).

litů se pohybuje v rozmezí 45–60 %. Plagioklas s bazicitou odpovídající andesinu je obvykle zastoupený 35–50 % a svými xenoblasticky omezenými zrny, případně drobnozrnnými agregáty, vyplňuje mezery mezi hypidioblasticky omezenými, sloupečkovitými zrny amfibolu. Amfibol je výrazně pleochroický, světle žlutozelený podle X, olivově zelený podle Y a hnědozelený až zelenohnědý podle Z. Jeho optické vlastnosti odpovídají hornblendu. Vzácně se vyskytují nepravidelné amfibol-plagioklasové symplektitové agregáty. V podřadném množství se v amfibolitech vyskytuje draselný živec (0,5–1 %), tvořící hypidioblasticky omezená zrna. K minoritně zastoupeným minerálům patří rovněž křemen, který je v ojedinělých případech přítomný v množství do 3 %. Minerál epidotové skupiny s nevýrazným pleochroismem byl zastoupen pouze v jediném vzorku, kde tvoří xenoblastická zrna, 0,05–0,10 mm veliká a jeho obsah v daném vzorku je do 2 %. Na základě jeho strukturního vztahu k amfibolu lze epidot považovat za progradní minerální fázi. Na druhé straně bylo možno pozorovat v lomu v některých partiích amfibolitů drobné žilky a nepravidelné polohy mladšího epidotu, který vznikl v průběhu mladší metamorfní fáze. Opakní minerály zastoupené ilmenitem a magnetitem tvoří drobná hypidioblasticky až xenoblasticky omezená zrna v množství nepřesahujícím 2 %. Akcesorické minerály jsou zastoupené relativně hojným apatitem a vzácnějším zirkonem. Struktura amfibolitů je granoblasticko-nematoblastická, obvykle všesměrně zrnitá.

Geochemie

Studium chemického složení amfibolitů je založené na pěti nově zhotovených analýzách. Stanovení obsahu horninotvorných komponent bylo provedeno klasickými metodami na mokré cestě v laboratoři ÚSMH AV ČR, v.v.i. (analytici P. Hájek, M. Malá, J. Švec). Obsahy vybraných stopových prvků (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, V, Ni, Cr, Sc, Y) byly stanoveny rentgen-fluorescenční metodou na spektrometru S4 Explorer (Bruker AxS) v laboratoři Univerzity Salzburg (analytik F. Finger). Pro stanovení obsahů prvků vzácných zemin a thoria byla použita metoda ICP-MS a spektrometr Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 v laboratoři Actlabs v Kanadě (analytik D'Anna) (tab. 1, 2).

Analýzované amfibolity lze přiřadit ve smyslu klasifikace TAS (LeBas et al. 1986) do skupiny bazaltů. V klasifikaci podle Jensena (1976) patří tyto amfibolity do skupiny hořčíkem bohatých tholeiitických bazaltů. Ve srovnání s obsahem vybraných prvků ve frakcionovaných bazaltech středooceánských hřbetů (E-MORB, Sun a McDonough 1999) je pro zkoumané amfibolity významné nabohacení Rb, Ba, zčásti i Sr (obr. 2). Zvýšené obsahy rubidia jsou zřejmě odrazem přítomnosti draselného živce. Zvýšené obsahy barya a stroncia jsou pravděpodobně kontrolovány obsahem plagioklasu. Distribuce prvků skupiny HFS (Nb, Zr, Ti, Y) je blízká jejich distribuci ve frakcionovaných bazaltech středooceánských hřbetů. Významně vyšší obsah thoria a zirkonia byl zjištěn v hrubozrnném amfibolitu až metagabru. Vzhledem k tomu, že se jedná o jediný vzorek a nebyly analyzovány jejich potenciální nositelé (monazit?, zirkon), nelze říci, zda tyto odlišné obsahy Th a Zr jsou

	Re-1592	Re-1593	Re-1595	Re-1596	Re-1597
hmot.%					
SiO ₂	43,86	45,09	44,84	49,23	51,80
TiO ₂	0,70	0,67	0,68	0,53	0,63
Al ₂ O ₃	18,90	18,12	18,23	15,35	15,17
Fe ₂ O ₃	4,09	4,40	4,03	2,66	2,72
FeO	8,36	8,80	8,94	7,33	6,61
MnO	0,17	0,20	0,19	0,15	0,10
MgO	5,74	6,41	6,36	8,30	7,57
CaO	12,40	10,97	11,04	9,73	8,90
Na ₂ O	2,11	2,68	2,43	2,75	3,42
K ₂ O	0,64	0,38	0,76	0,58	0,46
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,16	0,10	0,12
H ₂ O ⁺	1,18	0,53	1,17	1,71	1,15
H ₂ O	0,29	0,19	0,24	0,25	0,25
Celkem	98,58	98,58	99,07	98,67	98,90
ppm					
Ba	95	58	91	86	86
Rb	8	2	3	9	3
Sr	310	298	280	263	227
Zr	40	37	37	40	84
Nb	2	2	2	3	3
V	409	396	387	246	246
Ni	28	27	28	110	105
Cr	36	28	40	455	433
Sc	59	56	53	41	34
Th	n.d.	0,1	0,2	0,4	1,9
Y	25	16	19	16	15

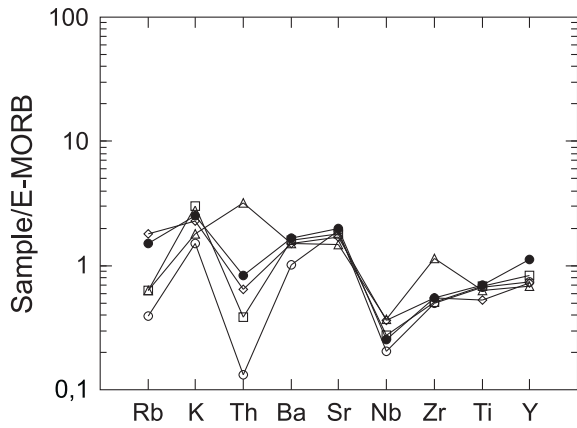
Tab. 1: Analýzy amfibolitů z lomu Vícenice. Re-1592 – středně zrnitý, masivní plagioklasový amfibolit, Re-1593 – středně zrnitý, masivní epidotický amfibolit, Re-1595 – středně zrnitý, masivní plagioklasový amfibolit, Re-1596 – hrubozrnný, masivní plagioklasový amfibolit, Re-1597 – velmi hrubozrnný plagioklasový amfibolit až metagabro.

Tab. 1: Analyses of amphibolites from the Vícenice quarry. Re-1592 – medium-grained, massive plagioclase amphibolite, Re-1593 – medium-grained, massive epidote amphibolite, Re-1595 – medium-grained, massive plagioclase amphibolite, Re-1596 – coarse-grained, massive plagioclase amphibolite, Re-1597 – very coarse-grained, massive amphibolite, to metagabbro.

	Re-1593	Re-1595	Re-1596
La	4,61	5,02	4,79
Ce	13,4	14,5	12,4
Pr	2,17	2,21	1,84
Nd	9,74	9,92	8,30
Sm	2,60	2,62	2,15
Eu	0,91	0,87	0,83
Gd	2,82	2,71	2,23
Tb	0,52	0,49	0,40
Dy	3,29	3,04	2,46
Ho	0,65	0,62	0,51
Er	1,99	1,94	1,53
Tm	0,32	0,31	0,23
Yb	2,04	1,95	1,54
Lu	0,31	0,29	0,23
LaN/YbN	1,53	1,74	2,10
Eu/Eu*	1,03	1,00	1,16

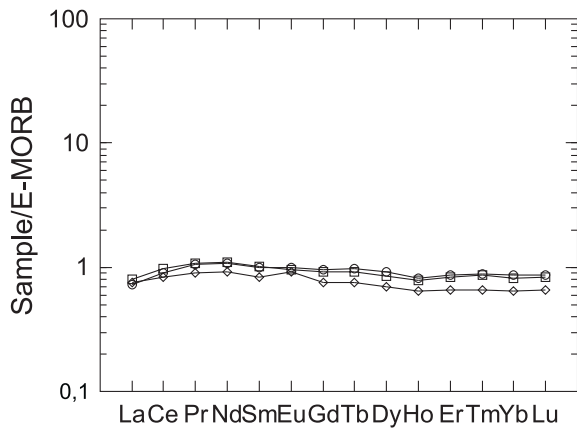
Tab. 2: Obsah prvků vzácných zemin v amfibolitech z lomu Vícenice (ppm).

Tab. 2: Content of rare earth elements in amphibolites from the Vícenice quarry (ppm).



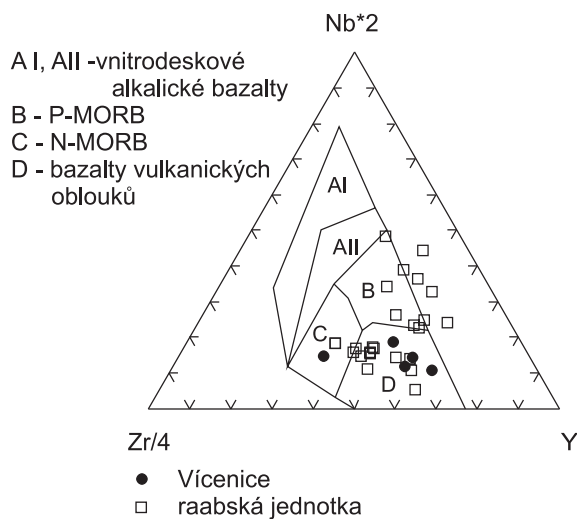
Obr. 2: Spider diagram amfibolitů z vícenického lomu. Normalizace byla provedena obsahy v bazaltech středoocéánských hřbetů (E-MORB) podle Suna a McDonougha (1989).

Fig. 2: Spider plot of amphibolites from the Vícenice quarry normalized by E-MORB. Normalizing values are from Sun and McDonough (1989).



Obr. 3: Distribuce prvků vzácných zemin. Pro normalizaci obsahu bazaltů středoocéánských hřbetů byla použita data Suna a McDonougha (1989).

Fig. 3: E-MORB-normalized REE pattern. Normalizing values are from Sun and McDonough (1989).



Obr. 4: Diagram Zr/4-Y-Nb/2 podle Meschedeho (1986).

Fig. 4: Basalt discrimination diagram according Meschede (1986).

důsledkem odlišného složení protolitu nebo důsledkem metamorfních procesů. Pro distribuci prvků vzácných zemin normalizovaných jejich obsahem v bazaltech středoocéánských hřbetů (MORB) jsou typické ploché vzory s poměrem LREE/HREE 1,5–2,1. Jejich koncentrace je téměř shodná s koncentrací prvků vzácných zemin ve frakcionovaných bazaltech středoocéánských hřbetů (E-MORB) (obr. 3).

Diskuze a závěr

Minerální a chemické složení amfibolitů náměšského granulitového masivu bylo v minulosti zkoumáno Šichtařovou (1982) a Matějovskou (1987). Analýzy amfibolitů z lomu Vícenice potvrzují tholeiitický charakter původních bazaltů zjištěný v obou předchozích studiích. Matějovská (1987) považuje původní bazické horniny za produkt magmatismu kontinentálního okraje. Jinou možnost interpretace protolitu studovaných amfibolitů nabízí diagram Zr-Nb-Y a srovnání s amfibolity raabské jednotky rakouského moldanubika (obr. 4). V tomto diagramu je většina analyzovaných vzorků v poli bazaltů vulkanických oblouků. Nápadná podobnost složení zkoumaných amfibolitů s amfibolity raabské jednotky (Finger – Steyrer 1995, Höck et al. 1997), zejména koncentrace prvků vzácných zemin naznačuje možnost genetického sepětí obou metabazitových suit. V obou případech jsou jejich koncentrace téměř shodné s koncentracemi prvků vzácných zemin ve frakcionovaných bazaltech středoocéánských hřbetů (E-MORB). Na druhé straně analyzované amfibolity z Vícenic díky nižšímu obsahu Nb jsou spolu s významnou částí amfibolitů raabské jednotky v poli bazaltů vulkanických oblouků (obr. 4). Podle Fingera a Steyrera (1995) představuje raabská jednotka původní oceánský terrán, z něhož byla v průběhu variské orogeneze vytvořena sutura, oddělující spodní moravskoslezský blok od svrchního gföhlského příkrovu. Pro věrohodnější stanovení geotektonického prostředí původních bazických vulkanitů bude však nutné doplnit stávající analytický soubor o další analýzy.

Poděkování

Předložená práce vznikla v rámci výzkumného záměru ÚSMH AV ČR, v.v.i. AV0Z30460519 za finanční podpory projektu MŠMT ČR ME 845. Autor je rovněž zavázán za řadu kritických připomínek a podnětů recenzentovi původní verze rukopisu, RNDr. S. Houzarovi, Ph.D.

Literatura

- Finger, F. – Steyrer, H. P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geol. Carpath.*, 46, 137–150. Bratislava.
- Höck, V. – Montag, O. – Leichmann, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineral. Petrol.*, 60, 267–287. Berlin.
- Jensen, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subcalic volcanic rock. – *Ontario Div. Mines, M.P.*, 66, 33 s. Ottawa.
- Le Bas, M. J. – Le Maitre, R. W. – Streckeisen, A. – Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrol.*, 27, 745–750. Oxford.
- Matějovská, O. (1967): Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť nad Oslavou. – *Krystalinikum*, 5, 85–104. Praha.
- Matějovská, O. (1987): Fe-rich amphibolites with tholeiitic affinity from the SE margin of the Bohemian Massif. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 130, 493–503. Wien.
- Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chem. Geol.*, 56, 207–218. Amsterdam.
- Sun, S. S. – McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc., Spec. Publ.*, 42, 313–345. London.
- Šichtařová, I. (1981): Moldanubian amphibolites in the area SE of Náměšť nad Oslavou. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 56, 203–214. Praha.

THORIEM BOHATÉ GRANITY ZÁPADNÍ ČÁSTI BRNĚNSKÉHO MASIVU

Th-enriched granites from the Western part of the Brno batholith

Iva Sedláková, Jaromír Leichmann

Ústav geologických věd, PŘF MU Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: 175169@mail.muni.cz

(24–34 Ivančice)

Key words: Brno batholith, red felsic granites, gamma-ray spectrometry

Abstract

The Brno batholith, as a structure built up of 3 principal parts (ophiolite complex, 2 granitoid parts) is generally characterized by low values of radioactivity. This work provides results of field and laboratory measurements that show locally increased values of radioactivity. A stretch of red felsic granites with increased radioactivity is located in western granitoid zone SW of Brno. The outcomes of airborne gamma-ray spectrometry are compared with own field and laboratory measurements and with other authors outcomes. Mutual comparison proves that rather increased radioactivity of mentioned type of granites is produced first of all by anomaly Th concentration.

Úvod

Západní granitoidní zóna brněnského masivu je pestřejší a vývojově složitější částí než zóna východní (Hanžl – Leichmann 1999). Mimo granitoidních hornin obsahuje množství enkláv metasedimentárních hornin. Různými autory je zde vydělován rozličný počet typů granodioritů např. Veverská Bitýška, Tetčice, Moravský Krumlov a další (Štelcl – Weiss et al. 1986). Nová geologická mapa Brna (Hanžl et al. 1999) zobrazuje v dané oblasti biotitický granodiorit (typ Tetčice), leukokratní až biotitický granit (typ Černá hora) a menší výskyt žulového porfyru.

Při jednom z prvních mapování dané oblasti rakouským geologem Suessem (1905), vznikla mapa zaznamenávající základní rozdělení brněnského masivu na část metabazitovou a 2 granitoidní části. Tento autor však do mapy zakreslil ještě odlišný typ červené horniny, který lemuje z. okraj metabazitové zóny. Ve stejném prostoru pak můžeme najít vymapovaný červený granit také v mapě Přichystala et al. (1990).

Zájmovou oblast jsme studovali pomocí gamaspektrometrie, detekující radioaktivitu hornin, vyvolanou distribucí přírodních gama-zářičů izotopů K, U a Th. K myšlence užití geofyzikální metody vybízejí aerogeofyzikální mapy daného území, na kterých se objevila nevýrazná pozitivní Th anomálie (Gnojek et al. 2005).

Na základě měření radioaktivity brněnského masivu autoři Štelcl – Weiss et al. (1986) docházejí k závěru, že granodiority západní zóny mají úhrnnou aktivitu gama asi 2× vyšší než je známa ve východní zóně.

Koncentrace radioaktivních prvků měřených leteckou gamaspektrometrií vykazují průměrné, nepříliš kontrastní, hodnoty (Gnojek et al. 2005). Na mapách lze nicméně vidět pruh hornin odpovídajících západní granitoidní zóně, které svými hodnotami radioaktivity převyšují okolní, méně radioaktivní horniny.

Geologická situace

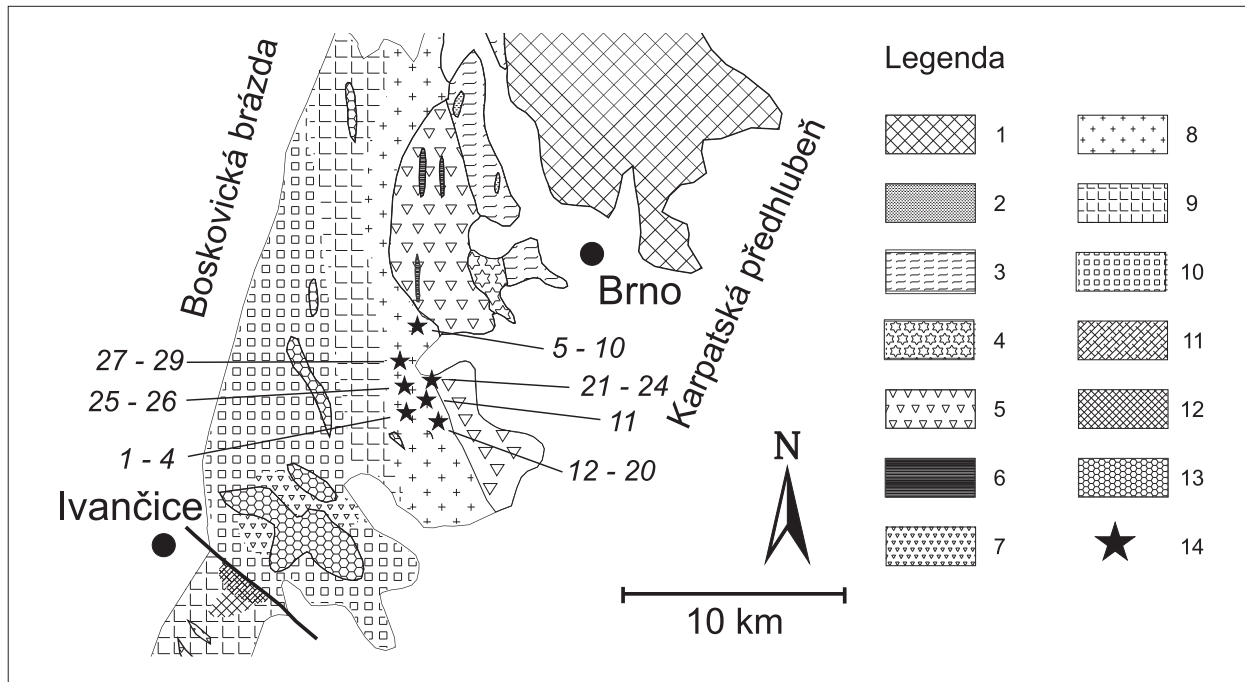
Brněnský masiv lze členit na dvě granitoidní zóny (východní a západní), oddělené metabazitovou zónou (obr. 1) (Štelcl – Weiss et al. 1986). Pozornost je soustředěna na západní granitoidní zónu – litologicky velmi pestrou zónu magmatických hornin s četnými relikty metamorfitů (Hanžl et al. in Müller – Novák et al. 2000).

Ve srovnání s výskyty granitoidů východní zóny jsou granitoidy západní zóny relativně acidnější (místa až granity) a jejich geneze je poněkud složitější. Kromě toho, že obsahují častěji se vyskytující tělesa (ponejvíce žilná) aplitických a pegmatických hornin a celou řadu dalších inhomogenit, jejich vývoj je převážně ovlivněn kontaminací horninami krystalinického pláště (Štelcl – Weiss et al. 1986).

Mezi Černou horou a Moravskými Bránicemi lze vylénit 3 suity: (1) Réna, (2) Tetčice, která tvoří rozsáhlé povrchové výskyty, a (3) Hlína, která se vyskytuje ve formě intruzivních těles pronikajících horninami obou předcházejících suit (Leichman – Höck 2008).

(2) Suita Tetčice zahrnuje dva hlavní podtypy plutonických hornin: granity a biotit-amfibolické diority, které tvoří xenolity v granitech. Kromě dioritů jsou v granitech uzavřeny ještě metasedimentární horniny jako ruly nebo migmatity. Granitoidy jsou extrémně nehomogenní. Můžeme rozlišit 2 základní typy granitů – (1) šedý, jemnozrný biotitický granodiorit, a (2) červený, hrubozrný granit (Leichman – Höck 2008).

K suitě Tetčice řadíme i červené granity, které se vyskytují v úzkém pruhu lemujícím metabazitovou zónou od západu. Charakteristickým – kromě červené barvy – je zvýšený obsah K-živců a alterace biotitu na chlorit (Leichman – Höck 2008). Vyznačuje se mírně zvýšenou radioaktivitou, patrnou již v leteckých gamaspektrometrických



Obr. 1: Výřez ze schematické mapy brněnského masivu (modifikováno podle Leichmann – Höck 2008). Vysvětlivky: 1 – křemenné diority, tonality, granodiority, 2 – felsické vulkanity, 3 – bazalty, 4 – trondhjemit, 5 – diority a gabry, 6 – ultramafické horniny, 7 – granátické leukokráttní granity (súita Hlína), 8 – červené granity (súita Tetčice), 9 – přechodná zóna mezi červenými a šedými granity, 10 – šedé, jemnozrné, biotitické granodiority (súita Tetčice), 11 – amfibol-biotitické granodiority (súita Réna), 12 – biotitické granity až granodiority (súita Réna), 13 – diority (súita Tetčice), 14 – odběrové místo: 1-29 vzorek č. viz tab. 1.

