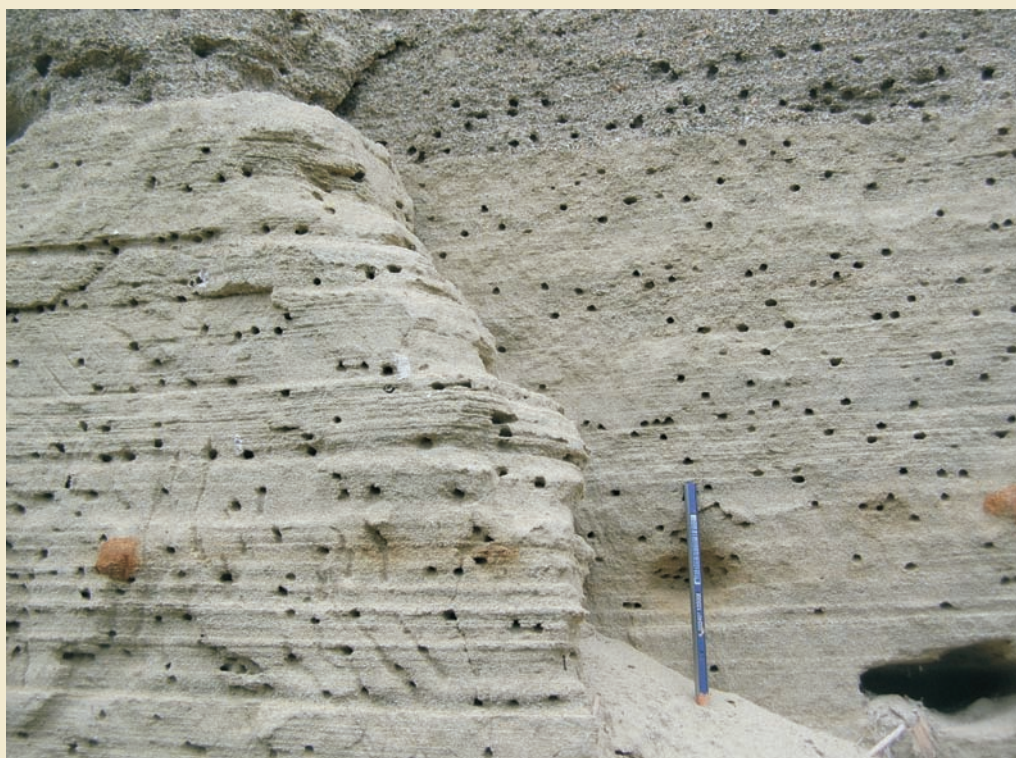
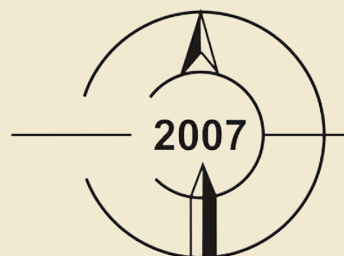


GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*

v roce
in the year



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XV. ročník

BRNO 2008

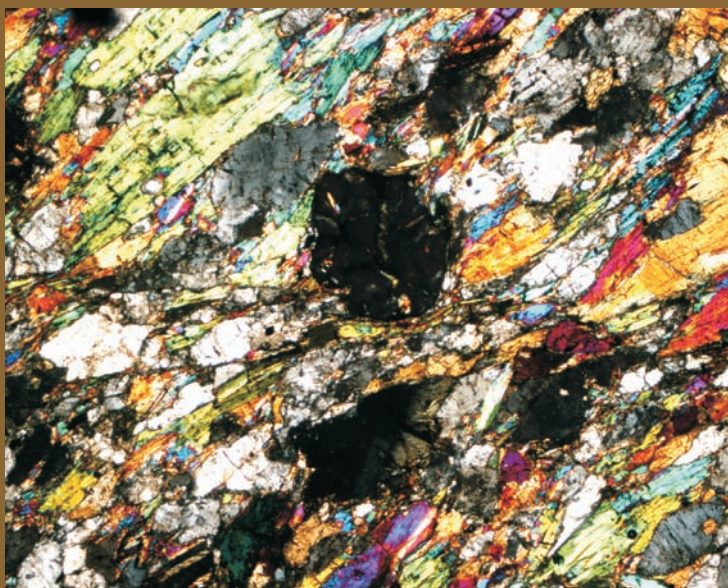


Pohled na Starojický kopec od jv. Foto: H. Gilíková, 2006.



Loštický pohár s šesti oušky. Sbírký Moravského zemského muzea v Brně. Foto: M. Gregerová, šířka pohárku 5 cm.

Výbrus z amfibolitu s granátem, poličské krystalinikum, lokalita Nyklovice. Foto: D. Buriánek, delší strana fotografie 4 mm.

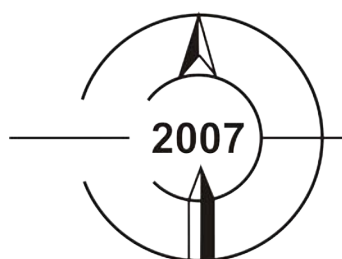


Snímek na 1. straně obálky: Plážové spodnobadenské písky, Oslavany. Foto: P. Tomanová Petrová, 2008.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY *na Moravě a ve Slezsku*

GEOLOGICAL RESEARCH *in Moravia and Silesia*

v roce
in the year



XV. ročník

Vydala Masarykova univerzita

Ústav geologických věd PřF, Masarykova univerzita
Česká geologická služba, pobočka Brno
Českomoravský štěrk, a.s.

BRNO 2008

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU V ROCE 2007

Geological research in Moravia and Silesia in the year 2007

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 disciplin.

GVMS vychází od roku 1994 (1. ročník). Od 9. ročníku (2002), tj. od Geologických výzkumů za rok 2001 vydáváme i elektronickou formu článků, které jsou přístupné na internetu ve formátu PDF.

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

Redakce:

Marek Slobodník, šéfredaktor, Ústav geologických věd MU

David Buriánek, Česká geologická služba, pob. Brno

Milan Geršl, 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

© Masarykova univerzita, 2008

ISBN 978-80-210-4709-9

ISSN 1212-6209

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

OBSAH

CONTENTS

KENOZOIKUM
Cenozoic

Kryopediment v údolí Litavy východně od Bučovic, Středomoravské Karpaty

Cryopediment in the Litava River valley east of Bučovice, Central-Moravian Carpathians

Tadeáš Czudek.....8

Nález inkluze s vysokou hustotou fluid CO₂ v zirkonu z kvartérních fluvialních štěrko-písků u Hulína

A find of dense CO₂ fluid inclusion in zircon from the Quaternary fluvial-gravel-sands at Hulín

Zdeněk Dolníček.....13

Mapování morfologie dna koryta řeky Moravy na lokalitách Kvasice a Bělov

Mapping of the Morava river bed morphology at the locality Kvasice and Bělov

Martin Faměra, Ondřej Bábek, Pablo Rigual Hernández.... 16

Současné trendy v zrnitostním složení sedimentů štěrkových lavic toků Moravskoslezských Beskyd – příkladová studie Sihelský potok

Present-day trends in sediment size composition of gravel bars of stream channels of the Moravskoslezské Beskydy Mts. – case study Sihelský potok Brook

Jan Hradecký, Martin Děd.....19

Fosilní pobřežní valy na břehu sarmatského jezera

Fossil barrier beaches on the bank of the Sarmatian Lake

František Hubatka, Pavla Tomanová Petrová, Slavomír Nehyba, Miroslav Bubík.....24

Pleistocenní sedimenty vyšší terasy Bečvy ve Vsetíně

Pleistocene deposits of the “higher” fluvial terrace of Bečva river in the area of Vsetín city

Slavomír Nehyba, Ivo Baroň, Karel Kirchner.....28

Sedimentárně-petrografické studium neogenních a pleistocenních sedimentů v oblasti Brno-Švédské šance

Neogene and Pleistocene deposits in the area Brno-Švédské šance

Slavomír Nehyba, Karel Kirchner, Petr Mackovčín, Jaromír Demek.....31

Nové odkryvy fluvialních sedimentů v prostoru Brno-Bystrc

New outcrops of the fluvial deposits in the area of Brno-Bystrc

Slavomír Nehyba, Karel Kirchner, Pavla Tomanová Petrová.....36

Fosilní sesuvem hrazené jezero v údolí Babínku (Vsetínské vrchy): příspěvek k poznání holocenního vývoje reliéfu flyšových Karpat

Fossil landslide-dammed lake in the Babínek valley (Vsetínské vrchy Hills): contribution to understanding the Holocene relief development in the flysch Carpathians

Veronika Smolková, Tomáš Pánek, Jan Hradecký.....41

MEZOZOIKUM
Mesozoic

Stratigrafie křídových pestrých oceánských vrstev karpatského flyše na Moravě

Stratigraphy of the Cretaceous Oceanic Red Beds of the Carpathian Flysch in Moravia

Miroslav Bubík, Petr Skupien, Lilian Švábenická.....46

Jak vysvětlit rozdíly v orientaci vrstevnatosti v regionu Starojického kopce (vnější karpatské příkrovy, slezská jednotka): vrása nebo zlom?

How to explain differences in bedding orientation in the area of Starý Jičín Hill (Outer Carpathian nappes, Silesian Unit): fold or fault?

Josef Havíř, Josef Adámek.....53

Veřovické souvrství kelčského vývoje slezské jednotky u Bernartice

Veřovice Formation of the Kelč Facies of the Silesian Unit near Bernartice

Josef Havíř, Josef Adámek, Miroslav Bubík.....57

PALEOZOIKUM
Paleozoic

Dickit z hydrotermální žíly na lokalitě Zlatý důl u Hluboček (kulm Nížkého Jeseníku)

Dickite from hydrothermal vein at locality Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nížký Jeseník)

Zdeněk Dolníček, Jan Filip.....62

KRYSTALINIKUM
Crystalline complex

Hematit-magnetitové zrudnění v poličském krystaliniku

The Hematite-magnetite mineralization in Polička Crystalline Complex

David Buriánek.....66

Geochemie a petrografie amfibolitů z Tulešic

Geochemistry and petrography of amphibolites from the Tulešice quarry

Miloš René.....72

APLIKOVANÁ GEOLOGIE
Applied geology

Chemické složení loštických pohárů

Chemical composition of ceramic tumblers from Loštice

Renata Čopjaková, Vladimír Goš, Miroslava Gregerová,
Martin Hložek, Radek Škoda.....76

Keramická petrografie loštické hrnčiny

Ceramic Petrography of Pottery from Loštice

Miroslava Gregerová, Martin Hložek.....86

Sledování pokračování horního jeskynního patra (Holštejnské jeskyně) pomocí metody VDV

*Survey of prolongation of upper cave level (Holštejnská cave)
by VLF method*

Pavel Kalenda, Roman Duras.....90

**Výzkum a výskyt akumulací blokovobahenních proudů
v Moravskoslezských Beskydech**

*Research and occurrence of debris flows accumulations in the
Moravskoslezské Beskydy Mts.*