Fig. 1: Cut out from the map of the Brno batholith (modified after Leichman – Höck 2008). Legend: 1 – quartz diorites, tonalites, granodiorites, 2 – felsic volcanics, 3 – Basalts, 4 – Trondhjemites, 5 – Diorites and Gabbros, 6 – ultramafics, 7 – Garnet-bearing leukogranites (Hlína suite), 8 – red granites (Tetčice suite), 9 – transition zone between red and gray granites, 10 – gray, fine-grained, biotite-bearing granodiorites (Tetčice suite), 11 – Amphibole-biotite-bearing granodiorites (Réna suite), 12 – Biotite-bearing Granites-Granodiorites (Réna suite), 13 – Diorites (Tetčice suite), 14 – place of sampling: 1-29 sample no. see tab. 1.

mapách. Tyto granity vytváří ve studované oblasti často morfologické elevace, vystupující z mladších sedimentů.

Metodika

Provedená měření proběhla jednak ve formě terénních měření na vytipovaných lokalitách, a současně byl proveden i odběr vzorků pro následné měření radioaktivity v laboratoři.

K měření v terénu bylo využíváno spektrometru Explorandium GR-320. Realizováno bylo 18 terénních měření na 5 vytipovaných lokalitách (Bosonohy, Střelice, Ořechov, Anenský mlýn, Troubsko). Měření bylo prováděno především na větších horninových výchozech červených granitů, méně pak na výskytech žilných aplitů.

K laboratornímu měření radioaktivity hornin byl také využit spektrometr GR-320, v tzv. laboratorní konfiguraci s napojením na váhy a počítač. Celý proces byl řízen pomocí softwaru LAB Center. Pro laboratorní měření bylo v terénu odebráno 18 vzorků červeného granitu a také žilný aplit, protínající červené granity. Vzorky byly odebrány ze 7 různých lokalit (Bosonohy, Troubsko, Ostopovice, Nebovídy, Střelice, Ořechov, Anenský mlýn).

Celkem bylo tedy studováno 29 vzorků, které byly změřeny buď in situ, nebo laboratorně, popřípadě oběma způsoby.

Výsledky

Již první nahlédnutí do tabulky (tab. 1) ukazuje, že výsledky laboratorních měření jsou mírně odlišné od výsledků terénního měření. Terénní měření může být ovlivněno vnějšími vlivy – geometrie výchozu, obnaženost a zvětrání výchozu, případně kosmické záření a pozadí přístroje, zatímco laboratorní měření má konstantní geometrické podmínky (Mareš 1979).

Na vzorku číslo 4 z tab. 1 lze dobře demonstrovat obecnou platnost nárůstu radioaktivity s rostoucí kyselostí hornin.

Průměrné hodnoty koncentrace K se pohybují kolem hodnoty 4,7%, což je téměř dvojnásobek průměrné koncentrace v horninách zemské kůry. Studované červené granity se vyznačují zvýšeným obsahem K-živců (Leichmann – Höck 2008).

Průměrná koncentrace U je 2,9 ppm (obvyklé hodnoty zemské kůry jsou 2-4 ppm).

Zcela nadprůměrné jsou však koncentrace Th (střední hodnota zem. kůry je 8-12 ppm). V červeném granitu totiž činí 21,6 ppm (u vzorku č. 21 dokonce dosahuje hodnoty 56 ppm, čili téměř trojnásobku). Průměrná hodnota koncentrace z terénních měření je 21,4 ppm. Průměrná hodnota koncentrace z laboratorních měření činí 21,7 ppm. Zvýšené hodnoty vykazují i vzorky č. 1, 2, 3 – šedý granit z Anenského mlýna – hodnoty Th se pohybují v rozmezí

Vz. č.	Lokalita	K (%)	K (%)	U (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th (ppm)
		terénní	laboratorní	terénní	laboratorní	terénní	laboratorní
1	Anenský mlýn	5.4	4.9	2.8	2.9	15.5	22.8
2	Anenský mlýn – šedý granit	6.6	n.d.	3.6	n.d.	31.2	n.d.
3	Anenský mlýn – šedý granit	7.0	n.d.	4.3	n.d.	34.4	n.d.
4	Anenský mlýn – diorit	3.7	n.d.	2.4	n.d.	8.1	n.d.
5	Bosonohy	5.2	4.7	3.5	3.2	23.2	12.8
6	Bosonohy	n.d.	4.4	n.d.	1.3	n.d.	22.3
7	Bosonohy	n.d.	2.9	n.d.	0.0	n.d.	18.0
8	Bosonohy	n.d.	4.8	n.d.	1.4	n.d.	16.2
9	Bosonohy	5.2	n.d.	2.4	n.d.	21.6	n.d.
10	Bosonohy	5.2	n.d.	2.6	n.d.	22.7	n.d.
11	Nebovidy	n.d.	4.5	n.d.	0.9	n.d.	19.5
12	Ořechov	5.2	3.8	3.2	2.9	20.2	13.1
13	Ořechov	4.7	n.d.	2.7	n.d.	16.2	n.d.
14	Ořechov	5.1	n.d.	3.5	n.d.	18.9	n.d.
15	Ořechov – aplitová žíla	4.9	n.d.	4.7	n.d.	16.9	n.d.
16	Ořechov – aplitová žíla	4.3	4.4	4.0	3.3	17.9	13.1
17	Ořechov – aplitová žíla	4.4	n.d.	4.2	n.d.	21.0	n.d.
18	Ořechov – aplitová žíla	6.0	n.d.	4.9	n.d.	26.4	n.d.
19	Ořechov – aplitová žíla	7.1	n.d.	5.8	n.d.	31.5	n.d.
20	Ořechov – aplitová žíla	6.0	5.5	5.0	3.3	21.8	20.1
21	Ostopovice	n.d.	4.4	n.d.	2.1	n.d.	56.4
22	Ostopovice	n.d.	3.5	n.d.	3.1	n.d.	24.0
23	Ostopovice	n.d.	4.3	n.d.	2.2	n.d.	18.9
24	Ostopovice	n.d.	5.1	n.d.	2.0	n.d.	38.6
25	Střelice	3.0	1.7	3.2	1.9	17.7	15.5
26	Střelice	n.d.	4.4	n.d.	1.3	n.d.	23.6
27	Troubsko	n.d.	4.2	n.d.	1.8	n.d.	22.0
28	Troubsko	n.d.	5.0	n.d.	1.5	n.d.	17.4
29	Troubsko – aplitová žíla	3.9	4.8	3.3	3.9	19.5	19.8
	Průměrné hodnoty	5.2	4.1	3.7	2.2	21.4	21.7

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

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

n.d. – vzorek nebyl měřen

Literatura

Gnojek, I. – Sedlák, J. – Zabadal, S. (2005): Geofyzikální podklady z vybraného úseku rosicko-oslavanské pánve – Miligal s.r.o. Brno.
 Hanžl, P. – Leichmann, J. (1999): The Brno massif: geological setting. – Geolines, vol. 8, Praha.
 Hanžl, P. – Melichar, R. – Gregerová, M. (2000): Brněnský masív. – In: Müller, P. – Novák, Z. et al.: Geologie Brna a okolí. – ČGÚ. Praha, 92 s.
 Hanžl, P. – Krejčí, Z. – Vít, J. – Otava, J. – Novák, Z. – Stráník, Z. (1999): Geologická mapa Brna a okolí 1 : 50 000 – ČGÚ. Praha.
 Leichmann, J. – Höck, V. (2008): The Brno batholith: a view into the magmatic evolution of the cadomian orogeny in the Eastern margin of Bohemian Massif. – In: Journal of Geosciences, 53 (2008), 281–305.
 Manová, M. – Matolín, M. (1995): Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000 – ČGÚ. Praha.
 Mareš, S. – Gruntorád, J. – Hrách, S. – Karous, M. – Marek, F. – Matolín, M. – Skopec, J. (1990): Úvod do užité geofyziky. – STNL. Praha.
 Přichystal, A. – Gregerová, M. – Leichmann, J. (1990): Krystalinikum brněnského masívu 1 : 25 000, list Brno-jih 24–342 – MS, ČGÚ. Praha.
 Suess, F. E. ed (1905): Geologische Spezialkarte 1 : 75 000, Blatt Brünn. Geologische Reichsanstalt Wien.
 Štelcl, J. – Weiss, J. et al.(1986): Brněnský masív. – Universita J. E. Purkyně v Brně. 225 s.

22,8–34,4 ppm, zvýšené koncentrace vykazují tedy i tyto šedé granity v bezprostředním kontaktu s červenými granity.

Ačkoliv se zpočátku zdálo, že aplitové žíly (vzorky 15, 16, 17, 18, 19, 20, 29) by mohly vykazovat zdatelně vyšší koncentrace, výsledná průměrná hodnota činí 21 ppm. Vyloučíme-li z celkového průměru hodnoty žilných ekvivalentů (aplitů) dostaneme se na hodnotu 22,3 ppm, což je hodnota reprezentující plutonity dané oblasti.

Nejvyšší hodnoty koncentrace Th vykazuje lokalita Ostopovice.

Diskuze a závěr

Granitoidní masivy se generelně vyznačují spíše nadprůměrným obsahem radioaktivních prvků. Kadomský brněnský masív je charakteristický vcelku podprůměrnými hodnotami (Štelcl – Weiss et al. 1986; Manová – Matolín 1995), což vynikne hlavně při srovnání s variskými granity Českého masívu.

Nicméně už Štelcl – Weiss et al.(1986) konstatují, že granodiority západní zóny brněnského masívu vykazují úhrnnou aktivitu gama vyšší než ve východní zóně.

Námi provedená měření ukazují, že jde o červené granity s hojným výskytem jejich žilných ekvivalentů, které vykazují zvýšené hodnoty radioaktivity, způsobené zejména K a Th.

Koncentrace prvků odvozené z letecké gamaspektrometrie jsou obecně nižší (koncentrace Th ve studované oblasti: 8–12 ppm výjimečně až 14 ppm). Přitom v tab. 1 uvedená koncentrace Th je průměrně 23 ppm, lokálně výjimečně až 56 ppm. Při leteckých měřeních je nutné vzít v úvahu fakt, že letadlo snímá jako 1 vzorek oblast zhruba 7 ha a získané hodnoty jsou tak zprůměrnovány a pravděpodobně ovlivněny okolními sedimenty.

Nejvýraznějším radioaktivním prvkem je ve studované oblasti Th, jehož koncentrace se v dané oblasti obvykle pohybují v dvojnásobných hodnotách než běžný průměr pro zemskou kůru. Zcela evidentně se tak touto skutečností odlišují od ostatních granitoidů brněnského masívu.

Otázkou zůstává příčina anomální koncentrace Th ve studovaných horninových vzorcích, která bude vyžadovat podrobnější petrologické, nebo spíše i mineralogické studium.

MAGNETICKÉ STAVBY A MECHANISMY VMÍSTĚNÍ GRANITOIDŮ PNĚ ČEŘÍNKU (MOLDANUBICKÝ PLUTONICKÝ KOMPLEX)

Magnetic fabric and emplacement of the Čeřínek stock (Moldanubian Plutonic Complex)

Alice Zavřelová^{1,2}, Kryštof Verner^{2,3}, Rostislav Melichar¹

¹Přírodovědecká fakulta MU, Ústav geologických věd, Kotlářská 2, 611 37, Brno, e-mail: zavrelka@gmail.com

²Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, e-mail: krystof.verner@geology.cz

³Přírodovědecká fakulta UK, Ústav petrologie a strukturní geologie, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(23-23 Jihlava, 23-41 Třešť)

Key words: Čeřínek stock, Granite, Anisotropy of magnetic susceptibility, Magmatic Fabric

Abstract

The Čeřínek stock represents the late-Variscan, vertical intrusive center emplaced into older granitoids of the northern part of the Moldanubian Plutonic Complex. The pluton provides an opportunity to examine the interplay among emplacement of magma batches, magmatic fabric acquisition, and the late-Variscan stress field recorded by AMS.

Úvod

Práce je věnována shrnutí předběžných výsledků komplexního strukturního výzkumu vnitřních staveb granitového pně Čeřínků a jeho okolních hornin. Výsledky mezoskopického strukturního mapování a analýzy anizotropie magnetické susceptibility (AMS) byly použity k interpretaci mechanismů vmístění a následného postkrystalizačního vývoje intruze.

Geologická pozice

Studovaný peň Čeřínků (Mísař et al. 1983, Cháb et al. 2008) leží v severní části moldanubického plutonického komplexu, který intrudoval do metamorfovaných hornin moldanubika. Existující radiometrická stáří ukazují, že jeho hlavní část byla vytvořena v intervalu 331–323 Ma (Gerdes et al. 2003), tedy během ~8 miliónů let. Komplex je tvořen celou řadou dílčích intruzí (plutonů, pňů a žil) převážně granitoidních hornin s různými texturními i petrochemickými charakteristikami (např. Breiter a Scharbert 1998; Breiter a Koller 1999; Verner et al. 2008). Geneze těchto hornin bývá interpretována jako výsledek procesů anatexe kontinentální kůry (basementu kadoinského stáří) a metasedimentárních hornin a s omezeným příspěvkem (mísením) plášťových komponent (Gerdes et al. 2000). Ve zjednodušeném schématu jsou horniny členěny na čtyři intruzivní skupiny: (i) nejstarší skupina (~350–335 Ma) zahrnuje gabra, monzonity, diority a ultradraselné plutonity; (ii) skupina porfyrických granitoidů typu Weinsberg (~333–320 Ma; Finger et al. 2003); (iii) skupina peraluminických dvojslídnych granitoidů „typu Eisgarn“, které tvoří široké spektrum hornin, jejichž stáří spadá do intervalu ~330–300 Ma (Breiter et al. 1998; René 2000 a další); (iv) nejmladší skupinou jsou silně frakcionované granitoidy, které byly vmístěny v poslední fázi tvorby komplexu a vytvořily pouze malá tělesa.

Peň Čeřínků

Granity „eisgarnské“ skupiny mají podobné petrochemické a minerální složení, liší se však texturními a strukturními charakteristikami, mezi nimiž byly vymezeny tři základní typy: Mrákotín, Číměř a Landštejn (nověji označovaný jako typ Zvůle). Posledně jmenovaný typ tvoří tělesa mající charakter pňů – Melechov, Čeřínek a Zvůle (Breiter et al. 1998, Matějka 1991, Breiter a Koller 1999, Mlčoch et al. 2000).

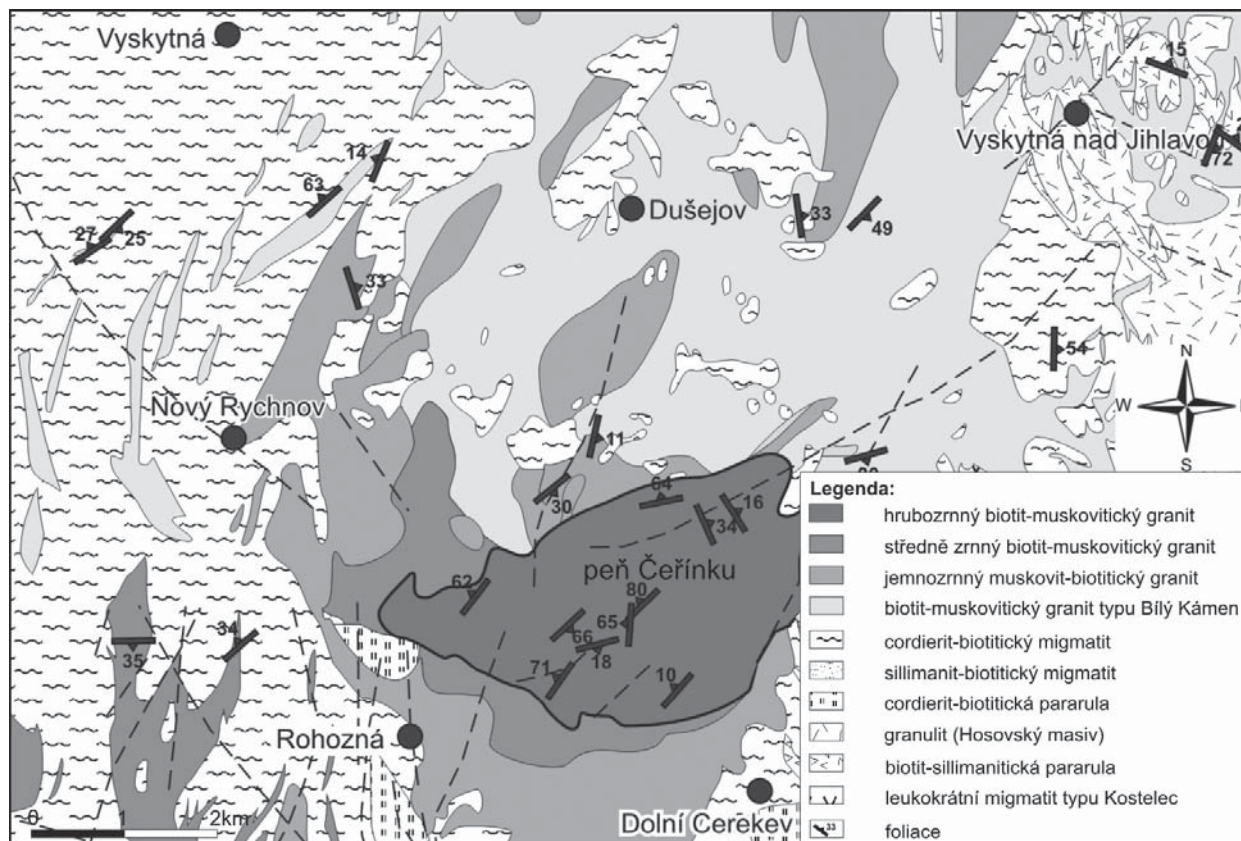
Studovaný peň Čeřínků vystupuje ve střední části českomoravské větve moldanubického plutonického komplexu, asi 10 km zjz. od Jihlavy. Má oválný tvar mírně protažený ve směru SV–JZ a celkovou rozlohu asi 35 km². Peň Čeřínků je po petrografické stránce poměrně homogenním tělesem tvořeným hrubozrnným, místy porfyrickým, biotiticko-muskovitickým granitem (Breiter et al. 1998, Cháb et al. 2008, Mísař et al. 1983, Beneš 1963 a Dovolil 1967). Veselá et al. (1991, 1992) vymapovala při jeho jz., z. a sz. okraji přechodný středně zrnitý typ. Peň Čeřínků se stýká s relativně staršími granitoidy moldanubického plutonického komplexu, v jižních částech to jsou jemnozrnné biotit-muskovitické granity s afinitou k mrákotínského typu a na severu dvojslídne granity typu Bílý Kámen. Západně i východně vystupují migmatitizované pararuly a migmatity monotónní jednotky moldanubika.

Reprezentativní chemické složení tělesa (databáze ČGS) ukazují následující rozsahy zastoupení hlavních oxidů: 72–74 hmot. % SiO₂, 13,8–14,6 % Al₂O₃, 0,3–0,8 hmot. % FeO, 0,2–0,4 hmot. % MgO, 0,7–1,1 hmot. % CaO, 3,1–3,7 hmot. % Na₂O, 4,2–5,72 hmot. % K₂O a 0,1–0,3 hmot. % P₂O₅. V obsahu stopových prvků se od granitoidů melechovského pně liší relativně nižším obsahem Sr a vyšším obsahem Rb.

Mezoskopické stavby

Kontakty plutonu a dílčích texturních typů mají převážně intruzivní charakter. Vůči okolním horninám jsou ostré, v erozním řezu tělesa vykazují subvertikální orientaci. V rámci plutonu byly v mezoskopickém měřítku pozorovány stavby čistě magmatického charakteru a to relativně slabší intenzity (obr. 1; geologická a strukturální

ner et al. 2006). V rámci studovaného území je dále možné pozorovat různé typy vrásových struktur, jedná se zejména o reliktní stavby regionálních metamorfních staveb ve formě bezkořených a izoklinálních vrás či o vrásky související s mladší superpozicí staveb Příbyslavské mylonitové zóny. V případě těles starších granitoidů není k dispozici mnoho terénních dat, dá se však říci, že převládají magmatické



Obr. 1: Zjednodušená geologická a strukturální mapa pně Čeříнку.
 Fig. 1: Simplified geological and structural map of the Čeřínek Stock.

mapa, upraveno dle Veselý 1991, 1992). Jedná se o planární přednostní prostorové orientace vyrostlic draselných živců a plagioklasu, v menším podílu pak dále o biotit, muskovit a křemen. Tyto magmatické foliace mají v obou texturních typech strmou orientaci v průběhu paralelním s delší osou intruze (~VSV-ZJZ), pouze ojediněle byla na severovýchodě identifikována jejich subhorizontální orientace (do ~10°). Relativní časové a prostorové vztahy mezi těmito stavbami nebyly pozorovány. Převažující strmé stavby v plutonu jsou výrazně diskordantní orientace ve vztahu k stavbám okolních hornin.