Karel Šilhán, Tomáš Pánek.....94

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of Authors

Adámek, J.	53, 57	Hernández, P. R.	16
Bábek, O.	16	Hložek, M.	76, 86
Baroň, I.	28	Hradecký, J.	19, 41
Bubík, M.	24, 46, 57	Hubatka, F.	24
Buriánek, D.	66	Kalenda, P.	90
Czudek, T.	8	Kirchner, K.	28, 31, 36
Čopjaková, R.	76	Mackovčín, P.	31
Demek, J.	31	Nehyba, S.	24, 28, 31, 36
Děd, M.	19	Pánek, T.	41, 94
Dolníček, Z.	13, 62	René, M.	72
Duras, R.	90	Skupien, P.	46
Faměra, M.	16	Smolková, V.	41
Filip, J.	62	Šilhán, K.	94
Goš, V.	76	Škoda, R.	76
Gregerová, M.	76, 86	Švábenická, L.	46
Havíř, J.	53, 57	Tomanová Petrová, P.	24, 36

KENOZOIKUM

CENOZOIC

KRYOPEDIMENT V ÚDOLÍ LITAVY VÝCHODNĚ OD BUČOVIC, STŘEDOMORAVSKÉ KARPATY

Cryopediment in the Litava River valley east of Bučovice, Central–Moravian Carpathians

Tadeáš Czudek

Čápkova 19, 602 00 Brno

(24-441 Bučovice)

Key words: composite-cryopediment, fluvial terrace, downwearing, backwearing

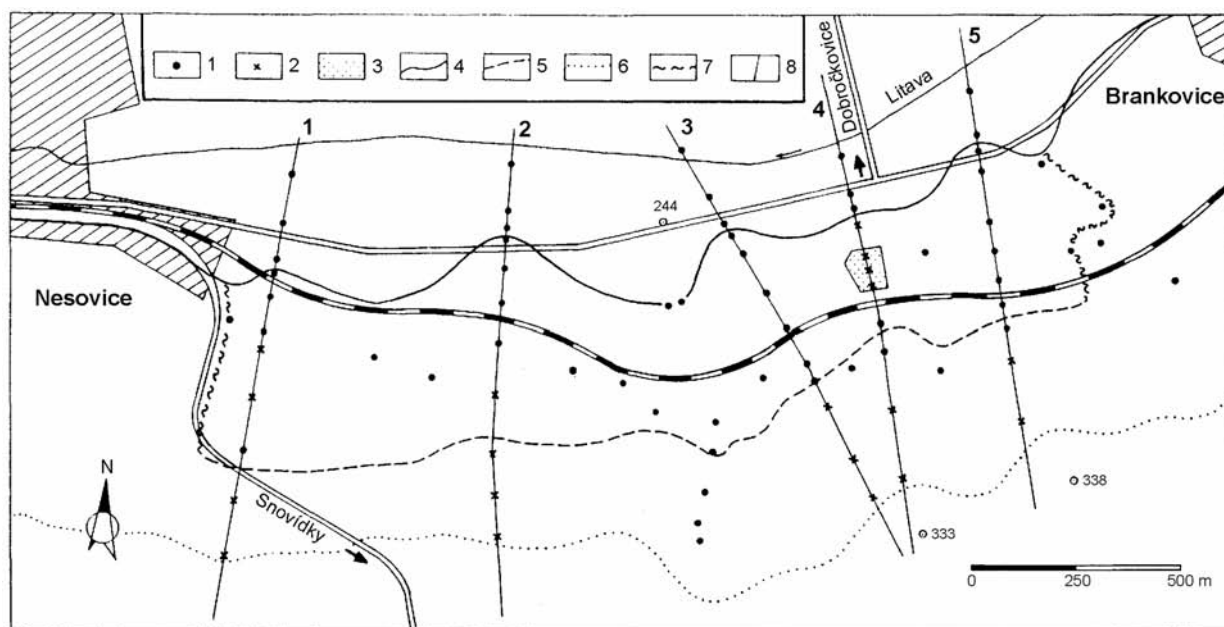
Abstract

Borings as well as test pits (Fig. 1) are evidence, that the foot slope surface (gradient 3–5°) in the Litava River valley between Brankovice and Nesovice villages (Central–Moravian Carpathians) on soft flysch rocks may be considered as an erosion surface. The previous river terrace together with its base and the uppermost part of the flysch bedrock were during the Middle and especially the Late Pleistocene in periglacial (cryogenic) environment eroded. Due to intersection of dell-sides, as well as directly on the footslope surface operating sheet wash and gelifluction, the landsurface has been lowered. Simultaneously backslope recession cannot be rejected. Hence, on the locality Brankovice – Nesovice, and thus in the entire Czech Republic, a first example of a composite-cryopediment developed both due to downwearing (in our case the major process) and backwearing, has been described.