V případě metamorfovaných hornin monotónní jednotky moldanubika byly pozorovány: (i) metamorfní foliace, převážně charakteru kompozičního páskování s mírnými úklony více variabilního průběhu (dominantní metamorfní stavby moldanubických hornin a (ii) relativně mladší, převážně lokalizované planární stavby mylonitového charakteru, které upadají pod strmými úhly k ~VJV a nesou lineace protažení definované agregáty biotitu, muskovitu a sillimanitu. Jejich výskyt je situován ve východní části zájmového území, jedná se pravděpodobně o struktury výšeteplotní fáze vývoje příbyslavské mylonitové zóny (Ver-

ner et al. 2006). V rámci studovaného území je dále možné pozorovat různé typy vrásových struktur, jedná se zejména o reliktní stavby regionálních metamorfních staveb ve formě bezkořených a izoklinálních vrás či o vrásky související s mladší superpozicí staveb Příbyslavské mylonitové zóny. V případě těles starších granitoidů není k dispozici mnoho terénních dat, dá se však říci, že převládají magmatické

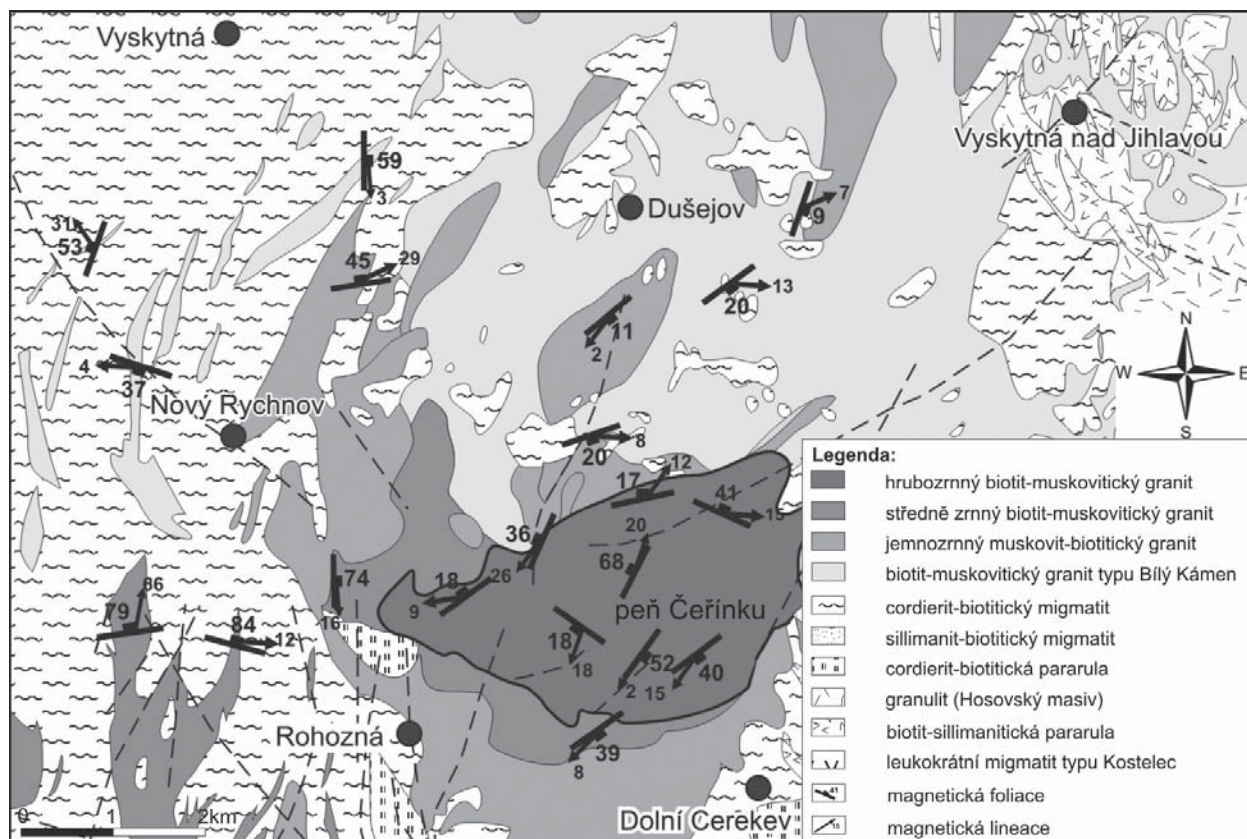
Anizotropie magnetické susceptibilit

Magnetické stavby v rámci pně Čeříнку byly analyzovány pomocí metody anizotropie magnetické susceptibilit – AMS. V rámci tělesa bylo odebráno 8 orientovaných vzorků, v okolních granitoidech pak dalších 14. Orientace a velikost hlavních os magnetického elipsoidu magnetické anizotropie ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$) byly měřeny ve firmě AGICO spol. s r. o. v Brně na Kappamůstku KLY-3, KLY-4S (Jelínek – Pokorný 1997, Hrouda et al. 1990). Statisticky byla data zpracována pomocí software ANISOFT.

Data AMS jsou prezentována pomocí hodnot: k_m – střední průměrná susceptibilita, která odráží kvantitativní a kvalitativní obsah magnetických minerálů v hornině; $P = k_1/k_3$; P – parametr reflektuje excentricitu elipsoidu AMS a odráží intenzitu přednostní orientace magnetických minerálů a parametr T ; $T = 2 \ln(k_2/k_3) / \ln(k_1/k_3) - 1$, který

vyjadřuje tvar elipsoidu AMS a nabývá hodnot mezi -1 (lineární stavba) a 1 (planární stavba). V případě plutonu Čeřínek, hodnoty průměrné magnetické susceptibility jsou relativně nízké, pohybují se v rozmezí $4,75 \cdot 10^{-5}$ až $5,87 \cdot 10^{-5}$ [SI]. Stupeň anizotropie (parametr P) nabývá nižších hodnot $P=1,013$ až $1,025$, které jsou charakteristické pro stavby magmatického charakteru. Hodnoty tvarového parametru T se pohybují v intervalu $T= -0,395$ až $0,662$ s mírnou převahou kladných hodnot (umístěných v poli planárního elipsoidu magnetické stavby). Parametr T tak indikuje mírnou variabilitu v charakteru magnetické stavby (lineární-planární). Magnetické foliace v plutonu Čeřínek jeví znaky relativně homogenní orientace. Póly ploch těchto staveb tvoří dvě dílčí maxima ukazující na mírný až střední úklon v průběhu ~VSV-ZJZ, magnetické lineace jsou většinou subhorizontální orientace ve směru SV

jsou strmé, gravimetrické modelování dosahu plutonu odhalilo dosah plutonu minimálně okolo ~12 km (Šrámek, unpublished data). Magmatické foliace (přednostní orientace vyrostlic živců a slíd) mají převažující subvertikální orientaci, která je subparalelní s mírným protažením plutonu ve směru ~ZSZ-VJV. Na základě aplikace metody AMS byly zjištěny magnetické stavby o nízkém stupni anizotropie a mírně převažujícím planárním tvarem magnetického elipsoidu. Jejich orientace je ve vztahu k pozorovaným mezoskopickým stavbám a intruzivním kontaktům plutonu diskordantní, magnetické foliace nabývají subhorizontální orientace a nesou magnetické lineace ~SZ-ZV průběhu. Domníváme se, že magnetické stavby vznikaly na rozdíl od magmatických staveb (přednostní prostorová orientace živcových agregátů; magmatické foliace) v závěrečných fázích solidifikace plutonu. Jedná se pravděpodobně o slabý



Obr. 2: Mapa magnetických staveb pně Čeřínků.
 Fig. 2: AMS map of the Čeřínek Stock.

nebo JZ (obr. 2; mapa AMS). V okolních granitoidech průměrná magnetická susceptibilita má širší rozpětí než u granitu typu Čeřínek a dosahuje hodnot $3,43 \cdot 10^{-5}$ až $8,58 \cdot 10^{-5}$ [SI]. Stupeň anizotropie nabývá vyšších hodnot $P=1,025$ až $1,077$ a hodnoty tvarového parametru T se pohybují v intervalu $T= -0,324$ až $0,711$ s převahou kladných hodnot (umístěných v poli planárního elipsoidu magnetické stavby).

Diskuze a závěry

Na základě předběžných výsledků strukturní analýzy lze usuzovat, že vnitřní stavby pně Čeřínků vznikly čistě v magmatickém stadiu vývoje tělesa. Intruzivní kontakty

přetisk starších staveb za působení regionálního tektonického napětí těsně před finální solidifikací granitu. Zjištěné magnetické stavby pně Čeřínků pak pravděpodobně odráží parametry regionálního napěťového pole moldanubických hornin závěrečných fázích variských orogenních procesů (v době ~310 Ma).

Poděkování

Práce byla financována interním projektem ČGS 325800 a projektem doktorandských studií ČGS 323000.

Literatura

- Beneš, K. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-22-Jihlava. – Geofond. Praha.
- Breiter, K. – Scharbert, S. (1998): Latest intrusions of the Eisgarn Pluton (south Bohemia – Northern Waldviertel). – *Jb. Geol. Bundesanst.*, 141, 1, 25–37. Wien.
- Breiter, K. – Koller, F. (1999): Geochemie peraluminických granitů centrálního moldanubického plutonu. – *Zpr. geol. Výzk. v roce 1998*, 86–88. Praha.
- Breiter, K. – Gnojek, I. – Chlupáčová, M. (1998): Radioactivity patterns – constraints for the magmatic evolution of the two-mica granites in the Central Moldanubian Pluton. – *Věst. Čes. Geol. Úst.*, 73, 301–311. Praha.
- Dovžil, M. (1967): Geologická mapa odkrytá do 3 m s vyznačením geologických řezů, lokalita Horní Hutě – Čeřínek, surovinový kámen. – MS, Geofond, FZ4859.
- Finger, F. – Doblmayr, P. – Friedl, G. – Gerdes, A. – Krenn, E. – Von Quadt, A. (2003): Petrology of the Weinsberg granite in the south Bohemian Batholith: New data from the mafic end members. – *Journal of the Czech Geological Society*; 48, 1–2, 46–47. Praha.
- Gerdes, A. – Worner, G. – Henk, A. (2000): Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *J. Geol. Soc. London* 157, 577–587.
- Gerdes, A. – Friedl, G. – Parrish, R. R. – Finger, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *Journal of the Czech Geological Society*, 48, 1–2, 53–54. Praha.
- Hrouda, F. – Jelínek, V. – Hrušková, L. (1990): A package of programs for statistical evaluation of magnetic data using IBM-PC computers. – *EOS Transactions, Am Geoph Union, SF*, 1289.
- Cháb, J. – Breiter, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): Stručná geologie Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Česká geologická služba. Praha.
- Jelínek, V. – Pokorný, J. (1997): Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. – *Phys Chem Earth* 22, 179–181.
- Matějka, D. (1991): Poznámky k chemismu granitů melechovského masivu. – *Zpr. geol. výzk. v roce 1990*, 116, Praha.
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Regionální geologie ČSSR I. Český masiv. SPN. Praha.
- Mlčoch, B. – Breiter, K. – Schulmannová, B. (2000): Výzkum melechovského granitoidního masivu. – *Zpr. geol. Výzk. v roce 1999*, 91–93. Praha.
- René, M. (2000): Two mica granites of the southwestern part of the Bohemian batholith. – *Mitt. Österr. mineral. Gesell.*, 145, 21–28. Wien.
- Verner, K. – Žák, J. – Hrouda, F. – Holub, F. (2006): Magma emplacement during exhumation of the lower- to mid-crustal orogenic root: The Jihlava syenitoid pluton, Moldanubian Unit, Bohemian Massif. – *J Struct Geol* 28, 1553–1567.
- Verner, K. – Žák, J. – Nahodilová, R. – Holub, F. (2008): Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. – *Int J Earth Sci*, DOI 10.1007/s00531-006-0153-z.
- Veselá, M. (1991): Geologická mapa ČR list 23–23 Jihlava, 1 : 50 000. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Veselá, M. (1992): Geologická mapa ČR list 23–41 Třešť, 1 : 50 000. – Český geologický ústav. Praha.

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

APPLIED GEOLOGY

VALIDACE TERÉNNÍHO RENTGEN-FLUORESCENČNÍHO SPEKTROMETRU PRO POTŘEBY ANALÝZ PŮD, ŘÍČNÍCH SEDIMENTŮ A SUSPENDOVANÉ HMOTY

Evaluation of the field portable X-ray-fluorescence analyzer for the soil, stream sediments and suspended particular matters analyses

Milan Geršl¹, Ilja Knésl²

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

²Česká geologická služba, Geologická 6, 152 00 Praha 5; e-mail: ilja.knesl@geology.cz

Key words: rentgen-fluorescence, portable XRF, soil, stream sediment, suspended particulare matter

Abstract

The portable X-ray-fluorescence analyser is being used for Ag, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Ti, U, V, Zn a Zr. There is an Alpha model (Innov-X Systems, Inc) used at the Czech Geological Survey for geological mapping, contamination of the soil, stream sediment or vegetation and for geochemical purposes and environmental mapping. For the measurement the total amount of sample with 10–30 g of material was used, it means such amount of material which can cover in large measure the window of the instrument. The thickness of the measured layer varies from 3 to 20 mm. For the study purposes 100 samples was analyzed including 20 reference laboratory samples. Its specification is presented in Table 1. To compare both sets of samples the whole rock analysis of duplicate samples has to be mesasured and this kind of analysis was provided by Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd., Canada. The results shows that correlation between measurement based on XRF method and reference materials or classic laboratory measurements corresponds in a good way. The most of the evaluated components reaches acceptable relative errors by precision of the measurement. Using this instrument makes the process of samples selection for the regional environmental research or core samples measurement much easier. In a short period we can analyze the wide spectrum of components under the low cost budget.

Úvod

V poslední době se na trhu objevily různé modely terénních, resp. přenosných rentgenfluorescenčních analyzátorů (RFA). Tyto přístroje se stále více uplatňují při základním geologickém výzkumu, průzkumu ložisek nerostných surovin i v environmentálních studiích. Mimo jiné jsou používány také v praxi archeologické, památkářské a restaurátorské, v kriminalistice i v různých odvětvích průmyslu.

Terénní rentgenfluorescenční analyzátoři umožňují v základním provedení stanovit koncentrace celé řady chemických prvků. Jedná se především o Ag, As, Ba, Cd,

Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Ti, U, V, Zn a Zr. Tuto škálu je možno pomocí příslušenství rozšířit i o další prvky, jako například K, Ca, P, a S. Česká geologická služba disponuje modelem Alpha z produkce firmy Innov-X Systems, Inc. (obr. 1), který využívá především při základním geologickém výzkumu a při studiu kontaminace půd, říční sedimentů nebo vegetace pro účely geochemického mapování životního prostředí.

Obecné povědomí o možnostech těchto přístrojů je u nás dosud relativně nízké. S tím také souvisí diskuze o nejistotách měření při stanovení jednotlivých prvků. Proto jsme přistoupili k testování s cílem posoudit kvalitu získaných dat ve srovnání s běžně používanými laboratorními analytickými metodami. Testování bylo prováděno na reálných vzorcích získaných při řešení projektů ČGS a na komerčních laboratorních referenčních materiálech, tzv. geostandardech (tab. 2, Govindaraju 1994).

Princip rentgenfluorescenčního stanovení chemických prvků

Působením rentgenového záření (elektromagnetické záření o vlnových délkách 10^{-2} – 10 nm) na chemické prvky jsou elektrony jejich atomů excitovány do vyšších orbitalů (energetických hladin) nebo uvolněny z elektronového obalu. Uvolněné místo je obsazeno některým z elektronů z vyšších energetických hladin. Přechod elektronu z vyšší na nižší energetickou hladinu je doprovázen emisí fluorescenčního záření. Na základě znalosti vlastností emitovaného záření je možno identifikovat složení zkoumaného vzorku.



Obr. 1: Rentgen-fluorescenční spektrometr, model Alpha, Innov-X Systems, Inc., Česká geologická služba.

Fig. 1: XRF spectrometer, Alpha type, Innov-X Systems, Inc., Czech Geological Survey.

Číslo RM	Označení	Charakteristika RM	Výrobce	Lokalita
15	SGR-1	olejnatá břidlice	USA (USGS)	Utah, USA
20	SDO-1	černá břidlice	USA (USGS)	Kentucky, USA
23	GXR-1	jasperoid	USA (USGS)	Utah, USA
24	GXR-2	půda	USA (USGS)	Utah, USA
25	GXR-3	Fe-Mn-W bohatý sediment z termálních pramenů	USA (USGS)	Nevada, USA
26	GXR-4	Cu-ruda z porfyrového ložiska	USA (USGS)	Utah, USA
27	GXR-5	půda – B horizont	USA (USGS)	Maine, USA
28	GXR-6	půda – B horizont	USA (USGS)	Severní Karolina, USA
30	SY-3	syenit	Kanada (CCRMP)	Ontario, Kanada
38	SO-3	půda – kalkreťový C horizont	Kanada (CCRMP)	Ontario, Kanada
44	ASK-2	břidlice	Norsko (ASK)	Oslo, Norsko
45	ASK-3	sulfidická ruda z olověno-zinkového ložiska	Norsko (ASK)	
71	T-1	tonalit	–	Tanzanie
149	JG - 3	granodiorit	Japonsko (GSJ)	Honšú, Japonsko
161	JP-1	peridotit (dunit)	Japonsko (GSJ)	Hokkaidó, Japonsko
206	NIM-S	syenit	JAR (MIN-TEK)	Palabora, JAR
286	CHR-PT+	chromit	Velká Británie	Šetlandské ostrovy, Skotsko
296	JSd-2	říční sediment	Japonsko (GSJ)	Honšú, Japonsko
301	JGb-2	gabro – leukokrání	Japonsko (GSJ)	Honšú, Japonsko
374	UMT - 1	ultramafické kaly	Kanada	Kanada

RM – referenční materiál; ASK – Analytisk Sporelement Komite, Norway; CCRMP – Canadian Certified Reference Materials Project; GSJ – Geological Survey of Japan; MINTEK – Council for Mineral Technology, South Africa;

Tab. 2: Referenční materiály analyzované terénním RFA.
Tab. 2: The list of reference samples analysed by portable XRF.

Zdrojem záření je radioizotopový zářič nebo rentgenová výbojka. Z bezpečnostního hlediska se v současnosti upouští od radioizotopového zářiče, a to i přes řadu výhod, jako je nízká hmotnost přístroje (vhodná právě pro polní aplikaci) nebo velmi stabilní zdroj záření. Primární záření musí mít energii dostatečnou pro excitaci elektronů do vyšších orbitalů.

Základní parametry rentgenfluorescenčních analyzátorů

Standardní parametry rentgenky, které se používají u analyzátorů zemin od firmy Innov-X, jsou voleny tak, aby pokryly co nejširší spektrum analyzovaných prvků. Rentgenová výbojka spektrometru Alpha se stříbrnou nebo wolframovou anodou pracuje s napětím 10–40 kV a proudem 10–100 µA. Sekundární (fluorescenční) rentgenové záření, je snímáno Si PiN diodovým detektorem (Innov-X

Systems, Inc., 2005). Intenzita sekundárního záření je kvantitativně vyhodnocena v rozsahu 0–0,3 Å (0–40 keV) vlnové délky. Pro stanovení množství jednotlivých prvků je použita intenzita jejich charakteristických spektrálních linií (Fišera et. al, 2003).

Proces měření a dosažené výsledky se průběžně zobrazují na displeji PDA. Záznam výsledků zobrazuje měřený prvek, vypočtenou koncentraci a chybu měření. Tato chyba je vypočtena jako statistická odchylka 1 sigma. Chyba se snižuje s prodlužující se dobou měření. Dále je uveden seznam prvků, jejichž koncentrace jsou pod detekčním limitem. U těchto prvků je zobrazena hodnota menší než LOD (detekční limit). LOD je definován jako trojnásobek statistické chyby vypočtené z měřeného spektra prvku.

Příprava vzorků pro RFA

Polním RFA je možné měřit přímo v terénu, a to především při rychlém orientačním průzkumu nebo na zahraničních expedicích. Výsledky terénních měření však mohou být výrazně zkresleny rozdílnou heterogenitou a různou vlhkostí získaných vzorků. Z těchto důvodů bylo měření prováděno v laboratoři, po přípravě vzorků. Vzorky byly nejprve sušeny při pokojové teplotě do 25 °C. Vzorky říčních sedimentů, suspendované hmoty a půd byly před měřením vysušeny a síťovány (velikost oka 0,063 mm). Podsítný produkt byl mlet na laboratorním achátovém mlýnku, kvartován a následně rozdělen na dva duplicitní vzorky pro stanovení analyzátořem RFA a pro celohorninovou analýzu metodou ICP. Na rozdíl od klasické laboratorní RFA nebyly vzorky před analýzou peletizovány přidávkem tmelícího materiálu. Pro měření byly homogenizované vzorky ukládány v standardních PE sáčcích.

Metodika měření RFA

Pro měření bylo použito 10–30 g vzorku, resp. takové množství, aby jím bylo zcela zakryto měřicí okénko přístroje. Mocnost měřené vrstvy se pohybovala od 3 do 20 mm. Pro potřeby této studie bylo analyzováno 100 vzorků včetně 20 komerčních laboratorních referenčních materiálů. Jejich specifikace je uvedena v tabulce 1. Měření přenosným RFA

Typ vzorku	Oblast	Počet vzorků
Půda	Českomoravská vysočina	8
Říční sediment	Povodí Bíliny, Dyje, Svratky	57
Suspendovaná hmota	Řeky Dyje a Svratka	15
Referenční materiál	Referenční materiál	20
Počet vzorků celkem		100

Tab. 1: Přehled analyzovaných vzorků.
Tab. 1: The list of analyse samples.

byla provedena za následujících podmínek: Doba měření 2 min, analytický mód: zeminý. V průběhu měření byl spektrometr fixován v měřicím nástavci. Před vlastním měřením byl přístroj standardizován vnějším kovovým standardem dodaným výrobcem. Výrobce uvádí následující odhadované spodní meze detekce pro silikátovou a půdní matici: Pb (11 a 14 ppm) , Zn (20 a 30 ppm), As (9 a 13 ppm), Cr (200 a 250 ppm). Výsledky byly uloženy do interní paměti přístroje a následně zpracovány pomocí

programu MS Active Sync. Hodnoty menší než LOD byly pro potřeby této studie nahrazeny $0,25 * 1$ sigma. Zda byly hodnoty menší než LOD ve výpočtu uvažovány, je uvedeno u každé z provedených operací.

Metodika celohorninové analýzy ICP

Pro srovnání byla použita celohorninová analýza duplicitních vzorků prováděná výhradně v laboratořích Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd. v Kanadě. Rozklad vzorku byl pro potřeby stanovení refraktorních prvků a REE proveden 0,1 g vzorku tavením s metaboritanem nebo tetraboritanem lithným a rozpouštěním v kyselině dusičné. Pro stanovení kovů bylo použito rozkladu 0,5 g vzorku v aqua regia při 95 °C. Analýza roztoku pak byla provedena metodou ICP-MS. Použitá metodika včetně detekčních limitů atd. je detailně popsána v příručce Acme Analytical Laboratories Ltd. (2008). Hodnoty menší než LOD byly pro potřeby této studie nahrazeny 0,5 LOD. Zda byly hodnoty menší než LOD ve výpočtu uvažovány, je uvedeno u každé z provedených operací.

Statistické zhodnocení dat

Statistické vyhodnocení přípravy vzorků pro měření polním RFA provedl například Bernick et al. (1995). Použitím polního RFA pro účely rychlého ověření koncentrací širší škály chemických prvků v různých druzích geologických materiálů se zabývali Hewitt (1995) a Kalnicky – Singhvi (2001). Srovnání analýz terénním RFA spektrometrem s laboratorními metodami FAAS provedli Mäkinen et al. (2005) a rozdíl mezi terénní rentgenovou

fluorescencí a ICP-OES testovali Kilbridge et al. (2006). Specifické materiály např. posuzující kvalitu ovzduší zkoumali Harper et al. (2007).

V tomto textu autoři srovnávají výsledky analýz geomateriálů přenosného RFA spektrometru Alpha (vyrobeného firmou Innov-X Systems Ltd.) a ICP-MS (Acme Analytical Laboratories, Ltd., Vancouver) formou korelací, dále byly spočteny průměrná hodnota relativní chyby a střední hodnota relativní chyby.

Měřením referenčních materiálů (tab. 2) byly stanoveny relativní chyby a přesnosti měření.

Relativní chyba měření pro jednotlivé geostandardy byla vypočtena ze vztahu:

$$\delta = \frac{b-a}{a} * 100$$

kde b je koncentrace měřeného chemického prvku stanovená terénním rentgen-fluorescenčním analyzátozem, hodnota a je certifikovaná hodnota koncentrace stejného prvku v geostandardu. Ze vzorce vyplývá, že záporné hodnoty δ označují obsahy nižší ve srovnání s hodnotou geostandardu, kladné hodnoty označují obsahy vyšší.

Pro stanovení relativní chyby měření bylo použito 20 geostandardů (tab. 2; Govindaraju 1994, Certifikát 2004). Průměr relativních chyb všech geostandardů je označován jako průměrná relativní chyba. Z relativních chyb byly počítány také jejich střední hodnoty – mediány.

	As	Ba	Cr	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Rb	Sr	U	Zn	Zr
Počet měřených vzorků	17	16	19	20	11	13	20	17	16	17	15	19	17
Počet výsledků větší než LOD	12	9	8	17	3	7	6	14	15	16	5	18	15
Počet výsledků menší než LOD	5	7	11	3	8	6	14	3	1	1	10	1	2
Korelace (včetně menší než LOD)	0.9945	0.8126	1.0000	0.9921		0.9744	0.9958	0.9996	0.9812	0.9985		0.9999	0.9738
Korelace (pouze větší než LOD)	0.9944	0.7250	1.0000	0.9920		0.9859	0.9949	0.9996	0.9804	0.9986		0.9999	0.9720
Průměrná hodnota relativní chyby (včetně menší než LOD)	41.20	45.28	430.72	227.60		335.04	-12.25	66.50	4.61	-23.29		27.28	-17.84
Střední hodnota relativní chyby (včetně menší než LOD)	-6.09	-60.09	25.00	-10.49		-11.29	-19.72	-11.26	-10.13	-2.97		-10.17	-10.49

Tab. 3: Přehled výsledků stanovených referenčních materiálů.

Tab. 3: The outline of results of reference samples analysed by portable XRF.

	As	Ba	Cr	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Rb	Sr	U	Zn	Zr	Fe	Mn	Ti
Počet měřených vzorků	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80
Počet výsledků větší než LOD	47	64	79	74	11	42	70	80	80	80	0	80	80	80	80	80
Počet výsledků menší než LOD	33	16	1	6	69	38	10	0	0	0	80	0	0	0	0	0
Korelace (včetně menší než LOD)	0.9905	0.6583	0.9318	0.9037		0.6426	0.9426	0.8719	0.8427	0.9789		0.9537	0.8088	0.9332	0.9206	0.8917
Korelace (pouze větší než LOD)	0.9914	0.6316	0.9332	0.9007		0.4080	0.9520	0.8719	0.8427	0.9789		0.9537	0.8088	0.9332	0.9206	0.8917
Průměrná hodnota relativní chyby (včetně menší než LOD)	-1.52	-26.85	36.30	28.00		15.01	5.89	64.78	-3.72	-3.99		21.17	-6.89	-3.81	-14.17	12.77
Střední hodnota relativní chyby (včetně menší než LOD)	-11.15	-30.53	28.72	10.78		-1.08	9.23	30.87	-4.36	-3.49		4.03	-10.40	-6.00	-20.23	2.95

Tab. 4: Přehled výsledků stanovených reálných vzorků.

Tab. 4: Results analysed samples.

Přesnost měření byla vypočtena ze vztahu:

$$Přesnost = \frac{\sigma}{\rho}$$

Kde σ je směrodatná odchylka třiceti měření stejného vzorku geostandardu polním RFA spektrometrem, ρ je průměrná hodnota souboru dat pro uvažovaný chemický prvek. Pro výpočet přesnosti stanovení byl použit geostandard č. 7001 (CERTIFIKÁT 2004), měření bylo opakováno třicetkrát.

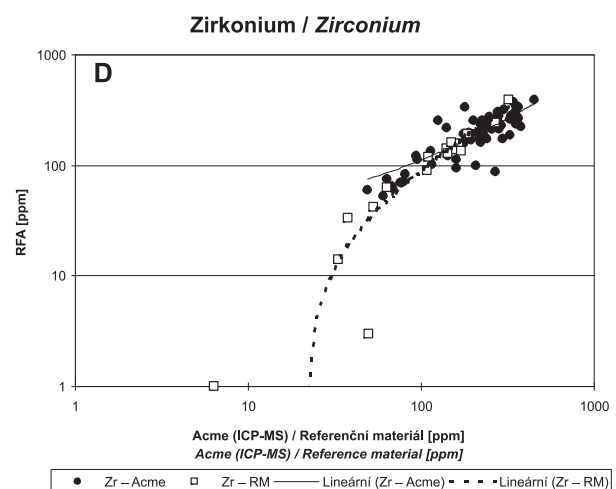
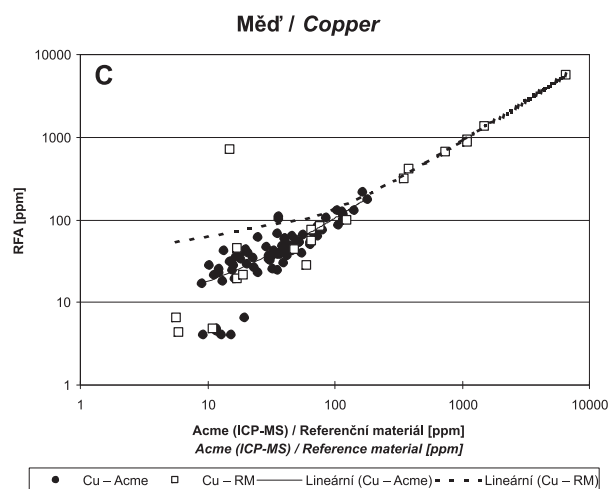
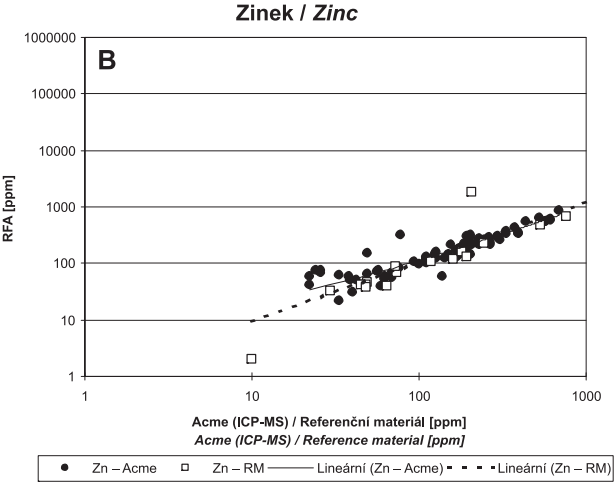
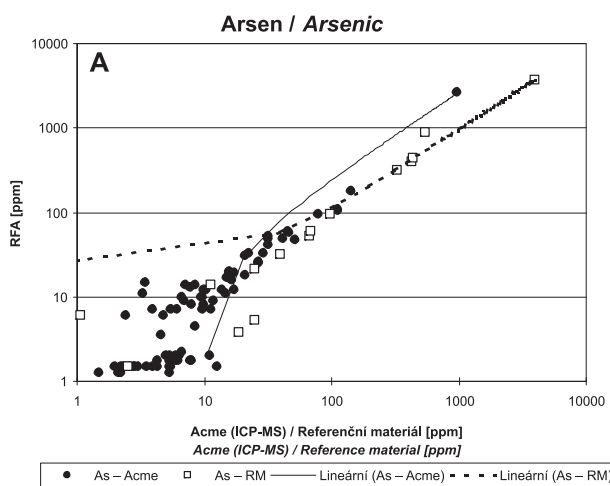
Výsledky a diskuze

Výsledky stanovení referenčních materiálů jsou uvedeny v tab. 3. Výsledky stanovení běžných prvků v reálných vzorcích podle přehledu v tab. 1 jsou uvedeny v tab. 4. Z provedených stanovení byla vypočítána korelace se srovnávaným materiálem, tedy s referenčními materiály nebo s výsledky analýz duplicitních vzorků. Z výsledků stanovení byla dále vypočtena relativní chyba a pro jednotlivé prvky stanovena její průměrná a střední hodnota. Z důvodů vysokého počtu hodnot stanovení menších než mez detekce (LOD) nebyly hodnoceny stanovení rtuti a uranu.

Prvky As, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Rb, Sr, Ti, Zn, Zr poskytují obecně velmi dobré korelace mezi měřeními pomocí RFA a klasickými laboratorními metodami. Většina hodnocených prvků dosahuje přijatelných relativních chyb i přesností měření, za velmi dobré lze označit stanovení As, Cu, Fe, Mo, Mn, Ni, Rb, Sr, Ti, Zn, Zr. Přesnost, tj. opakované měření jednoho standardu, je nejvyšší u zinku a olova, poněkud nižší u chromu a arsenu.

Grafické znázornění v grafech s logaritmickým měřítkem ukazuje na podobné trendy v případě srovnávání s reálnými vzorky a s referenčními materiály (obr. 2A–D). U některých prvků, např. u arsenu a mědi (obr. 2A, B), neexistuje zřetelná závislost v oblastech kolem meze detekce.

Výsledky reprodukovatelnosti měření polním spektrometrem v závislosti na koncentraci sledovaných prvků v různých typech analyzovaných materiálů ukazují, že se rozptyl dat zvyšuje se snižováním obsahu prvku ve vzorku. Reprodukovatelnost dat klesá v blízkosti hodnot blízkých mezi detekce. Pro potřeby této pilotní studie lze některé rozdíly vysvětlit relativně malým souborem statisticky



Obr. 2A–D: Příklady korelace výsledků stanovení mezi terénním RFA a laboratorní ICP-MS. A – arsen, B – zinek, C – měď, D – zirkonium.

Fig. 2A–D: Correlations examples of determinations results between portable XRF and ICP-MS. A – arsenic, B – zinc, C – copper, D – zirconium.

hodnocených dat a přítomností odlehlých a extrémních hodnot.

Závěr

Výsledky provedených stanovení ukázaly, že korelace mezi měřením pomocí RFA a referenčními materiály nebo klasickými laboratorními metodami jsou u většiny běžně analyzovaných prvků na velmi dobré úrovni. Většina hodnocených prvků dosahuje přijatelných relativních chyb i přesností měření. Vnější standard dodávaný výrobcem umožňuje standardizovat podmínky měření, avšak kvalitu získaných dat lze posoudit pouze použitím celé řady geostandardů, které pokrývají široké prvkové spektrum i interval koncentrací sledovaných prvků. Je samozřejmé, že meze detekce pro jednotlivé prvky při měření polním spektrometrem jsou vyšší ve srovnání s laboratorními metodami.

Terénní RFA se tak stává výborným pomocníkem, umožňujícím rychlou orientaci při terénních pracích, obzvláště při environmentálním posouzení kontaminace půd, řečištních sedimentů i vegetace. Při geologicko-průzkumných pracích může tento přístroj ušetřit náklady na laboratorní práce, kdy je možno zadávat jen zajímavé vzorky s koncentracemi studovaných prvků nad předem stanovenou mez na laboratorní vyhodnocení.

Významné uplatnění získává tento přístroj v naší praxi při rozhodování o výběru vzorků pro náročné analýzy z velkého množství získaných vzorků jako jsou regionální environmentální průzkumy nebo profily vrtnými jádry. Metoda umožňuje v poměrně krátké době analyzovat široké spektrum prvků při velmi nízkých provozních nákladech.

Poděkování

Za cenné rady a náměty k diskuzi při řešení této studie děkujeme doc. RNDr. Bohdanu Kříbkovi, DrSc.

Práce byla uskutečněna díky finanční podpoře projektu MŽ-P-OOHPP-87/08/GP – Organické polutanty a jejich přírodní analogy v suspendované hmotě řeky Bílina a v sedimentech její snosové oblasti a interního projektu České geologické služby 327400.

Literatura

- Acme Analytical Laboratories Ltd. (2008): AcmeLabs. Services & Fees 2008. – Acme analytical laboratories Ltd., 36 p., Vancouver B.C.
- Bernick, M. B. – Getty, D. – Prince, G. – Sprenger, M. (1995): Statistical evaluation of field-portable X-ray fluorescence soil preparation methods. – *Journal of Hazardous Materials*, 43, 111–116.
- Fišera, M. – Juna, M. – Mihaljevič, M. – Pokorný, J. – Rubeška, I. – Sixta, V. – Šulcek, Z. – Veselý, J. (2003): Analytical methods. – In: Pašava, J. – Kříbek, B. (2003): *Geochemical Prospecting Methods and Their Environmental Applications*. – Textbook of Geochim postgradual training course, Czech geological survey Prague.
- Govindaraju, K. (1994): Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. – *Geostandards Newsletter* 18, SI, 1–158.
- Harper, M. – Pacolay, B. – Hintz, P. – Bartley, D. L. – Slaven, J. E. – Andrew, M. E. (2007): Portable XRF analysis of occupational air filter samples from different workplaces using different samplers: final results, summary and conclusions. – *J Environ Monit.* 2007 Nov; 9 (11): 1263–70. Epub 2007 Aug 21.
- Hewitt, A. D. (1995): Rapid screening of metals using portable high resolution X-ray fluorescence spectrometers. – Online dokument: http://www.crrel.usace.army.mil/techpub/CRREL_Reports/reports/SR95_14.pdf.
- Innow-X Systems, Inc. (2005): *Innow-X systems Alpha Series™*, rentgenový fluorescenční spektrometr. – Manuál, ver. 2.1, srpen 2005, 1–66. Woburn.
- Kalnicky, J. D. – Singhvi, R. (2001): Field portable XRF analysis of environmental samples. – *Journal of Hazardous Materials*, 83, 93–122.
- Kilbridge, C. – Poole, J. – Hutchings, T. R. (2006): A comparison of Cu, Pb, As, Cd, Zn, Fe, Ni and Mn determined by acid extraction/ICP-OES and ex situ field portable X-ray fluorescence analyses. – *Environmental Pollution*, 143, 16–23.
- Mäkinen, E. – Korhonen, M. – Viskari, E. L. – Haapamäki, S. – Järvinen, M. – Lu, L. (2005): Comparison of XRF and FAAS methods in analysing CCA contaminated soils. – *Water, Air, and Soil Pollution*, 171, 95–110.

TRANSFORMACE BENTONITU V PODMÍNKÁCH ÚLOŽIŠTĚ RADIOAKTIVNÍHO ODPADU: GEOCHEMICKÝ MODEL

Bentonite transformation under conditions of radioactive waste disposal: geochemical model

Dana Hanuláková^{1,2}, Josef Zeman¹

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

²Ústav nových technologií a aplikované informatiky, TUL, Studentská 2, 461 17 Liberec 1

Key words: montmorillonite transformation, bentonite, Mock-Up-CZ, geochemical modeling

Abstract

Geochemical modeling is (1) one of the ways how to assess bentonite stability and (2) an effective method to define key processes of a bentonite transformation. A simulation of bentonite transformation was performed for various physical and chemical conditions. The influence of pore water and mineral composition was theoretically studied. The modeling has shown that the most important factor which influences stability of bentonite is initial water composition and the presence of accessory minerals such as pyrite and calcite. The type of montmorillonite that forms the main part of bentonite did not play a key role in the bentonite transformation. Initial mixture of Na-, K-, Ca-, montmorillonites was transformed mainly into Mg- and Ca-montmorillonites. Totally 3 to 9 wt. % of initial bentonite was transformed to the secondary minerals.

Úvod

Řešení problematiky ukládání radioaktivních odpadů vyžaduje specifický přístup. Jedinečnost je vyvolána multidisciplinarností řešené problematiky a především požadavkem na extrémně dlouhodobou bezpečnou funkci (tisíce až statisíce let) navržené konstrukce. Právě požadavky extrémně dlouhé životnosti multibariérové konstrukce jsou rozhodující pro výběr základního materiálu geotechnické části inženýrské bariéry – bentonitu. Bentonitem se rozumí reziduální, nepřemístěná jílovitá hornina tvořená smektity, s vysokou sorpční schopností, vysokou hodnotou kationové výměnné kapacity, expandability a plastičnosti (Acros et al. 2006, Karnland – Birgersson 2006). U velmi kvalitních bentonitů je podíl smektitů (především montmorillonitů) až 80 %. Bentonit může obsahovat různý podíl dalších jílových minerálů jako je beidelit, illit nebo kaolinit. Typickými akcesorickými minerály bentonitu jsou živce, křemen, cristobalit, sádrovec, kalcit a pyrit. Tyto minerály mohou mít zásadní vliv na přeměnu bentonitu a následně ovlivnit transport radionuklidů v případě poškození kanálu (Karnland et al. 2006).

Na stavební fakultě ČVUT byl realizován experiment Mock-Up-CZ jako součást několikaletého výzkumu materiálů na bázi bentonitů určených pro inženýrskou bariéru hlubinného úložiště radioaktivního odpadu. Experiment Mock-Up-CZ simuloval vertikální způsob ukládání radioaktivního odpadu v hlubinném úložišti podle švédského systému KBS-3 (Acros et al. 2006). Průvodním jevem při uložení kontejneru s radioaktivním odpadem v hlubinném úložišti je vývoj tepla. Tento jev byl při experimentu simulován topným tělesem zasazeným do kontejneru. Topné těleso pak bylo obestavěné bariérou z bentonitových tvárnic, a uzavřeno ve válcovitém ocelovém plášti. Vnitřní strana ocelového pláště byla opatřena zavodňovacím systémem. Ten umožnil dlouhodobé rovnoměrné sycení bentonitové

bariéry syntetickou granitickou vodou, které simulovalo působení podzemní vody v úložišti. V průběhu 37 měsíců trvajících experimentu docházelo k zahřívání bentonitové bariéry a v prostoru kolem topného tělesa bylo dosaženo teplot těsně pod 100 °C. Cílem této studie je na základě geochemického modelování (1) posoudit jednotlivé vlivy na míru transformace bentonitu a (2) odvodit reakční cesty změn v bentonitu.

Metodika

V tab. 1 je uvedeno výchozí složení bentonitového substrátu, který byl získán smíšením bentonitu z lokality Rokle s křemenným pískem a grafitem. Byly zhotoveny 3 paralelní analýzy z různých částí lisované tvárnice pro

vzorek	1	2	3
složka	hm. %	hm. %	hm. %
-H ₂ O	7.5	7.55	7.31
+H ₂ O	4.61	4.58	5.48
SiO ₂	47.41	46.73	42.78
TiO ₂	3.1	3.14	3.45
Al ₂ O ₃	11.28	11.48	12.08
Fe ₂ O ₃	9.81	10.02	10.72
FeO	0.27	0.21	0.41
MnO	0.16	0.16	0.18
CaO	4.53	4.54	5.34
MgO	2.31	2.33	2.54
K ₂ O	0.85	0.81	0.9
Na ₂ O	0.59	0.58	0.69
S	0.02	0.04	0.04
CO ₂	2.46	2.5	2.7
P ₂ O ₅	0.58	0.52	0.66
C	4.84	4.89	4.72
Celkem	100.32	100.08	100

Tab. 1: Složení bentonitového substrátu.

Tab. 1: Composition of the bentonite buffer.

ověření homogenity a variability složení materiálu, které je uvedeno ve sloupcích 1–3.

Pro syčení bentonitového substrátu v kontejneru bylo použito syntetické granitické vody (viz tab. 2). Stejná voda byla použita i pro sledování interakcí mezi bentonitem a vodným prostředím v zadání geochemického modelu.

parametr	hodnota	jednotky
T	22	°C
Eh (SHE)	465	mV
pH	6.95	
vodivost	454	µS/cm
Ca ²⁺	14.92	mg/l
Mg ²⁺	5.22	mg/l
K ⁺	4.46	mg/l
Na ⁺	68	mg/l
SO ₄ ²⁻	9.87	mg/l
Cl ⁻	77.72	mg/l
HCO ₃ ⁻	107.99	mg/l

Tab. 2: Složení granitické vody.

Tab. 2: Granitic water composition.

Ke geochemickému modelování byl použit program Geochemist's Workbench (Bethke 2005 a, b, c).