Úvod

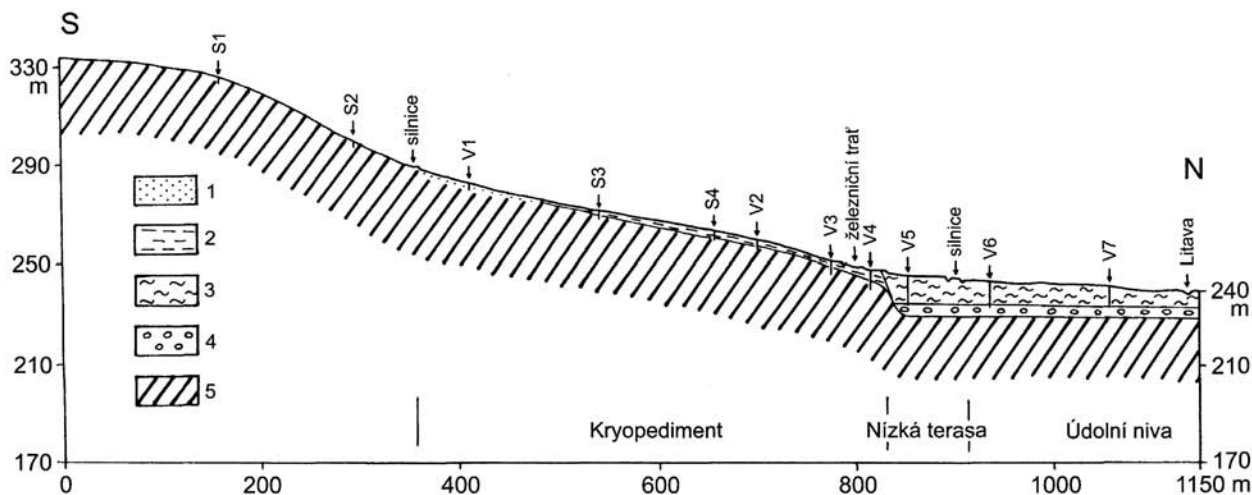
Pleistocenní pedimenty, jako morfologicky výrazné erozní úpatní povrchy, jsou ve Vnějších Západních Karpatech dosud málo známé. Ve Středomoravských Karpatech je zatím popsali Czudek (1995) a Bubík – Švábenická (2000).

Podrobněji jsou známy z území málo odolných oligocenních a miocenních hornin (jíly, jílovce, písky a pískovce) jz. části Dolnomoravského a j. části Dyjsko-svrateckého úvalu. Předložená práce úzce navazuje na publikaci autora z roku 1995. V roce 2007 byly dřívější názory upřesněny



Obr. 1: Mapa vrtů, kopaných sond a hranic základních tvarů reliéfu v jižní části údolí Litavy mezi Brankovicemi a Nesovicemi, Středomoravské Karpaty. 1 – vrtů, 2 – kopané sondy, 3 – areál 14 mělkých mapovacích vrtů a 3 (2–3 m dlouhých) rýh, 4 – hranice mezi údolním dnem Litavy a kryopedimentem, 5 – hranice mezi kryopedimentem a příkrým zadním svahem, 6 – horní hrana zadního svahu, 7 – západní a východní hranice kryopedimentu, 8 – lokalizace geologických profilů.

Fig. 1: Map showing boreholes, test pits and boundaries of major landforms at the southern part of the Litava River valley segment between Brankovice and Nesovice villages, Central–Moravian Carpathians. 1 – boreholes, 2 – test pits, 3 – area of 14 shallow boreholes and 3 (2–3 m long) trenches, 4 – boundary between the Litava River valley bottom and the cryopediment, 5 – boundary between the cryopediment and the backslope, 6 – upper edge of the backslope, 7 – western and eastern boundary of the cryopediment, 8 – geological profiles.



Obr. 2: Kryopediment v místě profilu 1. Vysvětlivky obr. 5.
 Fig. 2: Cryopediment on the site 1. Explanations Fig. 5.

a doplněny. Výzkum byl prováděn v údolí řeky Litavy východně od Bučovic, hlavně pak mezi obcemi Brankovice a Nesovice.

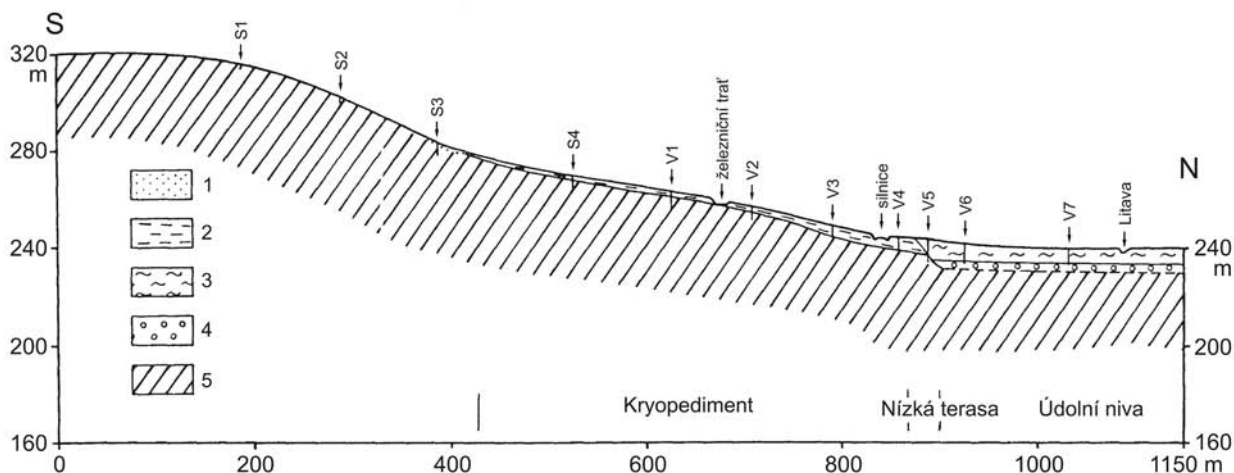
Geomorfologická charakteristika území

Údolí Litavy mezi Brankovicemi a Nesovicemi leží v jižní části Litenčické pahorkatiny (v jejím geomorfologickém podcelku Bučovické pahorkatiny) tvořené plochým reliéfem, z něhož ve střední části vyčnívá vyšší a členitější Orlovická vrchovina. Údolí jsou široce rozevřená, a kromě Litavy často po většinu doby v roce suchá, resp. protékána jen malým vodním tokem. Vrcholovou část georeliéfu tvoří výrazné, místy téměř rovné plošiny o sklonu i menším než 1° a široce zaoblené hřebety v nejbližším okolí studované části údolí Litavy ve výškách okolo 300–330 m n. m. Častá jsou krátká úvalovitá údolí typu úpadů. Plošiny jsou nejlépe vyvinuté v Bučovické pahorkatině a v sousední Dambořické vrchovině. Tyto tvary sečou povrch zvrásněných a různě odolných hornin ždánické jednotky vnější skupiny karpatských příkrovů. Jsou tedy jednoznačně erozními tvary. Musíme je považovat za součásti zarovnaného

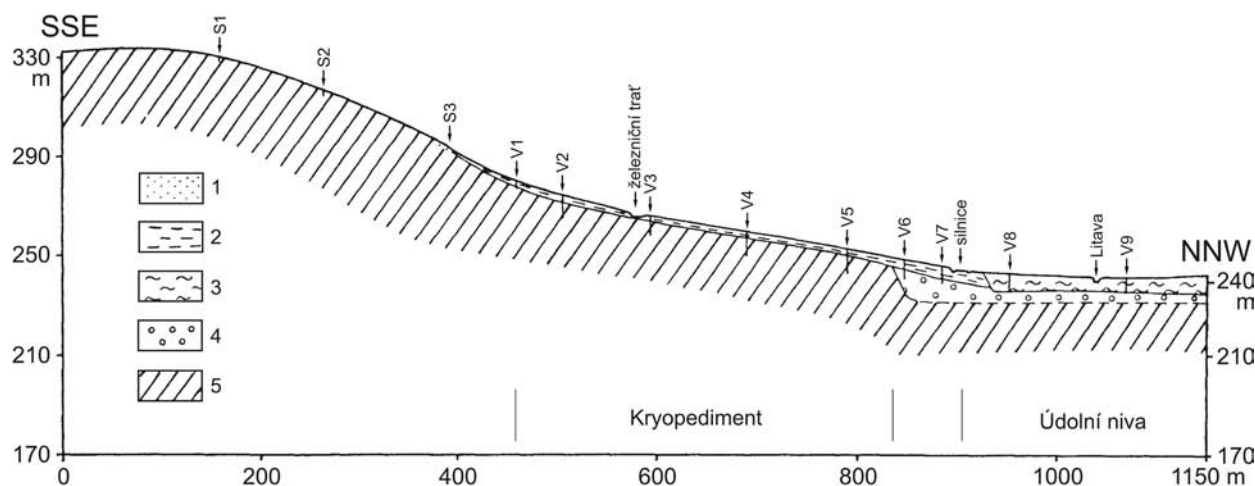
povrchu pospodnotortonské fáze planace karpatského typu, který by mohl odpovídat středohorskému zarovnanému povrchu Západních Karpat, pro který Minár (2003) navrhuje termín tektoplén. Nejvyšším bodem Bučovické pahorkatiny je Chlum (402 m n. m.), střední nadmořská výška je 281,9 m.

Údolí Litavy východně od Bučovic mezi obcemi Brankovice a Nesovice je široké s příkrými svahy a má až 500 m širokou nivu s nízkým (do 4 m vysokým) holocenním terasovým stupněm. Má tedy typický neckovitý profil. Mocnost povodňových sedimentů údolní nivy překrývajících středně opracované šterky tvořené převážně valouny karpatských pískovců, je až 6–10 m. Velká mocnost holocenních sedimentů je důkazem intenzivní eroze půdy na svazích a rozvodích dlouho zemědělsky využívaného území. Pro jejich přesnější datování nejsou zatím doklady. Ve srovnání se širším okolím můžeme však říci, že jsou převážně svrchnoholocenního (postatlantského) stáří. Jejich ukládání probíhá i v recentu.

Zatímco pravý (severní) 50–60 m vysoký příkrý svah údolí Litavy se s údolním dnem stýká ostře, je při úpatí



Obr. 3: Kryopediment v místě profilu 2. Vysvětlivky obr. 5.
 Fig. 3: Cryopediment on the site 2. Explanations Fig. 5.

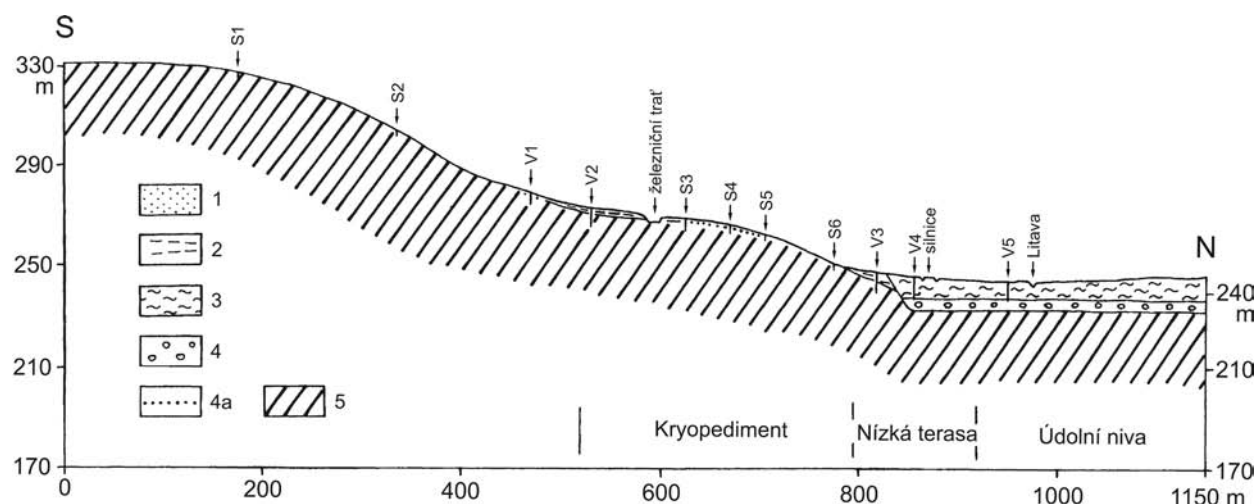


Obr. 4: Kryopediment v místě profilu 3. Vysvětlivky obr. 5.
 Fig. 4: Cryopediment on the site 3. Explanations Fig. 5.