Geochemický model transformace čistého bentonitu

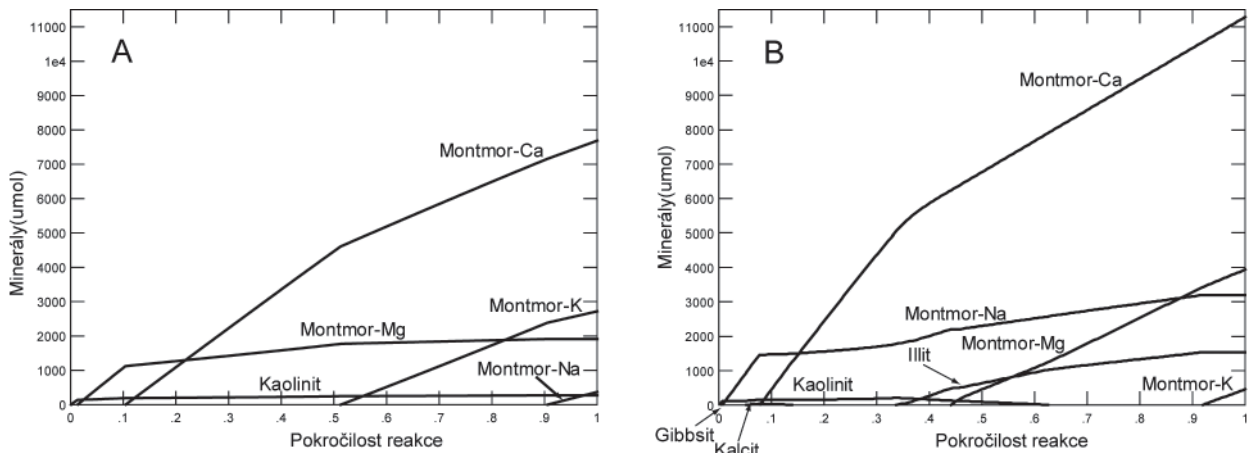
Jako reaktanty byly použity koncové členy Na-, K- a Ca-montmorillonitové řady [vápenatý montmorillonit je uložený v databázi Geochemist's Workbench jako Ca_{0,165}Mg_{0,33}Al_{1,67}Si₄O₁₀(OH)₂, draselný montmorillonit jako K_{0,33}Mg_{0,33}Al_{1,67}Si₄O₁₀(OH)₂ a sodný montmorillonit jako Na_{0,33}Mg_{0,33}Al_{1,67}Si₄O₁₀(OH)₂]. Podle chemických analýz bentonitové směsi byl poměr těchto členů roven Na : K : Ca = 30 : 27 : 43 (hm. %). Vzhledem k tomu, že zatím nejsou k dispozici spolehlivá termodynamická data, nebyl do modelu zahrnut montmorillonit obsahující železo. Transformace probíhala při experimentálně zjištěném pH = 6,95 a Eh = 465 mV. Geochemický model simuloval postupné rozpouštění celkové směsi 30 g Na-montmorillonitu, 27 g K-montmorillonitu a 43 g Ca-montmorillonitu v 1 kg granitické vody (se složením v tab. 2). Směs se do roztoku přidávala po krocích, celkový počet kroků byl

1000. Začátek simulace odpovídal pokročilosti reakce = 0,0, konec simulace pokročilosti = 1,0. V každém kroku bylo do granitické vody přidáno 30 mg Na-montmorillonitu, 27 mg K-montmorillonitu a 43 mg Ca-montmorillonitu. Program počítal rovnováhu pro každý nový stav systému způsobený přidáním reaktantů. Pokud bylo v některém kroku dosaženo přesycení roztoku vůči určitému minerálu, bylo odpovídající množství složky přesahující rovnovážnou koncentraci vysráženo v podobě tohoto minerálu. Směs interagovala s granitickou vodou až po dosažení celkové termodynamické rovnováhy. Prezentovány jsou modely při 25 a 95 °C, které pokrývají rozsah teplotních podmínek při experimentu Mock-Up-Cz.

Při 25 °C se hned na začátku transformace granitická voda nasýtila vůči gibbsitu (v grafu není kvůli přehlednosti vynesena) a následně dosáhla nasycení vůči Mg-montmorillonitu a kaolinitu (obr. 1A). Znamená to, že jsou všechny ostatní členy montmorillonitové řady rozpouštěny, zatímco se sráží Mg-montmorillonit. Při pokročilosti reakce kolem 0,1 se roztok stal přesycený vzhledem k Ca-montmorillonitu a od tohoto okamžiku byla část montmorillonitu s alkalickými kovy transformována na Ca-Mg-montmorillonit. Od pokročilosti reakce kolem 0,5 se roztok stal nasycený kromě Ca-montmorillonitu i vůči K-montmorillonitu. Od pokročilosti reakce kolem 0,9 se roztok stal nasycený vůči poslednímu koncovému členu montmorillonitové řady – sodnému montmorillonitu – a transformace směsi končí.

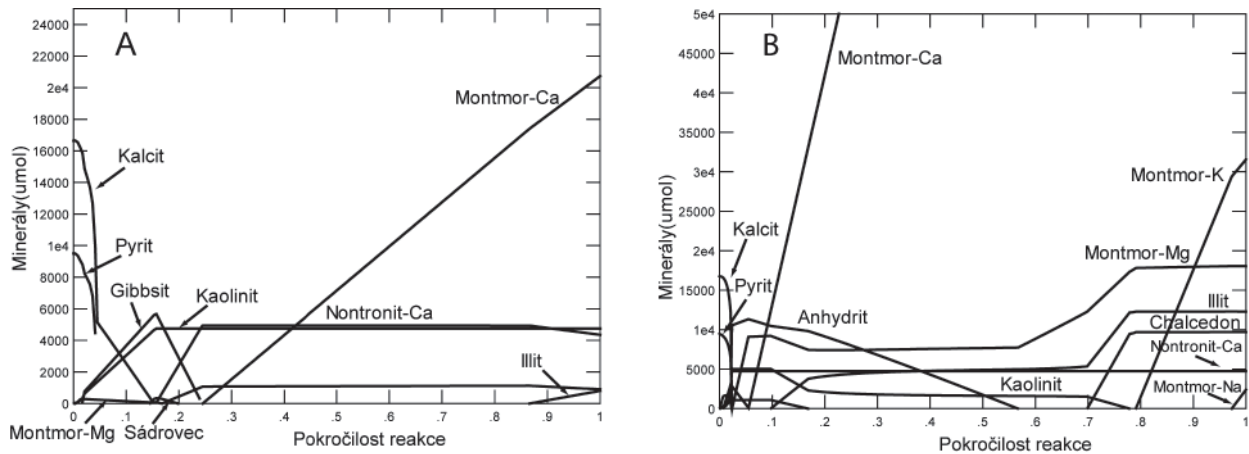
Při 95 °C je mechanismus transformace směsi koncových členů montmorillonitové řady v principu stejný, avšak sodný člen se stává stabilnější ve srovnání s draselným členem (obr. 1B). Narozdíl od předchozího případu vzniká při této vyšší teplotě nový minerál – illit (pokročilost reakce kolem 3,5). Během reakce se rozpustí celkem 0,261 g vápenatého montmorillonitu, 1,94 g draselného montmorillonitu a 1,02 g sodného montmorillonitu. pH se při této teplotě ustaví na hodnotě 7,85.

Změny v mechanismu transformace měly samozřejmě vliv na složení vodné fáze. V první fázi transformace rostl poměr koncentrací Ca/Mg stejně jako poměr koncentrací alkalických kovů vůči kovům alkalických zemin.



Obr. 1: Transformace směsi montmorillonitů při interakci s vodou při teplotě 25 °C (A) a 95 °C (B).

Fig. 1: Transformation of montmorillonite mixture at interaction with water at 25 °C (A) and 95 °C (B).



Obr. 2: Transformace směsi montmorillonitů při interakci s vodou v přítomnosti pyritu a kalcitu při teplotě 25 °C (A) a 95 °C (B).
 Fig. 2: Transformation of montmorillonite mixture at interaction with water in the presence of pyrite and calcite at 25 °C (A) and 95 °C (B).

Tyto poměry jsou závislé nejen na pokročilosti reakce, ale také na teplotě. Tzn., že rozdílná stabilita koncových členů montmorillonitové řady a změny v transformačním mechanismu v důsledku rozdílných teplot přirozeně ovlivňují poměry koncentrací kovů v roztoku.

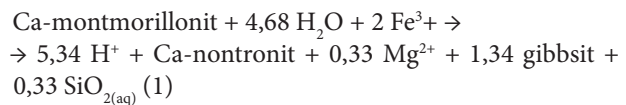
Transformace směsi montmorillonitů s přidavkem kalcitu a pyritu

Jako reaktanty byly použity následující minerály: vápenatý montmorillonit, draselný montmorillonit a sodný montmorillonit. Vzájemné poměry montmorillonitů byly opět odvozeny ze silikátové analýzy bentonitu z lokality Rokle. Na rozdíl od předchozí modelové situace byl k reagujícím montmorillonitům přidán i kalcit a pyrit. Jejich množství odpovídalo 0,6 hm. % u pyritu a 2,4 hm. % u kalcitu. Směs byla transformována v granitické vodě při teplotě 25 a 95 °C. Jak je patrné z obr. 2A, způsobí přítomnost kalcitu a pyritu transformaci většího množství montmorillonitu, než je tomu v případě, kdy v systému kalcit a pyrit chybí. Koncentrace sodných ionů v roztoku se nedostane na hodnoty nutné k přesycení vůči sodnému montmorillonitu, i když se jejich množství v roztoku stále zvyšuje a nejsou spotřebovány žádným jiným vznikajícím minerálem. Ionty draslíku jsou spotřebovávány vznikajícím illitem a roztok se tak nemůže nasytit ani vůči draselnému montmorillonitu. Vápenatý montmorillonit je jediným reaktantem, vůči kterému se roztok v průběhu rozpouštění přesytí. Železo uvolněné v průběhu reakce je spotřebováváno vznikajícím nontronitem.

Zvýšení teploty na 95 °C při stejném zastoupení kalcitu a pyritu vede k výrazně pokročilejší transformaci montmorillonitu (obr. 2B). V průběhu reakce dojde k přesycení vůči všem reaktantům. Během této reakce se rozpustí 0,4 g vápenatého montmorillonitu, 1,7 g draselného montmorillonitu a 7 g sodného montmorillonitu.

Přítomnost pyritu a kalcitu má značný vliv i na průběh pH, které dosáhne nižší hodnoty. Při teplotě 25 °C se pH ustaví na konečné hodnotě 7,7. Při teplotě 95 °C je konečné pH pouze 6,97 (zde je však třeba poznamenat, že neutrální pH je při této teplotě 6,2). Výsledky modelování transformace úplné bentonitové bariéry včetně odpovídajícího množství pyritu a kalcitu potvrzují základní mecha-

nismus, že železo uvolněné postupnou oxidací pyritu se plně účastní transformace a je zabudovááno do dalšího produktu transformace – vápenatého nontronitu. Vápenatý nontronit vzniká proto, že je uvolňováno značné množství vápenatých ionů do roztoku souběžným rozpouštěním kalcitu. Tuto přeměnu můžeme vyjádřit rovnicí 1.



Závěry

Geochemické modelování potvrdilo, že bentonitová směs složená z Na-K-Ca-montmorillonitu, je při interakci s granitickou vodou zčásti transformována na Ca-Mg montmorillonit. Jen malá část původního materiálu se přemění na kaolinit a při nejvyšších teplotách i illit. Na sekundární produkty bylo transformováno od 3 do 9 hm. % původního bentonitového substrátu. Hmotnostní bilance složení pórové vody i geochemické modelování transformace ukazují, že jen malé množství bentonitové směsi zůstane v pórové vodě ve formě rozpuštěných složek (kolem 0,1 hmotnostního %). O stabilitě bentonitové směsi rozhoduje hlavně složení interagující vody a množství přítomného pyritu: každý mol pyritu způsobil transformaci 0,7 molu montmorillonitu, hmotnostně pak 1 g pyritu způsobil transformaci zhruba 3,4 g montmorillonitu. Vlastní složení bentonitu (typ montmorillonitu) hraje až druhořadou a v principu zanedbatelnou roli.

Poděkování

Tento výzkum byl finančně podpořen Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy v rámci projektu MSM 0021622412 (INCHEMBIOL) a Správou úložišť radioaktivních odpadů (SÚRAO).

Literatura

- Acros, D. – Grandia, F. – Domènech, C. (2006): Geochemical evolution of the near field of a KBS-3 repository. – SKB TR 06-16, 97 pp, Stockholm.
- Bethke, C. M. (2005a): The Geochemist's Workbench® Release 6.0. GWB essentials guide. University of Illinois, 76 pp.
- Bethke, C. M. (2005b): The Geochemist's Workbench® Release 6.0. Reaction modeling guide. University of Illinois, 74 pp.
- Bethke, C. M. (2005c): The Geochemist's Workbench® Release 6.0. Reference manual. University of Illinois, 241 pp.
- Karnland, O. – Birgersson, M. (2006): Montmorillonite stability with special respect to KBS-3 conditions. – SKB TR 06-11, 38 pp. Stockholm.
- Karnland, O. – Olsson, S. – Nilsson, U. (2006): Mineralogy and sealing properties of various bentonites and smectite-rich clay materials. – SKB TR-06-30, 117 pp. Stockholm.

GRAVIMETRICKÉ OVĚŘOVÁNÍ ANOMÁLIÍ VDV NA OSTROVSKÉ PLOŠINĚ V MORAVSKÉM KRASU

Validation of VLF anomalies on Ostrovská plošina plateau in the Moravian karst area by gravity survey

Pavel Kalenda¹, Pavol Mravec², František Musil³

¹ Ústav Struktury a Mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8; e-mail: pkalenda@volny.cz

² Holštejská skupina ZO 6-15 ČSS, Ondráčkova 229, 628 00 Brno

³ Pustožlebská skupina ZO 6-25 ČSS, Svatopetrská 7, 617 00 Brno

(24–23 Protivanov)

Key words: microgravity survey, cave, karst area

Abstract

The aim of the gravity survey was to verify some of VLF anomalies, which were found in 2006–8 field surveys (Kalenda and Duras 2007, Kalenda and Duras 2008). The anomaly on profile P1 near the Tannenberg quarry was recognised as probably free-space cave outside valley axes. The anomaly on profile P2 near the Cigánský závrt sinkhole was recognised probably as a cave completely filled by sediments. The anomaly on profile P3 in the Úžlabí valley is probably a cave, but it is not definitively verified due to topoeffects and sedimentary layers, which have the same influence to the gravity as supposed cave. The anomaly on profile P4 near the Manželský závrt sinkhole is a free-space cave. Anomalies on profile P5 are probably two caves or sinkholes, filled by sediments.

Úvod

V letech 2003 a 2004 byla pomocí gravimetrie (Blecha a Kalenda 2004, Blecha a kol. 2005) proměřena oblast nad známým koncem Holštejské jeskyně (Zámek – Zatloukal 1993, Zatloukal et al. 1996) s cílem nalézt její další pokračování. Tato měření ukázala, že i jeskyně, zcela zaplněné sedimenty, jsou detekovatelné pomocí moderních přesných gravimetrů i v hloubkách, odpovídajících horní jeskynní úrovni v Moravském krasu (Hypr 1980, Kadlec 1995, 1996, 1997, 2001, Kalenda et al. 2004, Kalenda et al. 2005a, b). Tato úroveň se dnes nachází cca 60 m nad aktivním tokem Bílé Vody a Sloupského potoka a 40–50 m pod povrchem Ostrovské plošiny.

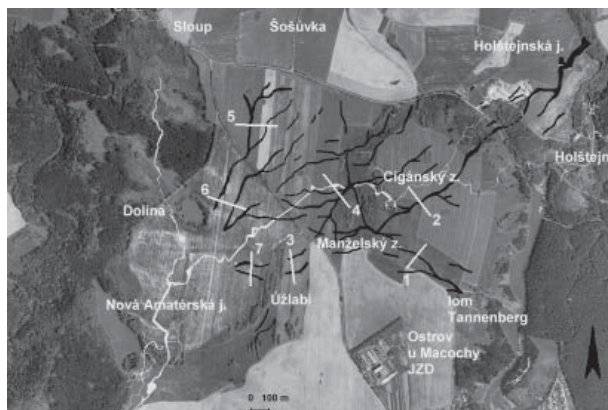
Na tato měření navázalo v roce 2005 plošné proměření oblasti Bukovinek a části Ostrovské plošiny pomocí gravimetrie (Kalenda et al. 2006), které kromě pokračování Holštejské jeskyně ukázalo na další tíhové

anomálie, vyvolané podzemními dutinami. Pro velkou náročnost tíhových měření a dobrou korelaci vodivých zón a záporných tíhových anomálií bylo v letech 2006–8 použito metody Velmi Dlouhých Vln (VDV) pro detekci vodivých zón v hloubkách, odpovídajících horní jeskynní úrovni (Kalenda – Duras 2007, Kalenda – Duras 2008). Tato měření ukázala na spojitou síť vodivých zón, tedy možných jeskyní (viz obr. 1). Z metody VDV však není zřejmé, zda se jedná o volnou dutinu – jeskyni v pravém smyslu slova, nebo jen o neprůleznou puklinu, vyplněnou vodivými sedimenty, nebo o jeskyni, vyplněnou sedimenty. Pro toto rozlišení byla použita gravimetrie, která je schopna kvalitativně odlišit volné dutiny od sedimenty vyplněných puklin nebo jeskynních chodeb. V optimálním případě je možno kvalitativně posoudit i případnou velikost jeskynních profilů (Kalenda et al. 2006). Bylo proto navrženo celkem 7 profilů, probíhajících kolmo na vodivé zóny VDV v místech co nejméně ovlivněných terénními nerovnostmi nebo jinými vlivy (lesy, závrti).

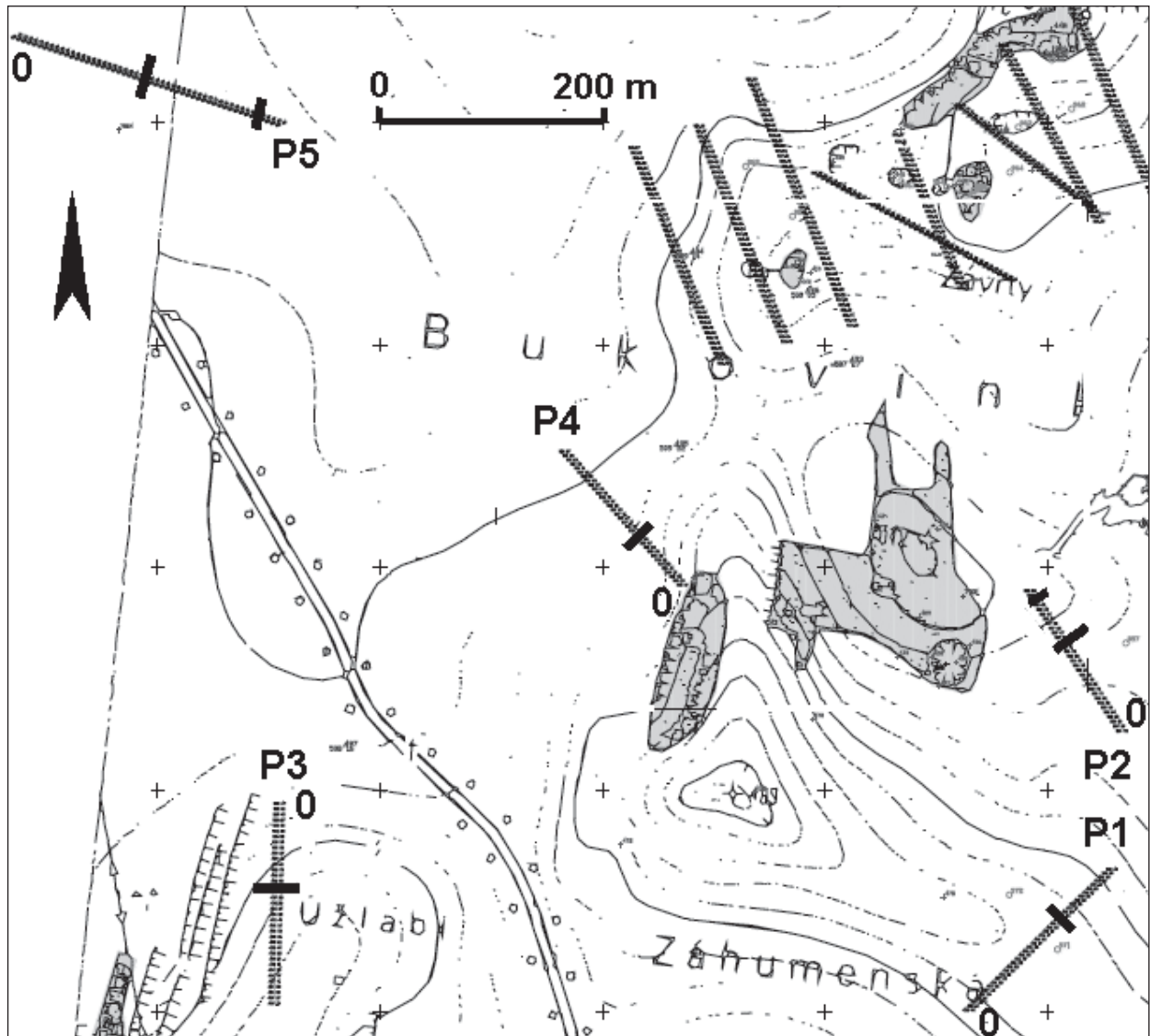
Geologická situace

Téměř celá Ostrovská plošina leží na světle šedých vilémovických vápencích macošského souvrství několik set metrů jižně a západně od jejich kontaktu s břidlicemi na východě a zejména s drobnými protivanovského souvrství na severu. Sklon vápencových vrstev směřuje generálně k VJV pod ostrovské břidlice. Na zarovnaném povrchu vápenců leží několikametrová (3–4 m) vrstva kvartérní spraše.

Převládající tektonika směru SV–JZ až SSV–JJZ predisponovala kromě samotné Holštejské jeskyně a níže položené jeskyně č. 68 (Zatloukal et al. 1996) také většinu jeskynních prostor v okolí. Sdružený tektonický směr SZ–JV až ZSZ–VJV využívají jeskynní systémy většinou jen pro obtoky a tyto pukliny jsou většinou zavřené (Štogr – Kučera 1997).



Obr. 1: Vodivé zóny detekované pomocí metody VDV (Kalenda a Duras 2008) a navržené tíhové profily (ortofotomapa Geodis).
Fig. 1: Conductive zones detected by VLF method (Kalenda a Duras 2008) and suggested profiles of gravity measurements.



Obr. 2: Realizované tíhové profily s vyznačením poloh středů tíhových anomálií.
 Fig. 2: Measured gravity profiles with positions of centers of gravity anomalies.