levého (jižního) svahu výrazná nižší plocha, která se pozvolna sklání ke dnu řeky. Obdobná plocha, (avšak značně menších rozměrů), je v popisovaném úseku údolí Litavy u obce Kloboučky (jiv. od Bučovic), zatím však neznámé geneze. Úpatní plocha mezi Brankovicemi a Nesovicemi vzbudila pozornost autora při geomorfologickém výzkumu a mapování již dříve proto, že v místě profilu 4 (obr. 1, 5) se u železniční tratě Brno – Vlářský průsmyk na povrchu terénu vyskytují středně opracované valouny karpatských pískovců. Tři kopané sondy (vlastně 2–3 m dlouhé rýhy), spolu s 14 mělkými mapovacími vrty (nezanesenými na obr. 1) jednoznačně potvrdily, že jde o zbytky říční terasy. Jinde se ani četnými vrty a kopanými sondami (viz obr. 1, 2, 3, 4) na úpatní ploše říční terasu zjistit nepodařilo.

Morfografie úpatní plochy a jižního údolního svahu Litavy

Úpatní plocha mezi jižním údolním svahem Litavy a jejím dnem má mezi Brankovicemi a Nesovicemi délku 2 km a šířku až 470 m. Úvalovitými úpady je rozdělena na pět částí, které tvoří ukloněné plošiny a ploché hřbety. Úpady, iniciované zahlubováním jmenované řeky, jsou v současné době prakticky po celý rok suché a jejich horní úseky mělce rýhují i jižní, příkrý údolní svah Litavy. Zatímco na úpatní ploše převládá na jejích dnech v současné době akumulace materiálu eroze půdy (mocnost 1,00–2,40 m), v úpadech na jižním údolním svahu jsou jednoznačně erozní procesy. Na úpatní ploše, která přechází do nivy nebo nízkého údolního terasového stupně vesměs pozvolna (plynule), mají úpady



Obr. 5: Kryopediment v místě profilu 4. 1 – svahové sedimenty (svrchní pleistocén až holocén), 2 – svahové a eolické sedimenty (převážně svrchní pleistocén), 3 – povodňové sedimenty (holocén), 4 – štěrky údolního dna (svrchní pleistocén až holocén), 4a – relikty štěrku říční terasy (spodní až střední pleistocén), 5 – skalní podloží = zvrásněné jíly, jílovce, písky a pískovce karpatského flyše (eger). S = kopané sondy, v profilu 4 i 3 rýhy, V = vrty.

Fig. 5: Cryopediment on the site 4. 1 – slope deposits (Holocene), 2 – slope and aeolian deposits (mainly Late Pleistocene), 3 – overbank deposits (Holocene), 4 – gravel of the valley bottom (Late Pleistocene up to Holocene), 4a – relict of the fluvial terrace gravel (Early up to Middle Pleistocene), 5 – bedrock = folded clay, claystone, sand and sandstone of the Carpathian Flysch belt (Eger). S = test pits and 3 trenches on the site 4, V = boreholes. Cryopediment = cryopediment, nízká terasa = low terrace, údolní niva = floodplain.

(tedy krátká suchá úvalovitá údolí) hloubku do 8 m a šířku do 250 m. Jen v místě profilu 4 (viz obr. 1, 5), jde o 17 m vysoký svah o sklonu 7–10°. Sklon celé úpatní plochy je k údolnímu dnu plynulý a činí 3–5°. V podélném profilu (v délce 2 km) však kolísá řádově v metrech. Největší je v místě profilu 4 (obr. 1), kde úpatní plocha je ve srovnání s její ostatní částí v obou směrech (jak k obci Brankovice tak i Nesovice), vyšší o 8–10 m. To vede některé geomorfology k názoru, že se na popisované lokalitě jedná o dvě různé staré erozní úrovně.

Jižní údolní svah má výšku 40–60 m, sklon 10–15°. Plochá, suchá úvalovitá údolí mají na něm hloubku do 10–15 m. Jeho úpatí je dobře zřetelné. Dvanáct kopaných sond ukazuje, že mocnost kvartérního pokryvu je v podloží 20–30 cm mocné půdy na něm většinou do 0,50 m. Jen v nejdolejší části svahu činí místy 0,80 m, výjimečně do 2,40 m.

Geneze úpatní plochy

Kopané sondy, vrty a rýhy ukázaly, že mírně ukloněná úpatní plocha v popisovaném úseku údolí řeky Litavy je erozním tvarem. Dokazuje to malá mocnost kvartérního pokryvu, která na ní mimo dna mělkých úpadů je do 1,00–1,50 m, v horní její části 0,50–0,80 m. Jen v nejdolejší části úpatní plochy v místě jejího přechodu do údolního dna Litavy je místy mocnost kvartérního pokryvu do 4 m, přitom zčásti jde o eolický sprašový materiál. Zde je nutno podotknout, že ve vrtech působilo místy v dolní části úpatní plochy problémy stanovení přesné hranice mezi přemístěnými sedimenty a ždánicko-hustopečským souvrstvím *in situ*. Proto je pravděpodobné, že uvedená mocnost 4 m může být menší. Na povrchu úpatní plochy jde o přemístěné jíly, jemné písky a i sprašový materiál s malým podílem vesměs drobných úlomků pískovců ždánicko-hustopečského souvrství. Jsou to sedimenty plošného splachu a soliflukce probíhající na zmrzlém podkladu (geliflukce). V místě profilu 4 (obr. 1, 5) byly v geliflukčním materiálu i valouny terasových štěrků.