Terénní práce a zpracování dat

Gravimetrické práce byly provedeny gravimetrem Scintrex CG-5 s citlivostí $1 \mu\text{Gal}$ a měření bylo provedeno na pěti profilech (1–5) ze sedmi plánovaných z důvodu kolize s polními pracemi. Vzdálenost bodů na profilech byla 5 m. Délky jednotlivých profilů byly od 150 m (P2) do 250 m (P5). Celkem bylo proměřeno 189 bodů na profilech a 4 opakovaná měření na 7 opěrných bodech. Situace gravimetrických profilů je patrná z obr. 1 a 2. Střední kvadratická chyba, zjištěná z opakovaných měření, byla $3 \mu\text{Gal}$.

Všechny gravimetrické body byly v terénu polohově a výškově zaměřeny pomocí totální stanice. Relativní chyba v trigonometrickém určení nadmořské výšky nepřesáhla 3 mm a v pozici 10 cm (možný posun středu gravimetru vůči zaměřenému bodu).

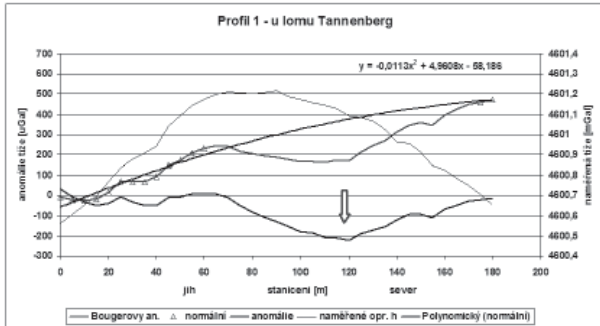
Naměřená data byla nejprve zpracována do formy relativních Bougerových anomálií s redukční hustotou 2700 kg.m^{-3} . Redukční hustota odpovídá měrné hmotnosti podložních vápenců. Reliéf terénu ve studovaném území je jen mírně vlnitý, kromě úvaly Úžlabí a klasické topografické korekce proto zaváděny nebyly. Účinek vzdá-

lenějších terénních nerovností byl odstraněn jako součást regionálního pole.

Výsledky měření

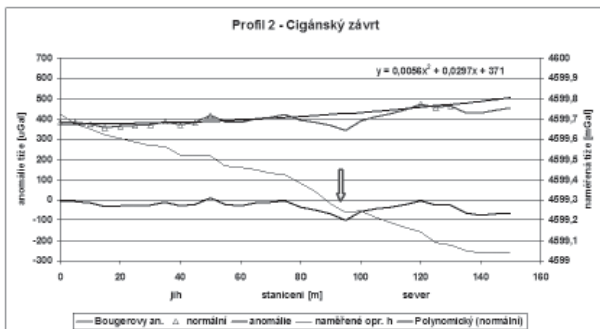
Výsledky měření byly zpracovány do profilů Bougerových a reziduálních anomálií (viz obr. 3–7). Od Bougerových anomálií bylo odečteno regionální pole tím způsobem, že krajními body profilu, u kterých bylo předpokládáno nejmenší ovlivnění anomálií, byla proložena křivka druhého řádu. Křivky se většinou výrazně nelišily od přímek. Rovnice křivek a jejich průběhy jsou uvedeny u každého profilu na obr. 3–7. Tato křivka byla považována za normální pole, neovlivněné anomálií uprostřed profilu. Rozdíl mezi křivkami Bougerových anomálií a křivkou normálního pole byl považován za tíhovou reziduální anomálii. Ve všech případech se jednalo o záporné tíhové anomálie, vyvolané nedostatkem hmot, a to v místech předpokládaných průběhů vodivých zón, tedy pravděpodobně jeskyní.

Na obrázku č. 3 jsou Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P1 přes úžlabí Záhumsko u lomu Tannenberg. Protože tíhově nelze odlišit zvýšení mocnosti



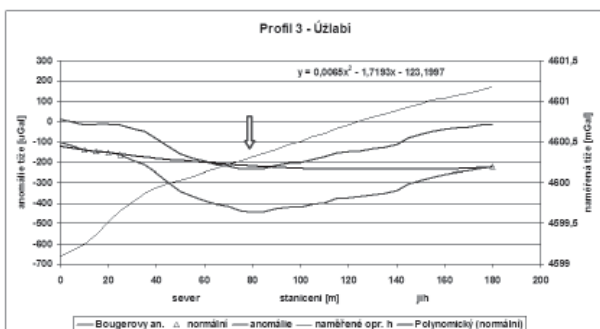
Obr. 3: Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P1.
Fig. 3: Bouger's and residual anomalies on profile P1.

sedimentárního sprašového pokryvu v úžlabí od případné tíhové anomálie jeskyně, je možno pouze z faktu, že se střed anomálie ve staničení cca 120 m nekryje s osou údolí ve staničení přibližně 80 m, usuzovat na to, že tato anomálie není vyvolána zvýšením mocnosti spraše v údolí, ale volnými prostory pod staničeními cca 120 m. Tomuto faktu nasvědčuje i to, že ve vzdálenostech cca 40–50 m od profilu jsou v okolí staničení 120 m na obou stranách profilu závrtvy v řadě za sebou, paralelně s osou údolí.



Obr. 4: Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P2.
Fig. 4: Bouger's and residual anomalies on profile P2.

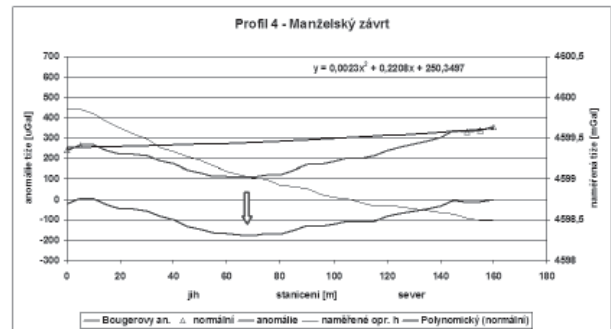
Na obrázku č. 4 jsou Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P2 u Cigánského závrtu. Právě tudy vede výrazná anomálie VDV, interpretovaná jako pokračování Holštejské jeskyně (Kalenda a Duras 2008). Velikost anomálie cca 100 μGal je mnohem menší než anomálie na profilu P1, ale odpovídá velikostí anomálií v Bukovinkách (80–120 μGal), interpretovaných jako částečně volné prostory 5×5 m v hloubkách cca 35 m (Kalenda a kol. 2006). Protože poloha předpokládaných prostor horní jeskynní úrovně by byla v okolí Cigánského závrtu v hloubkách



Obr. 5: Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P3.
Fig. 5: Bouger's and residual anomalies on profile P3.

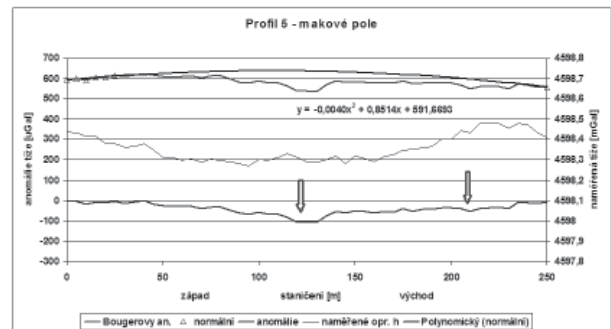
cca 40–45 m pod povrchem, je možno předpokládat, že se jedná o sedimenty vyplněnou jeskyni v této hloubce s minimálním nebo žádným volným prostorem nebo korozivní tektonickou strukturou, vyplněnou reziduem.

Na obrázku č. 5 jsou Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P3 v úvale Úžlabí. Protože obdobně jako na profilu P1 nelze odlišit změnu mocnosti sedimentu v úvale od projevu jeskyně v hloubkách cca 40 m, je možno pouze z faktu, že se střed anomálie nekryje se středem úvaly, usuzovat na to, že tíhová anomálie je pravděpodobně vyvolána volnými prostory pod profilem a nikoli změnou mocnosti spraši v úvale. Poloha středu anomálie odpovídá poloze vodivé zóny, zjištěné metodou VDV. Je možno, že se jedná i o dvě překrývající se anomálie, jak vyplývá z druhých derivací reziduální křivky.



Obr. 6: Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P4.
Fig. 6: Bouger's and residual anomalies on profile P4.

Na obrázku č. 6 jsou Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P4 u Manželského závrtu. Zde je situace příznivá pro gravimetrii, protože celý profil leží nad hranou úvaly u Manželského závrtu na Ostrovské plošině a má mírný a jednotný sklon. Velikost tíhové reziduální anomálie cca 180 μGal odpovídá volným prostorům relativně velké jeskyně v hloubkách 40–50 m. Toto zjištění také odpovídá tomu, že se jedná o místo za soutokem několika přítoků od Šošůvky na severu a Holštejna na SV (viz obr. 1). Zde je možno reálně předpokládat, že anomálie VDV představuje volnou jeskynní chodbu, částečně vyplněnou vodivými sedimenty.



Obr. 7: Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P5.
Fig. 7: Bouger's and residual anomalies on profile P5.

Na obrázku č. 7 jsou Bougerovy a reziduální tíhové anomálie na profilu P5 na makovém poli směrem k obci Sloup. Protože se jedná o mírně zvlněný terén, je zde vyšší věrohodnost interpretace anomálií. Obě interpretované

anomálie ve staničeních cca 120 m a 210 m odpovídají svou polohou vodivým zónám, zjištěným metodou VDV. Také z náznaku mírného propadu terénu v těchto místech je možno usuzovat buď na větší míru zkrasovění povrchu plošiny, nebo na polohy zavezených závrtů nebo na sedimenty vyplněné jeskynní prostory v hloubkách okolo 50 m. Protože jak je známo z odkrytého povrchu krasu, bývají povrchové škrapy málo rozsáhlé a mají spíše vertikální charakter, přikláníme se v interpretaci k sedimenty vyplněným dutinám, ať už v závrttech nebo v jeskyních. Podle liniového charakteru anomálií VDV, které jsou sledovatelné na stovky metrů (Kalenda a Duras 2008), se jedná spíše o sedimenty vyplněné jeskynní prostory.

Závěr

Gravimetrické měření na Ostrovské plošině nad vodivými anomálními liniemi VDV ukázalo, že ve všech případech jsou anomálie VDV provázeny zápornými tíhovými anomáliemi. Protože profily napříč úvalami na profilech P1 a P3 mohou zavést špatné předpoklady pro interpretaci, dá se usuzovat pouze z nesouhlasu středů zjištěných anomálií a osy údolí na to, že se může jednat spíše o projev jeskyní na obou profilech a nikoli o projev změny mocnosti sedimentárního sprašovitého pokryvu dna údolí.

Anomálie na profilech P2 u Cigánského závrtu a P5 na makovém poli měly malou amplitudu, odpovídající spíše sedimenty vyplněným jeskynním chodbám nebo zkrasovělým tektonickým liniím.

Jednoznačná interpretace volných jeskynních dutin je patrná pouze na profilu P4 u Manželského závrtu nad hranou úvaly. Také velikost anomálie cca 180 μ Gal je největší a srovnatelná s anomáliemi na profilech napříč úvalami na profilech P1 a P3, ale na rozdíl od nich zde nemohlo dojít ke zvětšení mocnosti spraše na povrchu vápenců právě uprostřed profilu.

Literatura

- Blecha, V. – Kalenda, P. (2004): Gravimetrický průzkum Holštejnské jeskyně v Moravském krasu. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003. ČGS Praha, 128–130.
- Blecha, V. – Kalenda, P. – Mravec, P. – Kučera, J. (2005): Gravimetrický průzkum pokračování Holštejnské jeskyně. Speleofórum 2005, 6–8.
- Hypr, D. (1980): Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. – Sbor. Okr. muzea v Blansku, XII, 1980, Blansko, 65–79.
- Kadlec, J. (1995): Geofyzikální měření ve Sloupském a Holštejnském údolí. Rekonstrukce vývoje Sloupského údolí. – Knih. ČSS, 25.
- Kadlec, J. (1996): The Holstejn Valley in the Moravian Karst (in Czech). – in Zatloukal, R. (ed): Speleology in the Holstejn area. – Knih. Ces. speleol. Spol., Vol. 28, 7–12. Praha.
- Kadlec, J. (1997): Reconstruction of the development of semiblind ponor valleys in Moravian Karst based on geophysical surveying, Czech Republic. – Proc. of the 12th Internat. Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland, Vol. 1, 387–390.
- Kadlec, J. et al. (2001): Cenozoic history of the Moravian Karst (northern segment): Cave sediments and karst morphology. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol. 86 (2001), 111–160.
- Kalenda, P. – Kučera, J. – Duras, R. – Mravec, P. (2004): Zjišťování hloubek dna a vývoje Hrádského žlebu. Speleofórum 2004, 19–22.
- Kalenda, P. – Kučera, J. – Mravec, P. (2005a): Vývoj říční sítě Moravského krasu. Acta Mus. Mor., XC(2005), 171–189.
- Kalenda, P. – Kučera, J. – Mravec, P. (2005b): Vývoj jeskynních systémů v severní části Moravského krasu s přihlédnutím k novým poznatkům z Holštejnské jeskyně. Acta Mus. Mor., XC (2005), 191–216.
- Kalenda, P. – Blecha, V. – Hrutka, M. – Mravec, P. (2006): Bukovinky – gravimetrické měření v Moravském krasu. – Speleofórum 2006, 77–78.
- Kalenda, P. – Duras, R. (2007): Bukovinky – měření metodou velmi dlouhých vln. Speleofórum 2007, 80–82.
- Kalenda, P. – Duras, R. (2008): Sledování pokračování horního jeskynního patra (Holštejnské jeskyně) pomocí metody VDV – 2008. – Geol. výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2007, 90–93.
- Štogr, J. – Kučera, J. (1997): Piková dáma a Spirálka. Monografie jeskyně. Plánivská speleologická skupina.
- Zámek, E. – Zatloukal, R. (1993): 26 let práce v Holštejnské jeskyni. – Speleo, 11, 22–25.
- Zatloukal, R. ed. (1996): Speleologie na Holštejnsku. Výzkumy v letech 1966–1996. – Knih. Čes. speleol. Spol., Sv. 28, Brno.

VLIV HLUBINNÉ TĚŽBY NA SPECIFICKÝ ODTOK PODZEMNÍCH VOD, PŘÍKLAD DOLU ROŽNÁ A ROSICE-OSLAVANY

Impact of deep mining on specific discharge, case study: Rožná and Rosice-Oslavany mine district

Adam Říčka, David Grycz, Tomáš Kuchovský

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

(24–13 Bystřice nad Perštejnem, 24–34 Ivančice)

Key words: Rožná mine, Rosice-Oslavany mine, groundwater, impact of deep mining, specific discharge

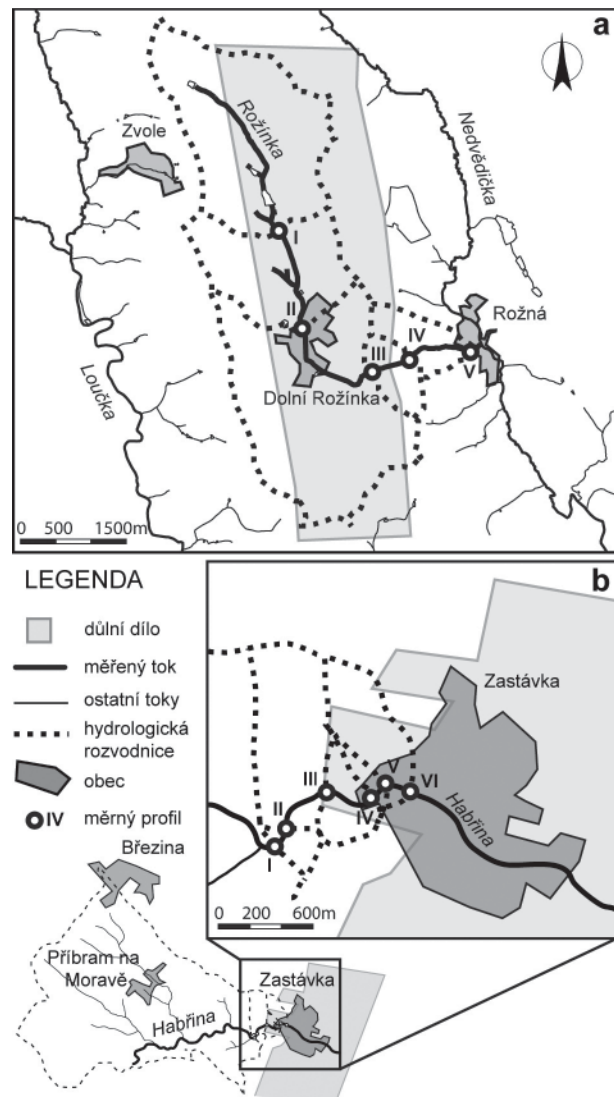
Abstract

Mine works cause extensive and long-term environmental changes. The aim of this study was to assess the impact of deep mining on groundwater flow regime. It was based on evaluation of specific discharge distribution within active Rožná mine and abandoned and flooded Rosice–Oslavany mine districts. This study showed significant drop of specific discharge near both mine works. Within Rožná mine district the specific discharge decreases from 5.29 to $-0.34 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ and in Rosice–Oslavany mine district from 0.48 to $-26.19 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Specific discharge distribution proved considerable impact both active and abandoned and flooded mines to groundwater regime.

Úvod

Na celkovém odtoku vod z povodí povrchového tokem se podílí zároveň odtok povrchových i podzemních vod. Rozsah tohoto celkového odtoku je mírou propustnosti povodí. Rozdíl mezi minimálním a maximálním celkovým odtokem vody z povodí je dán jeho schopností vyrovnat odtok podzemních vod (Hynie 1961). Minimální průtok vod v toku odvodňujícím povodí umožňuje při znalosti hydrogeologického povodí stanovit specifický odtok podzemních vod ($\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). Specifický podzemní odtok (SPO) následně dovoluje vzájemné porovnání hydrogeologických poměrů v různých povodích, bez ohledu na jejich velikost a tedy i na velikost průtoků v tocích, které je odvodňují.

SPO je na mnoha místech České republiky významně ovlivněn lidskou činností. Největší vliv na SPO mají především soustředěné odběry většího množství vod a důlní činnost. Činná hlubinná důlní díla jsou odvodněna čerpáním důlních vod, popřípadě odvodňovací štolou. Odvodnění má většinou za následek pokles až ztrátu průtoku v tocích protékajících nad důlním dílem. V současnosti je většina dolů v ČR opuštěna a zatopena až na úroveň nejnižší možné drenáže důlních vod, nebo na požadovanou úroveň řízenou množstvím čerpaných důlních vod. V této studii je na příkladu činného uranového dolu Rožná a opuštěného uhelného Rosicko-oslavanského důlního revíru ukázán vliv důlních děl na SPO z povodí Rožínky a z povodí Habřiny (obr. 1).



Obr. 1: Schematická mapa zájmových území s vyznačením dílčích povodí toku Rožínky a Habřiny a důlních děl Rožná a Rosice–Oslavany.

Fig. 1: Schematic map of study sites with partial Rožínka River and Habřina River watersheds and Rožná and Rosice–Oslavany mine districts.

Uranový důl Rožná

Důl Rožná je jedním z posledních těžných ložisek uranu v Evropě. Ložisko Rožná se nachází na sv. okraji moldanubické zóny, na rozhraní jednotek strážeckého moldanubika a svrateckého krystalinika, které je považováno za součást kutnohorsko-svrateckého komplexu. Moldanubická oblast je zde členěna na monotónní (pararuly) a pestrou skupinu (pararuly s vložkami ortorul, amfibolitů, erlánů apod.). Kromě metamorfovaných hornin se zde nacházejí také četné masivky granitoidů a celá oblast je pronikána žilami aplitů a pegmatitů. Ložisková oblast je porušena několika strukturálními systémy, přičemž hlavní uranové zrudnění je vázáno na kataklazitovou zónu směru SSZ–JJV (Kříbek et al. 1997).

Uranové ložisko Rožná je těženo od 50. let 20. století dodnes, přičemž plošný rozsah důlního díla je nyní cca 12 km² a dosahuje hloubky 1 200 m pod povrchem (24 pater). Hluboké důlní dílo se na povrchu projevuje zálomovými trhlinami doprovázejícími sesedání hornin porušených těžbou. Poklesy způsobené poddolováním jsou nejpatrnější mezi obcemi Dolní Rožínka a Rožná (obr. 1a). Systematickým sledováním zde byla naměřena průměrná rychlost poklesu 10 mm/rok (Hájek et al. 1997).

Prostory důlního díla Rožná se nacházejí ze 75 % v povodí toku Rožínky (obr. 1a), protékající mělkým plochým údolím vyplněným fluvialními sedimenty do mocnosti 3 m (Hájek et al. 1995). Povodí Rožínky je z 95 % využíváno jako orná zemědělská půda.

Oběh podzemních vod v zájmovém území je vázán na průlinově propustné sedimenty kvartérního pokryvu a puklinový systém metamorfovaných a vyvřelých hornin. Podzemní vody v prostoru důlního díla jsou drénovány tokem Rožínky a odvodňovaným důlním dílem komunikujícím s podzemními vodami prostřednictvím přírodního puklinového systému a zálomových trhlin.

Rosicko-oslavanský uhelný revír

Rosicko-oslavanský revír je nejstarším uhelným revírem v České republice, těžba uhlí zde začala již v roce 1755 a byla ukončena v roce 1992. Uhelné sloje jsou vyvinuty v sedimentech Boskovické brázdy. Tento vnitropánevň horninový komplex je nejčastěji reprezentován cyklicky uloženými fluvio a fluvioakustrinními sedimenty jako jsou arkózy, pískovce, prachovce, jílovce a mikritické karbonáty (Pešek 2004). Všechny důlní jámy jsou situovány na západním okraji Boskovické brázdy blízko kontaktu s krystalinikem Moravíka (ruly, amfibolity, migmatity).

Plošný rozsah důlního díla je cca 18 km² a dosahuje maximální hloubky 1 453 m (Důl Jindřich II se ke konci 20. století řadil svojí hloubkou mezi nejhlubší uhelné jámy ve střední Evropě). V roce 1992 došlo k ukončení těžby a bylo započato s řízenou likvidací důlního díla (Sedláček 2004). Zatápění celého důlního díla trvalo 6 let (1992–1998), v roce 1998 došlo k přetoku důlních vod z odvodňovací štolý ve výšce 218,8 m n. m. do toku Oslavy.

Oběh podzemních vod je vázán na průlinově propustný kvartérní pokryv a puklinový systém hornin krystalinika a Boskovické brázdy. Podzemní vody v prostoru důlního díla jsou drénovány několika toky (Habřina, Bob-

rava, Oslava, Bílá voda, Balínka atd.), přičemž pozornost v této studii byla věnována toku Habřiny protékajícímu ze 70 % zalesněným povodím v úzkém údolí s nepříliš mocnými fluvialními sedimenty. Na drenáži podzemních vod se kromě několika toků podílí také důlní dílo, u nějž je původní hladina podzemních vod snížena odvodňovací štolou. Na kontaktu krystalinika s Boskovickou brázdou se nachází systém tzv. Okrouhlických poruch, které svádí vody do dolu přes pásmo závalů nad vytěženými slojemi v mělkých patrech (Valeš a Malý 1992).

Metodika

Dne 16. 10. a 20. 10. 2008 byly změřeny průtoky na pěti měrných profilech toku Rožínky a na šesti měrných profilech toku Habřiny protékající nad důlním dílem Rožná a Rosicko-oslavanským důlním revírem (obr. 1). Průtoky byly měřeny integrační stopovací zkouškou, při níž je na základě integrace plochy pod křivkou vývoje koncentrace stopovače přidaného do toku vypočten jeho průtok. K určení specifického odtoku je kromě průtoku nutné znát také plochu hydrogeologického povodí toku. Plochy dílčích povodí odpovídající jednotlivým úsekům toku byly zjištěny s použitím GIS (Microstation V8.1) z topografických map za předpokladu shody mezi hydrologickým a hydrogeologickým povodím. Podíl změny průtoku v měřeném úseku toku k ploše dílčího povodí následně poskytl hodnotu specifického odtoku. Vzhledem k tomu, že průtoky byly měřeny na konci dlouhého období bez srážek, lze považovat výsledné hodnoty za specifický odtok podzemních vod.

Výsledky a jejich diskuze

Vyhodnocením naměřených průtoků bylo zjištěno rozložení SPO v ložiskových oblastech Rožná a Rosice-Oslavy (tab. 1). Při pouhém posouzení vývoje průtoku

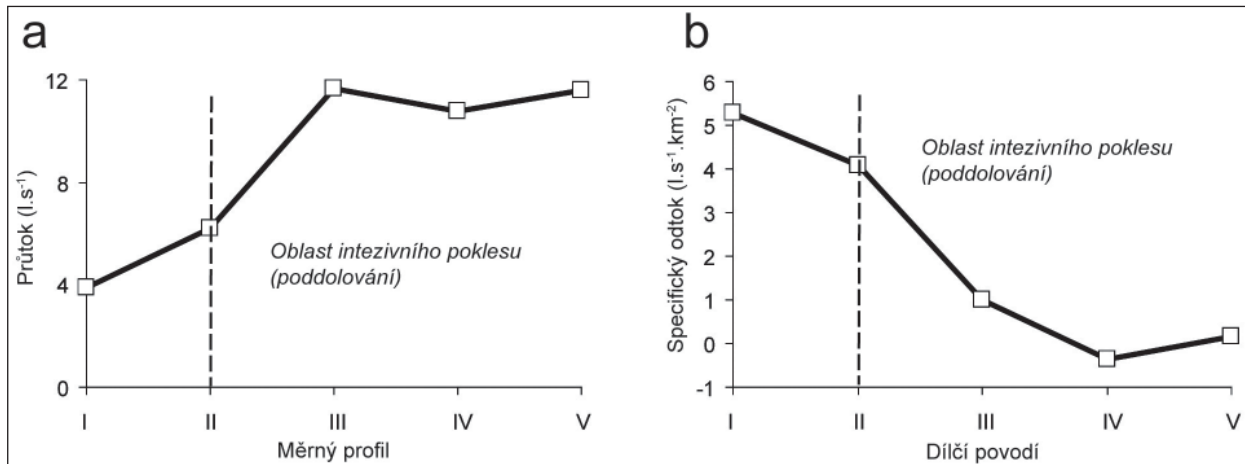
měrný profil toku	plocha dílčího povodí	průtok	změna průtoku	specifický odtok
Rožínka	km ²	l.s ⁻¹	l.s ⁻¹	l.s ⁻¹ .km ⁻²
I	0.729	3.86	3.86	5.29
II	0.573	6.20	2.34	4.08
III	5.425	11.63	5.43	1.00
IV	2.491	10.78	-0.85	-0.34
V	4.570	11.56	0.78	0.17
Habřina	km ²	l.s ⁻¹	l.s ⁻¹	l.s ⁻¹ .km ⁻²
I	19.195	2.93	2.93	0.15
II	0.065	2.96	0.03	0.48
III	0.494	3.08	0.12	0.24
IV	0.144	2.78	-0.31	-2.12
V	0.041	1.71	-1.07	-26.19
VI	0.270	0.62	-1.09	-4.04

^a měřené části toku a jejich dílčí povodí jsou znázorněny na obr. 1

Tab. 1: Průtok a specifický odtok v dílčích povodích měřených toků.

Tab. 1: Flow rate and specific discharge at partial watersheds of measured rivers.

v měřených tocích nemusí být vliv důlních děl na oběh podzemních vod příliš výrazný. Tak tomu je u toku



Obr. 2: Vývoj průtoku (a) a specifického podzemního odtoku (b) v dílčích povodích Rožínky.
 Fig. 2: Flow rate (a) and specific discharge (b) distribution at Rožná River watersheds.

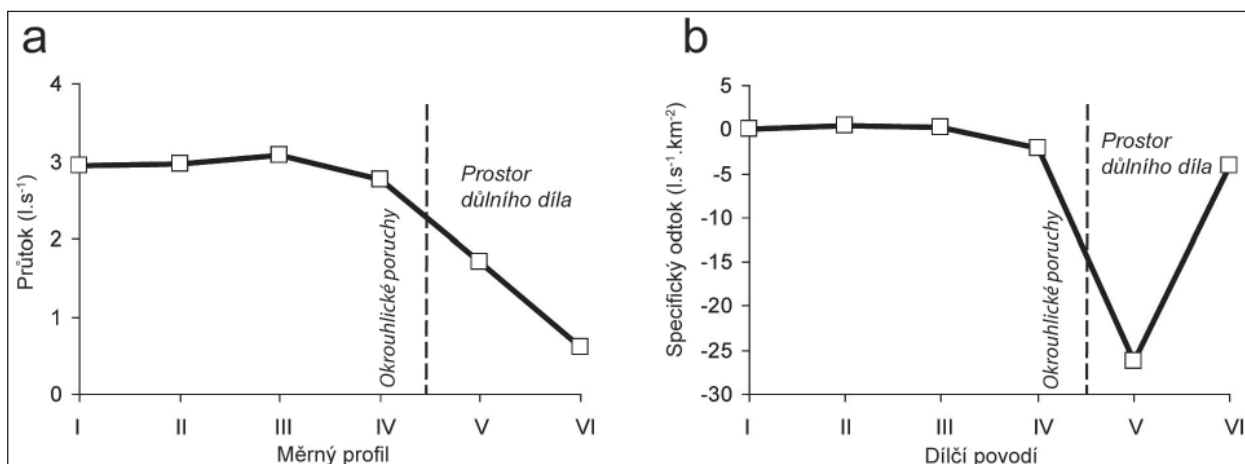
Rožínky (obr. 2a). Změny průtoků jsou totiž ovlivněny nejen důlním dílem, ale také plochou příslušných povodí, dotujících vodou měřený úsek toku. Pouze přepočtem změn průtoku v měřených tocích na SPO je možné získat objektivní představu o vlivu důlních děl na podzemní vody. Jak je patrné z obr. 2b, je po přepočtu průtoků na SPO vliv důlních děl mnohem zřetelnější.

Nejvyšší SPO v povodí Rožínky je 5,29 l.s⁻¹.km⁻² a byl zjištěn z dílčího povodí I, zatímco nejnižší SPO -0,34 l.s⁻¹.km⁻² byl zjištěn u dílčího povodí IV. SPO z dílčích povodí toku Rožínky je zjevně ovlivněn důlní činností, která způsobuje náhlé snížení hodnot SPO (obr. 2b). Nejnižší SPO byly zjištěny mezi obcemi Dolní Rožínka a Rožná, tedy právě v oblasti nejvíce postižené poklesy způsobenými sesedáním hlubokého důlního díla. Velmi nízké až záporné hodnoty SPO jsou způsobeny infiltrací jak povrchových vod toku Rožínky tak podzemních vod do činného důlního díla odvodněného až na kótu ca -600 m. Infiltrace povrchových a podzemních vod do důlního díla je usnadněna právě zálamovými trhlinami vznikajícími při sesedání důlního díla a představujícími preferenční cesty pro podzemní vody sestupující směrem k bázi důlního díla. Odvodněné důlní dílo tak v povodí Rožínky přebírá funkci nejnižší drenážní báze, tvořené původně jejím tokem.

V porovnání s vývojem průtoků v Rožince je vliv důlního díla na průtok v Habřině protékající nad Rosicko-oslavanským důlním dílem mnohem zřetelnější (obr. 3a). Nejvyšší SPO 0,48 l.s⁻¹.km⁻² byl v povodí Habřiny zjištěn z dílčího povodí II, nejnižší SPO -26,19 l.s⁻¹.km⁻² pak z dílčího povodí V (obr. 3b). Vliv bývalé důlní činnosti na SPO se projevuje jeho poklesem v blízkosti systému Okrouhlických poruch (obr. 3b). Náhlé snížení SPO s přechodem toku z krystalinika do Boskovické brázdy mezi dílčími povodími IV a V je způsobeno právě přítomností systému Okrouhlických poruch představujících preferenční cestu pro podzemní vody sestupující na úroveň snížené hladiny podzemních vod určené nadmořskou výškou odvodňovací štoly. I zde se na infiltraci povrchových a mělkých podzemních vod podílejí zálamové trhliny způsobené sesedáním důlního díla, avšak jejich vliv je v porovnání s vlivem systému Okrouhlických poruch méně významný. Vzhledem ke značnému snížení SPO jdoucím až do výrazně záporných hodnot (-26,19 l.s⁻¹.km⁻²) bude propustnost Okrouhlických poruch pro podzemní vody vysoká.

Srovnání studovaných povodí

Nejvyšší hodnota SPO v povodí toku Habřiny (0,48 l.s⁻¹.km⁻²) představuje pouze 10% nejvyššího SPO



Obr. 3: Vývoj průtoku (a) a specifického podzemního odtoku (b) v dílčích povodích Habřiny.
 Fig. 3: Flow rate (a) and specific discharge (b) distribution at Habřina River watersheds.

v povodí toku Rožínky ($5,29 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). To je způsobeno méně vhodnými infiltračními poměry v povodí Habřiny, které je, na rozdíl od povodí Rožínky, morfologicky značně členité. Navíc v úzkém údolí Habřiny je formace zvodněných fluvialních náplavů oproti povodí Rožínky méně vyvinuta. Vyšší hodnoty SPO by mohly být očekávány v prostoru Boskovické brázdy, kde však dochází ke stržení podzemních vod důlním dílem.

SPO je důlním dílem nejméně ovlivněn v dílčím povodí Rožínky I ($5,29 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$) a je na poměry ČR podle Hynieho (1961) velmi vysoký. Obdobného SPO bývá dosaženo v mimořádně silně propustném horninovém prostředí za obzvláště příznivých infiltračních poměrů (např. český křídový útvar). SPO z dílčích povodí Habřiny není ovlivněn důlní činností v prostředí krystalinika (dílečkové povodí I, II a III). Nejvyšší SPO $0,48 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v dílčím povodí Habřiny II se blíží průměrné hodnotě SPO v bývalé ČSSR $0,7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (Hynie 1961).

Závěry

Prostřednictvím rozložení SPO v dílčích povodích toku Rožínka a Habřina byl prokázán značný vliv hlubinných důlních děl Rožná a Rosice-Oslavany na režim podzemních vod. Bylo potvrzeno, že jak činný důl Rožná, tak opuštěné a zatopené důlní dílo v Rosicko-oslavanském revíru způsobují pokles SPO snížením drenážní báze podzemních vod až na úroveň čerpání důlních vod a odvodňovací štol. Důlní díla tedy nejen v průběhu důlní činnosti, ale i po jejím ukončení významně ovlivňují režim podzemních vod. V průběhu důlní činnosti je to způsobeno odčerpáváním důlních vod z důvodu osušení ložiska. Po ukončení těžby a následném zatopení dochází pouze k částečné obnově režimu podzemních vod vlivem hydraulického propojení rozsáhlé oblasti vydobytými prostorami důlního díla představujícími preferenční cesty proudění podzemních vod.

Na rozdíl od pouhého zhodnocení průtoků povrchových vod v tocích protékajících nad důlním dílem, umožňuje specifický podzemní odtok objektivní posouzení vlivu důlní činnosti na režim podzemních vod.

Poděkování

Tato studie byla podpořena Výzkumným záměrem Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy České Republiky č. 0021622412 – Interakce mezi chemickými látkami, prostředím a biologickými systémy a jejich důsledky na globální, regionální a lokální úrovni.

Literatura

- Hájek, A. (1995): Přepočítání zásob uranu ložiska Rožná k 1. 7. 1995. – MS, Archiv o. z. Geam, Dolní Rožínka.
- Hájek, A. – Tomášek, J. – Pech, E. – Ingerle, J. – Babáček, J. (1997): Likvidační záměr, Část B, Začerpání a uložení odkalištních vod do hlubokých horizontů dolu Rožná. – MS, o. z. Geam, Dolní Rožínka.
- Hynie, O. (1961): Hydrogeologie ČSSR I, prosté vody. – ČSAV, Praha.
- Kříbek, B. – Hrazdára, P. – Sixta, V. – Šíkl, J. – Mikšovský, M. – Venera, Z. – Sobotka, M. (1997): Strukturní, hydrogeologické a geochemické zhodnocení horninového prostředí ložiska Rožná s ohledem na uložení odkalištních vod. – ČGÚ, Praha.
- Pešek, J. (2004): Late paleozoic limnic basins and coal deposits of the Czech republic. – Vyd. Folia musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis Geologica: Editio specialis, West Bohemian museum, 1, 170–182, Plzeň.
- Sedláček, B. (2004): Technický projekt likvidace: Odstraňování zátěží uhelného hornictví ve správě o. z. GEAM Dolní Rožínka, Blok E, 3. Rosicko – oslavanský uhelný revír. – MS, o. z. GEAM, Dolní Rožínka.
- Valeš, V. – Malý, L. (1992): Hydrogeologická studie Rosických uhelných dolů. – MS, Valeš – Hydrogeologie s r. o., Brno.

NÁLEZY ARTEFAKTŮ PODOBAJÍCÍCH SE STRUSKÁM ZE SLAVKOVA POD HOSTÝNEM

The discovery of slag-like artefacts from Slavkov pod Hostýnem

Bohdana Zmeškalová, Zdeněk Dolníček

Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: bohdanazmeskalova@email.cz

(25–14 Valašské Meziříčí)

Key words: slag, pelosiderite, ironmonger's

Abstract

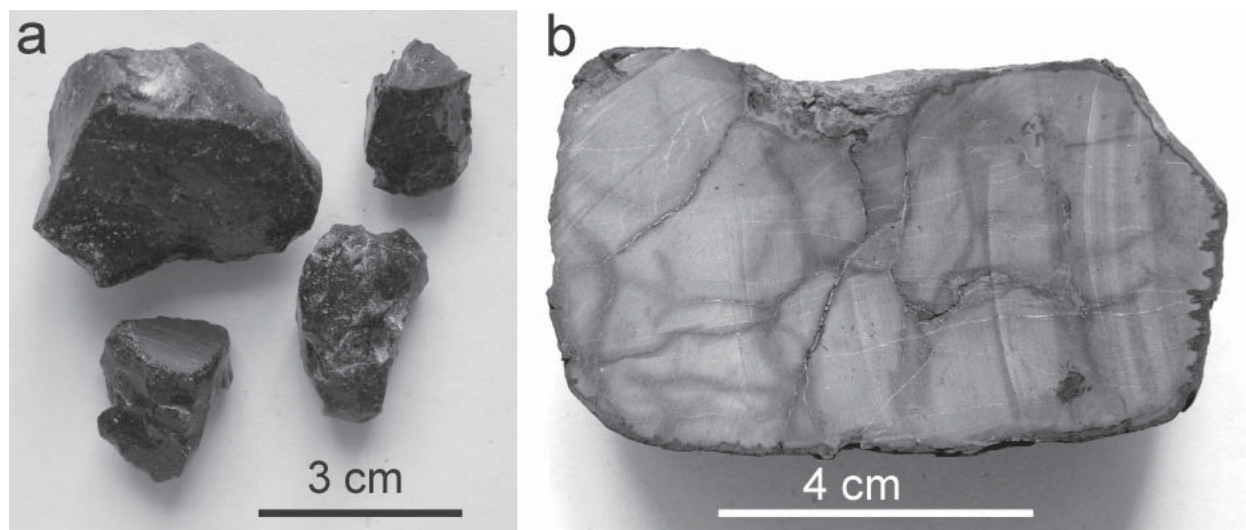
The article is focused on the characterization of slag-like artefacts discovered in Slavkov pod Hostýnem. It deals especially with an analysis of qualitative phase composition, structure and characterization based on accessible physical and chemical methods (magnetic susceptibility, WDX microanalysis, bulk chemical composition). The slag-like material is composed of dominating glass phase containing both the residual unmelted phases (quartz, spinelide) and the newly crystallized phases (mullite, spinelide). In addition, droplets of metal iron containing FeS-inclusions were found. The bulk chemical composition is different from those characterizing the common iron slags, especially due to extraordinary high content of Al_2O_3 (23 wt. %). It is concluded that the studied artefacts probably originated by smelting of local red clay.

Úvod

Během studia artefaktů po historické železářské výrobě v okolí Bystřice pod Hostýnem byla nalezena lokalita Slavkov pod Hostýnem. Obec Slavkov pod Hostýnem leží v jihovýchodní části Hostýnských vrchů v nadmořské výšce 373 m n. m. Z geologického hlediska spadá do Západních Karpat a její podloží je tvořeno flyšovými sedimenty předmagurské jednotky, pokrytými deluviálními sedimenty ukládanými v holocénu a hlinitokamenitými svahovými sedimenty ukládanými v holocénu – pleistocénu (Stráník et al. 1993).

Materiál, metodika a výsledky

Lokalita se nachází jihozápadně od obce Slavkov pod Hostýnem na lesní cestě. GPS souřadnice lokality jsou 49°22.507' N, 17°41.203' E, nadmořská výška 559 m n. m. Zde byly odebrány vzorky „strusek“ (čtyři kusy) a pelosideritů (dva kusy). Předpokládalo se, že „strusky“ spadají do období středověku, kdy se zde vyskytovala středověká tvrz (Kolbinger 2006). V daném místě vycházejí na povrch pestře zbarvené (červené, zelené, šedé) jíly, obsahující i úlomky pelosideritů a glaukonitických pískovců. Jde o horniny náležející k podmenilitovému souvrství (Stráník et al. 1998).



Obr. 1: Vzorky z lokality Slavkov pod Hostýnem: a) detail vzorků „strusek“ – nepravidelné tvary, sklovité s lasturnatým lomem; b) detail pelosideritu – na okrajích a podél puklin dochází ke zvětrávání (limonitizaci).

Fig. 1: Samples from Slavkov pod Hostýnem: a) “slag” samples – irregular shape, glassy with conchoidal fracture; b) pelosiderite – weathering occurs on the surface and along cracks.

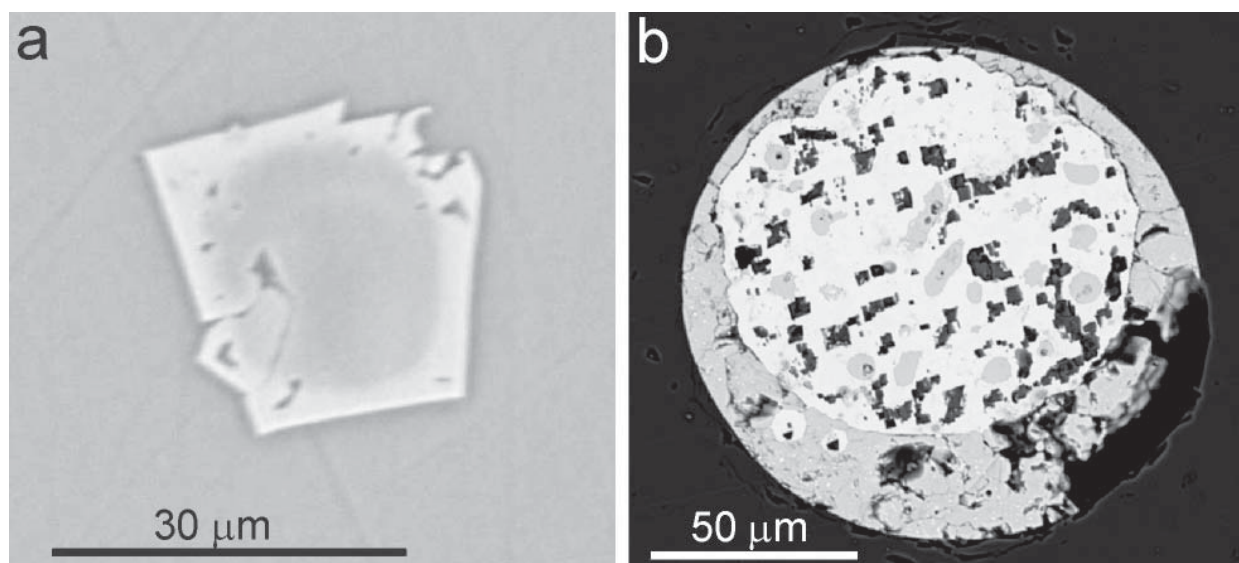
Makroskopicky se „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem vyznačují nepravidelnými tvary, jsou sklovité s lasturnatým lomem a skelným leskem. Na lomných plochách jsou ve hmotě „strusky“ místy patrné póry (bubliny) izometrického (kulovitého) tvaru. „Strusky“ mají makroskopicky černou barvu (obr. 1a), na tenkých hranách špinavě zeleně prosvítají. Pelosiderit je makroskopicky na čerstvém řezu šedý a kompaktní, na okrajích se barva mění zvětřováním na hnědou (obr. 1b).