Kromě malé mocnosti sedimentů plošného splachu a geliflukce, jejichž báze leží na erozně sníženém povrchu zvrásněných flyšových hornin a tento povrch má jednoznačně menší sklon než je sklon souvrství ždánické jednotky, svědčí o erozním původu úpatní plochy i denudační zbytek terasových štěrků (v mocnosti do 0,90 m) v profilu 4 (obr. 1, 5) v rel. výšce 25 m nad Litavou. Štěrků se nyní nevyskytují na celé ploše, ale jen pod železniční tratí Brno – Vlárský průsmyk, a to ještě pouze v místě mělké deprese v povrchu flyšových hornin. Jsou to středně zaoblené valouny vesměs do 5 cm, zřídka i okolo 10 cm, tvořené z 80–85 % pískovci. Mocnost původních terasových štěrků nelze dnes stanovit. Není však vyloučeno, že mohla přesáhnout 2 m. Jisté ale je, že fluvialní terasa byla na celé dnešní erozní ploše při úpatí jižního údolního svahu Litavy mezi obcemi Brankovice a Nesovice. Z petrografické analýzy štěrků včetně těžkých minerálů (granát 61,7–66,5 %, opakní minerály 19,7–30,6 %), kterou provedla D. Minaříková, dále ze srovnání s rozborů provedenými v okolním území (Zeman et al. 1980) a z geomorfologického výzkumu vyplývá, že na popisované lokalitě jde o relikt fluvialní terasy Litavy

ze spodního až středního pleistocénu. Z geomorfologického výzkumu je také zřejmé, že dnešní výškové rozdíly v povrchu ždánicko-hustopečského souvrství *in situ* a tedy i úpatní plochy, nejsou původní bázi říční terasy, ale po její denudaci ještě dále řádově v metrech erozí nerovnoměrně sníženým povrchem. Příčiny takového snížení povrchu terénu byly zřejmě tři. První lze spatřovat ve vývoji úpadů (Dellen v německé geomorfologické a i geologické literatuře). Protínání svahů větších úpadů také způsobilo větší snížení povrchu terénu než menších úpadů. Druhou příčinou zřejmě byla větší odolnost hornin předkvartérního podkladu v místě profilu 4 (obr. 1), způsobená pravděpodobně větším (širším) pruhem flyšových pískovců. Třetí příčinou byl denudační zbytek štěrků v profilu 4 (obr. 1, 5), které jsou odolnější vůči plošnému splachu a i geliflukci než jíly a jemné písky na ostatních částech úpatní plochy. Proto jsou výškové rozdíly mezi jednotlivými částmi úpatní plochy způsobeny místními geologickými a geomorfologickými poměry a proto se jedná o jednu výškově mírně diferencovanou a časově synchronní (stejnou) erozní úpatní plochu a ne o dvě časově odlišné (starší vyšší a mladší nižší) úrovně (povrchy).

Z výše uvedeného vyplývá, že úpatní plocha v údolí Litavy mezi obcemi Brankovice a Nesovice ve Středomoravských Karpatech je erozním tvarem reliéfu vzniklým po uložení štěrků 25 metrové říční terasy. I když jejím výchozím tvarem je fluvialní terasa, nemá s ní v současné době ani morfograficky ani geneticky nic společného. Dnešní tvar úpatní plochy vznikl rozrušením říční terasy, je proto mladší než tato terasa byla. Při jeho vzniku se, soudím, uplatnily dva zcela odlišné ale současně probíhající reliéfovorné procesy, které vedly ke vzniku jednoho a téhož tvaru reliéfu – dnešní úpatní plochy. Byly to a) procesy snižování terénu shora v důsledku vývoje úpadů, jakož i plošného splachu a geliflukce působících přímo na povrchu úpatní plochy, b) procesy vedoucí k ustupování jižního údolního svahu Litavy.

Vývoj úpadů, tedy jejich zahlubování spojené s rozšiřováním a protínáním svahů, dále plošný splach a geliflukce na meziúdolních plochách vyvolaly snižování terénu shora (downwearing). Z počátku to bylo snižování říční terasy, pak i jejího podloží. První ze jmenovaných procesů musíme v našem případě považovat za hlavní morfogenetický proces vedoucí ke vzniku dnešní tvárnosti (povrchu) úpatní plochy. Procesy vedoucí k ústupu zadního svahu (backwearing), tedy jižního svahu údolí Litavy, jsou na dané lokalitě více než pravděpodobné. V místě profilu 4 (obr. 1), kde tato plocha je nad železniční tratí nejvyšší (při plynulém sklonu terénu), již říční terasa nemohla být. Svědčí o tom také vrty provedené nad denudačním zbytkem fluvialních štěrků v blízkosti železniční tratě. Musela tedy tato část úpatní plochy vzniknout ústupem jižního údolního svahu Litavy. Minimální délka ústupu tohoto svahu v místě profilu 4 (obr. 1) mohla, resp. musela být okolo 100 m, v západní části úpatní plochy zřejmě i více. Máme tedy v České republice poprvé zjištěný a podrobněji popsáný pediment, který v jedné své části vznikl snižováním terénu shora, v druhé ústupem zadního svahu. Můžeme jej nazvat složeným pedimentem (composite-pediment). Přitom jak pediment, tak

i jeho zadní svah tvoří stejně odolné (v našem případě málo odolné) flyšové horniny stejného stáří (svrchní oligocén až nejspodnější miocén). Problémem stále zůstává, zda snižování terénu shora a ústup svahu byly procesy synchronními. Nejméně ve svrchním pleistocénu tomu tak bylo.