Z fyzikálních vlastností byla u vzorků stanovena reakce na permanentní magnet (feromagnetičnost) a magnetická susceptibilita (s použitím příručního kapametry KT-6). Oba pelosiderity nereagují na permanentní magnet,

bublin s obdobným poloměrem do víceméně samostatných struktur (řádků, či širších pásů). Sklo v sobě uzavírá další fáze – zejména zrna reliktního křemene, méně často opakní „kovové“ kapky a zcela akcesoricky i spinelid a mullit.

Zrna křemene se vyskytují jednotlivě nebo tvoří shluky. Převažují křemeny, které undulózně zhašejí. Zrna křemene jsou různě omezená, zaoblená zrna převažují nad ostrohrannými. Větší část zrn je od okraje korodována taveninou a silně rozpukána. Největší zrna křemene má rozměry: délka 0,27 mm a šířka 0,19 mm.

Další fázi jsou spinelidy, nalezené ve skle v podobě dvou izolovaných individuí o velikosti do 30 μm . Jedno zrna bylo oválné, druhé automorfní. V obraze odražených



Obr. 2: Fotografie v odražených elektronech ze „strusky“ ze Slavkova pod Host. a) automorfní, kompozičně zonální krystal spinelidu ve skle; b) kapka železa (bílé) s lemem a inkluzemi tvořenými sulfidem železa (šedé) a kostrovitými inkluzemi neidentifikované Fe-P fáze (černé). Foto (a) – R. Škoda, foto (b) – M. Dosbaba.

Fig. 2: The BSE images of “slag” from Slavkov pod Hostýnem. a) euhedral compositionally zonal crystal of spinelide in the glass; b) droplet of metallic iron (white) with a rim and inclusions formed by pyrrhotite (grey), and skeletal inclusions of unidentified Fe-P phase (black). Photo (a) – R. Škoda, photo (b) – M. Dosbaba.

a jejich magnetická susceptibilita je vyšší než u „strusek“ (do $1,63 \cdot 10^{-3}$ SI). Vzorky „strusky“ rovněž nereagují na permanentní magnet, a jejich magnetická susceptibilita je nižší než u pelosideritů (do $0,75 \cdot 10^{-3}$ SI).

Pro stanovení fázového složení jednotlivých vzorků byly použity obvyklé metody výzkumu: optická mikroskopie leštěných výbrusů v procházejícím a odraženém polarizovaném světle a příp. i následná identifikace nalezených fází na elektronové mikrosondě.

Objemově zcela dominantní složkou „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem je sklo, které je ve výbruse vždy dokonale opticky izotropní. V procházejícím světle je sklo bezbarvé, někdy i nahnědlé, častým jevem je střídání barevných odstínů. Reprezentativní mikrosondové analýzy jsou uvedeny v tab. 1. Sklo má vysoký obsah SiO_2 (56–58 hm. %) a Al_2O_3 (kolem 22 hm. %). Obsah Fe_2O_3 je kolem 9 hm. %, obsahy MgO , CaO a K_2O kolísají kolem 3 hm. %. Ve skle jsou přítomné okrouhlé póry, které svým epizodickým, řetízkovitým uspořádáním zvýrazňují proudovitý tok skloviny. Velikost bublin je velice variabilní (~1 mm až <1 μm), charakteristickým rysem je však koncentrace

elektronů je patrná zonální stavba automorfního krystalku (obr. 2a). Tmavší oválné jádro má podle provedených WDX analýz nižší obsahy Cr a Fe než světlejší mladší automorfní nárůst (tab. 2). V obou případech ve složení spinelidu převažuje spinelová komponenta. Druhé, oválné zrna, je rovněž zonální, chromem bohatší byl střed zrna, zatímco na okraji je větší podíl Mg a Al. V obou analýzách však značně převažuje chromitová komponenta (tab. 2).

Mullit vytváří ve skle místy lištovitá individua s charakteristickým šikmým zhašením, nízkými indexy lomu a nízkým dvojlomem. Krystalky bývají automorfně až hypautomorfně omezené, dosahují délky až 120 μm a někdy jsou fluidálně uspořádané. Chemické složení bylo ověřeno mikrosondou (tab. 2), za zmínku stojí zejména zvýšený obsah železa (téměř 0,5 atomu Fe^{3+} pfu).

Místy se ve skle objevují drobné (do 150 μm) sférické opakní kapky „kovu“, které mají v odraženém světle i v BSE (obr. 2b) nehomogenní stavbu. Převažující matrice je tvořena kovovým železem, které má v odraženém světle bílou barvu. Železo obsahuje malou příměs niklu (0,22–0,35 hm. %) a zinku (0,09–0,42 hm. %). Obsahy

	1	2	3	4	5
P ₂ O ₅	0,14	0,24	0,23	0,12	0,07
SiO ₂	56,04	58,03	57,31	14,02	56,95
TiO ₂	0,98	0,92	0,96	0,19	0,81
Al ₂ O ₃	22,24	21,64	23,59	4,03	17,74
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	9,06	8,92	8,92	41,92	8,02
MnO	0,22	0,14	0,12	2,69	0,06
MgO	3,02	2,37	2,57	4,15	1,71
CaO	4,13	3,22	2,90	4,96	0,38
Na ₂ O	0,68	0,76	0,76	0,10	0,57
K ₂ O	2,74	3,03	3,06	0,52	3,60
LOI			-0,5	27,3	9,9
TOT/C			0,10	7,98	0,41
TOT/S	0,03		<0,01	0,01	0,01
Celkem	99,30	99,27	99,95	100,01	99,89

LOI – ztráta žháním (loss on ignition)

Tab. 1: Chemické složení vzorků ze Slavkova pod Hostýnem. Analýzy 1 a 2 - reprezentativní bodové WDX analýzy skelné fáze (Cameca SX-100, MU Brno); anal. 3 - celkový chemismus „strusky“ (ACME); anal. 4 - pelosiderit (ACME); anal. 5 - červený jí (Kropáč 2005).

Tab. 1: Chemical composition of samples from Slavkov pod Hostýnem. Analyses 1 and 2 - representative spot WDX analyses of glass phase (Cameca SX-100, MU Brno); anal. 3 - bulk „slag“ (ACME); anal. 4 - pelosiderite (ACME); anal. 5 - red clay (Kropáč 2005).

Mn, V, Cr a Si jsou pod mezí stanovitelnosti, fosfor nebyl analyzován. Uvnitř kapky jsou přítomny oválné inkluze a také na okrajích železná kapka byla zjištěna lem tvořený stejnou fází, která má v odraženém světle krémovou barvu. WDX analýza prokázala, že inkluze i lem tvoří stechiometrický monosulfid železa (FeS) s malou příměsí kobaltu (ca 0,05 hm. %) a zejména mědi (1,1–3,2 hm. %). Ve středu železná kapka byla zjištěna i tmavá, kostrovitě vyvinutá fáze (obr. 2b), s vysokým obsahem železa a fosforu (vzhledem k nerovnému povrchu dané fáze nebylo možno provést kvantitativní analýzu).

Celkové chemické složení „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem bylo stanoveno v laboratořích ACME, Vancouver, Kanada (tab. 1). Vzhledem k tomu, že daný vzorek je tvořen prakticky výhradně jen skelnou fází, chemismus celkového vzorku se prakticky neliší od mikrosondových analýz skelné fáze (tab. 1). Za zmínku stojí velmi nízký obsah síry (<0,01 hm. %).

Diskuze a závěr

Už při prvním pohledu na „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem je patrné, že se od železářských strusek vznikajících při primární výrobě železa z rud či při následném kovářském zpracování železa značně liší. To potvrdilo i následné studium chemického složení. Obsah oxidů železa je kolem 9 hm. %, což je velmi nízká hodnota oproti železářským struskám z oxidačních pecí, kde jsou obvyklé obsahy oxidů železa řádově v desítkách hm. %. Naopak obsah oxidu křemičitého (57 hm. %) by odpovídal struskám vznikajícím v redukčních pecích. Obsah oxidu hlinitého (22 hm. %) je však tak vysoký, že neodpovídá ani oxidačním, ani redukčním železářským struskám. Při redukci železa

	oválný spinelid		automorfní spinelid		mullit	
	střed	okraj	střed	okraj	24 / 1 .	25 / 1 .
SiO ₂	0,06	0,09	0,12	3,67	25,73	25,34
TiO ₂	0,11	0,14	0,15	0,16	0,58	0,64
Al ₂ O ₃	18,18	22,63	58,27	51,99	63,18	63,27
Cr ₂ O ₃	50,27	44,39	7,73	10,02	0,93	0,92
V ₂ O ₃	0,07	0,19				
FeO ^{tot}	23,54	23,67	14,73	16,97	7,52	7,44
MnO	0,30	0,30	0,13	0,13	0,02	0,00
MgO	7,53	8,12	17,80	15,06	0,33	0,31
CaO	0,03	0,05	0,02	0,23	0,08	0,13
NiO	0,12	0,09	0,05	0,10	0,00	0,00
ZnO	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00
BaO			0,01	0,01	0,05	0,07
Na ₂ O			0,00	0,06	0,07	0,05
Celkem	100,23	99,71	99,04	98,73	98,49	98,17
Si				0,10	1,91	1,89
Ti					0,03	0,04
Al	0,69	0,85	1,81	1,65	5,52	5,55
Cr	1,29	1,12	0,16	0,21	0,05	0,05
V		0,01				
Fe ³⁺	0,01	0,02	0,02		0,47	0,46
Fe ²⁺	0,63	0,61	0,30	0,38		
Mn	0,01	0,01				
Mg	0,36	0,39	0,70	0,60	0,04	0,03
Ca				0,01	0,01	0,01
Na					0,01	0,01
Celkem	3,00	3,00	3,00	2,97	8,04	8,05

Tab. 2: WDX mikroanalýzy spinelidů a mullitu ze „strusky“ ze Slavkova (Cameca SX-100, MU Brno). Empirické vzorce spinelidů přepočteny na bázi 4 atomů kyslíku a 3 kationtů na vzorcovou jednotku, vzorce mullitů přepočteny na 13 atomů kyslíku.

Tab. 2: WDX microanalyses of spinelides and mullite from „slag“ from Slavkov (Cameca SX-100, MU Brno). The empirical formulas of spinelides have been recalculated on the basis of 4 atoms of oxygen and 3 cations per formula unit, formulas of mullite are based on 13 atoms of oxygen.

v peci dochází k redistribuci jednotlivých prvků tvořících původní vsázku pece (ruda + palivo + event. struskotvorná přísada) mezi vznikající kovovou fází a strusku. Zatímco železo a částečně i fosfor vstupují do kovové fáze, ostatní prvky (Si, Al, Ti, Mn, Ca, Mg, S) se koncentrují ve strusce (Pleiner 1958). Pokud by „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem pocházely z místní železné rudy (pelosideritu), musely by obsahy oxidů zmíněných prvků nabývat přibližně srovnatelných hodnot. Silikátová analýza (tab. 2) však ukázala, že tomu tak není, proto musely „strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem vzniknout jiným způsobem než při redukci železa z místní rudy.

Rovněž fázové složení „strusek“ ze Slavkova pod Hostýnem (sklo, křemen, Al-Cr-Mg-Fe spinelid, mullit, železo, sulfid železa) neodpovídá železářským struskám vznikajícím v železářských pecích jak při přímé tak i nepřímé výrobě železa z rud (srov. Gregerová 1999). Zatímco křemen a starší jádra spinelidů lze považovat za reliktů původních minerálů, které se dochovaly díky nedostatečnému protavení, mullit a mladší nárůsty na spinelidech jsou zjevně novotvořené fáze, vznikající přímou krystalizací z taveniny.

„Strusky“ ze Slavkova pod Hostýnem pravděpodobně nejsou železářskými struskami. Existující data však mohou poskytnout alternativní vysvětlení původu studovaných artefaktů. Obsahy oxidů křemíku, železa a hliníku ve slavkovské „strusce“ jsou velmi dobře srovnatelné s obsahy v místním jílu – viz tab. 1. Nabízí se tedy interpretace geneze slavkovských „strusek“ jako přetaveného místního jílu. Červená barva jílu, vznikajících zvětráváním jílovců podmenilitového souvrství, evokuje představu o určitém (vyšším) obsahu železa – staří hutníci se proto mohli pokusit vyrobit železo i z tohoto jílu v domnění, že se jedná rovněž o železnou rudu. Že to byl pokus neúspěšný, přesvědčivě ukazují stejné obsahy železa v jílu i ve „strusce“.

Poděkování

Autoři děkují D. Kolbingerovi (Hulín) a K. Kropáčovi (Gymnázium Kojetín) za konzultace a asistenci při odběru vzorků, a M. Dosbabovi a R. Škodovi (MU Brno) za vyhotovení mikrosondových analýz a BSE fotografií.

Literatura

- Gregerová, M. (1999): Petrografie technických hmot. – PŘF MU Brno.
- Kolbinger, D. (2006): Dávnověké osídlení Hostýnských vrchů IVA (pokračování). – Archeologie Moravy a Slezska, 6, 16–93. Hulín.
- Kropáč, K. (2005): Petroarcheologický výzkum stavebního kamene zříceniny hradu Obřany v Hostýnských vrších. – MS, dipl. práce, PŘF UP Olomouc.
- Pleiner, R. (1958): Základy slovanského železářského hutnictví v Českých zemích. – Česká akademie věd. Praha.
- Stráník, Z. – Menčík, E. – Eliáš, M. – Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – Geologie Moravy a Slezska, Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PŘF MU, Brno.
- Stráník, Z. – Tyráček, J. – Dvořák, J. (1998): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25–14 Valašské Meziříčí. – ČGÚ Praha.

POKYNY PRO AUTORY PŘÍSPĚVKŮ DO GEOL. VÝZK. MOR. SLEZ.

Osnova příspěvku

Název	(česky, anglicky)
Autoři	(Josef Novák, František Pospíšil)
Adresy	(celá adresa včetně směrovacího čísla, event. e-mail) – používejte zkratky z tohoto ročníku
Mapa	(24-13 Bystřice nad Pernštejnem, 24-14 Boskovice)
Klíčová slova	(max. 5 – anglicky) – postupovat od regionální geologie (Silesicum, ...)
Abstrakt	(anglicky, Abstract: ca 10 řádků, max. 350 slov); musí shrnovat základní výsledky ve struktuře: použitá metodika, základní data, interpretace
Vlastní text	v češtině, popř. angličtině, písmo Times New Roman, vel. 12, řádkování 1,5 (rozsah včetně příloh by neměl přesáhnout 5–6 stran A4!)
Popisy pod obrázky a tabulkami (Tab. 1.; Obr. 1.; resp. Tab. 1.; Fig. 1.)	vč. textových legend, které se zakončí tečkou (česky, anglicky). Grafická legenda je součástí obrázků.
Citace v textu	dle vzoru – Chlupáč (1994); (Liew et al. 1989); (Franke 1994, Kalvoda 1995); (Šalanský in Prouza 1992); (Graham – Powel 1984) – vše viz tento sborník, nepsat čárku za jménem.
Literatura	užívejte zkratky časopisů podle SCI, všechny ostatní vypisujte, po interpunkčních znaménkách dělejte vždy odrážku

Vzor

časopis	Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Kterak zameziti pohybu strelky v cizim magnetickem poli. – Orientační rozhledy, 28, 4, 14–18. Brno.
sborník	Kompasová, W. E. – Poledník, S. J. (2003): Kterak zameziti pohybu strelky v cizim magnetickem poli. – In: Obratník, N. S. (Ed.): Orientace v terénu, Sborník abstraktů, 14–18, Bloudivá instituce. Brno.
kniha	Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Orientace v terénu. 1–222, Bloudivá instituce. Brno.

Technické pokyny

V prvním kole odevzdejte příspěvek a obrázky v elektronické podobě (1xPDF – text, obrázky, 1xWORD – text) na adresu: Výkonná redakce GVMS: Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; RNDr. Marek Slobodník, CSc.; e-mail: marek@sci.muni.cz, +420 549 497 055.

Příspěvek do tisku odevzdejte jako textový soubor (*.doc) uspořádaný podle uvedené osnovy v textovém editoru WORD. Zasláný příspěvek musí být kompletní včetně obrázků, tabulek, odstavců. **Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek.**

Texty (včetně nadpisů) nijak neformátujte, nedělte slova, odstavce ukončete klávesou ENTER, první řádek odstavce neodsazujte, nadpisy nezvýrazňujte, nezarovnávejte zprava. Nezapomeňte na mezeru za interpunkčním znaménkem i v seznamu literatury. V číslech používejte desetinnou čárku (ne tečku). Popisy k přílohám zařadte za textovou část. Do textu v žádném případě nevkládejte obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy. Uveďte, zda práce vznikla s podporou grantu, nadace.

Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (nejlépe EXCEL, *.xls) přiložte jako zvláštní soubor, písmo **Ariel**, velikost 10, rámování (viz www.stranky).

Obrázky. Pérovky, ve vektorovém formátu, musí být kontrastní a dobře čitelné, písmo **Ariel**, minimální velikost 4 (diamant 1,504 mm), které předejte, prosím, ve formátu CDR (Corel Draw v. 9), čb fotografie jako TIFF nebo JPG (rozlišení 600 dpi), WMF – digitálně zpracované. Preferujte rastrovou výplň před odstíny šedé. Při tvorbě obrázků mějte na paměti čitelnost při zmenšení do tiskového formátu, **dođávejte již originální velikost obrázků (šířka: 80–164 mm, výška 225 mm).**

Po redakčním posouzení vytištěného příspěvku jej dostanete zpět k provedení oprav a připomínek.

Příspěvky pro daný ročník GVMS pošlete nejpozději do 28. února podle uvedených pokynů.

Internetová forma publikace GVMS je na adrese <http://elanor.sci.muni.cz/gap/casop/>), kde jsou kromě všech článků ve formátu PDF i ostatní informace a vzory pro autory.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

Geological research in Moravia and Silesia

Sestavili

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

Redakční posouzení kapitol – recenzenti

Prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc., RNDr. Peter Pálenský, Doc. RNDr. Slavomír Nehyba, Dr.,
Mgr. Jan Vít, Dr., RNDr. Oldřich Krejčí, Ph.D., RNDr. Tadeáš Czudek, DrSc., Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.,
Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr., RNDr. Miroslav Bubík, CSc., Doc. RNDr. Rostislav Melichar, Dr.,
Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc., RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D.,
Prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc., Doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Dr. rer. nat., Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.,
Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., RNDr. Theodor Staněk, Mgr. Josef Havíř, Dr., RNDr. Jiří Zachariáš, Dr.,
RNDr. Václav Vávra, Ph.D., RNDr. Zdeněk Stráník, DrSc., RNDr. Josef Adámek, Mgr. Zdeněk Máčka, Ph.D.,
RNDr. Jiří Otava, CSc., Doc. RNDr. Katarína Holcová, CSc., Doc. Miroslava Gregerová, CSc., RNDr. Ivan Poul,
Prof. RNDr. Milan Novák, CSc., Doc. Ing. Jiří Faimon, Dr., Doc. Šárka Hladilová, CSc., RNDr. Juraj Franců, CSc.,
Doc. Petr Skupien, Ph.D.

Sazba a technické práce: Pavel Klímek, Mgr. Helena Gilíková, Ph.D.

Jazyková úprava: Jiřina Novotná

Zpracování pro tisk: Adobe InDesign CS4

VYDALA MASARYKOVA UNIVERZITA V ROCE 2009

muni
PRESS

Ročník: XVI.

Náklad: 160 výtisků

Vydání: první, 2009

Tisk: TDV – Vladimír Dilhof, spol. s r. o., Vídeňská 80, 639 00 Brno

Publikace PŘ-10/09-02/58

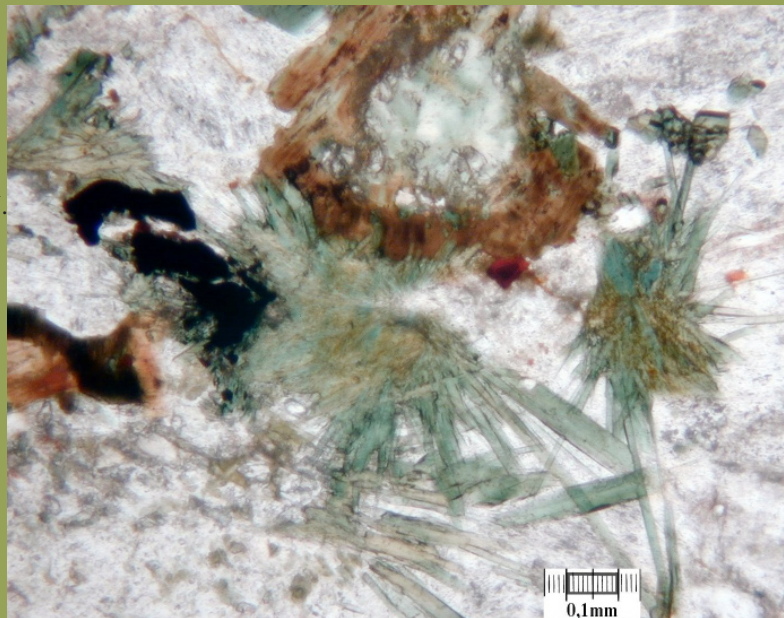
ISBN 978-80-210-4940-6

ISSN 1212-6209



Ledovcové sedimenty, střídání písků spolohami s organickou příměsí. Výchoz v tělese dálnice u obce Kujavy. Foto: P. Tomanová Petrová, 2008.

Arfvedsonizace egirinu. Foto: J. Kynický, 2009.



Striace - tlakové nárůsty kalcitu na zlomu s levostranným pohybem, lom v Janičově vrchu (3. etáž lomu), Pavlovské vrchy. Foto: I. Poul, 2008.



Tektonická stavba bradel Pavlovských vrchů představuje složitou strukturu fault-bend folds (podél zlomu ohnuté vrásy) s flat-ramp-flat geometrií přesmyků, vrch Děvín, přesmyk ernstbrunnských vápenců přes svrchní křídou.. Foto: I. Poul, 2006.



Přírodní park Odry: meandry řeky Odry. Foto: P. Tomanová Petrová, 2007.