Stáří pedimentu

Protože větší část šířky složeného pedimentu vznikla rozrušením říční terasy, jejíž stáří se udává na spodno- až středopleistocenní, spadá začátek vzniku tohoto tvaru nejméně do konce středního pleistocénu, hlavní období vývoje pak do svrchního pleistocénu. Protože hlavní význam při jeho vzniku měly geomorfologické procesy vývoje úpadů spojené s plošným splachem a geliflukcí, tj. procesy příznačnými (typickými) pro kryogenní prostředí, kdy tyto procesy, jak známo, byly intenzivnější a působily i delší dobu než procesy v teplých klimatických fázích, můžeme jej považovat za kryopediment. Hlavní fáze jeho vývoje spadaly do období, kdy kryogenní geomorfologické procesy měly největší morfogenetický účinek (efekt), tedy do přechodných období mezi teplými a studenými časovými úseky, ale zejména mezi studenými a teplými obdobími svrchního pleistocénu. Oproti názorům ně-

kteřých významných zahraničních autorů (Büdel 1977, French – Harry 1992), je lokalita Brankovice – Nesovice u nás dalším a jednoznačným dokladem vzniku a vývoje pedimentů v pleistocénu, tedy kryopedimentů na nových místech a ne jen pokračováním vývoje terciérních pedimentů, jak uvedení autoři a i někteří další tvrdí.

Závěr

V úseku údolí řeky Litavy ve Středomoravských Karpatech mezi obcemi Brankovice a Nesovice se vyskytuje erozní úpatní plocha, která vznikla jak snižováním povrchu terénu shora (downwearing), v našem případě říční terasy a jejího podloží, tak i rovnoběžným ustupováním levého, jižního údolního svahu (backwearing). Protože při jejím vývoji byly hlavními procesy vývoj úpadů, plošný splach a geliflukce, tj. procesy typické pro kryogenní periglaciální prostředí pleistocénu, musíme ji považovat za kryopediment, v našem případě složený kryopediment. Hlavní fáze jeho vývoje spadá do svrchního pleistocénu.

Poděkování

Studium bylo finančně podporováno Grantovou agenturou ČR, projekt č. 205/08/0209.

Literatura

- Büdel, J. (1977): Klima-Geomorphologie. – 1–304, Gebrüder Borntraeger, Berlin–Stuttgart.
- Bubík, M. – Švábenická, L. (2000): Nové poznatky o ždánické jednotce na listu 34-221 Kyjov získané během sezony 1999. – Zprávy Geol. Výzk. v r. 1999, 10–12, Praha.
- Czudek, T. (1995): Vývoj jižního údolního svahu Litavy mezi Brankovicemi a Nesovicemi ve Středomoravských Karpatech. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 79, 1994, 43–49, Brno.
- French, H. M. – Harry, D. G. (1992): Pediments and cold climate conditions, Barn Mountains, unglaciated Northern Yukon, Canada – Geogr. Ann., 74, A, 2–3, 145–157, Stockholm.
- Mínár, J. (2003): Stredohorská roveň v Západných Karpatoch ako tektoplén, náčrt pracovnej hypotézy. – Geogr. časopis, 55, 2, 141–158, Bratislava.
- Zeman, A. – Havlíček, P. – Minaříková, D. – Růžička, M. – Fejfar, O. (1980): Kvartérní sedimenty střední Moravy. – Sborník geol. věd, Antropozoikum, 13, 37–91, Praha.

NÁLEZ INKLUZE S VYSOKOU HUSTOTOU FLUID CO₂ V ZIRKONU Z KVARTÉRNÍCH FLUVIÁLNÍCH ŠTĚRKOPÍSKŮ U HULÍNA

A find of dense CO₂ fluid inclusion in zircon from the Quaternary fluvial gravel-sands at Hulín

Zdeněk Dolníček

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

(21-35 Kroměříž)

Key words: Quaternary, fluvial sediments, heavy minerals, zircon, fluid inclusions, CO₂

Abstract

High density CO₂ fluid inclusion was found in one zircon crystal separated from commercial gravel-sand supplied from sand-pit at Hulín, where the Quaternary fluvial sediments are exploited. The prismatic, slightly rounded 19x10 µm large fragment of a zircon contained single elongated 6 µm long fluid inclusion which appears to be monophasic at room temperature. The microthermometric measurements revealed presence of almost pure CO₂ (melting temperature as low as -56.9 °C) that homogenized to liquid phase at -49.2 °C. The corresponding density for pure CO₂ system is 1.152 g/cm³. Yet, fluid inclusions with similar characteristics are not known from the possible source area, from which the clastic material could have been derived. Theoretically, the dense CO₂ fluids could be bound to high-grade metamorphic rocks (amphibolite facies or higher) or to low-grade metamorphic rocks in areas of low geothermal gradient.

Úvod

Během orientačního studia asociace těžkých minerálů byl nalezen zirkon s vysokohustotní CO₂ inkluzí. Koncentrát těžkých minerálů pocházel z betonářského štěrkopísku, dodaného hulínskou pískovnou v r. 1998 k č.p. 430 na ulici Ed. Světlíka v Hulíně. Dle vyjádření managementu pískovny firma prodává pouze surovinu vytěženou ve vlastním dobývacím prostoru. Bohužel po téměř deseti letech již není možno zjistit, z které části dobývacího prostoru pocházel námi studovaný materiál. Pískovna těží svrchnopleistocenní fluviální štěrkopísky řeky Moravy (Janál 2002).

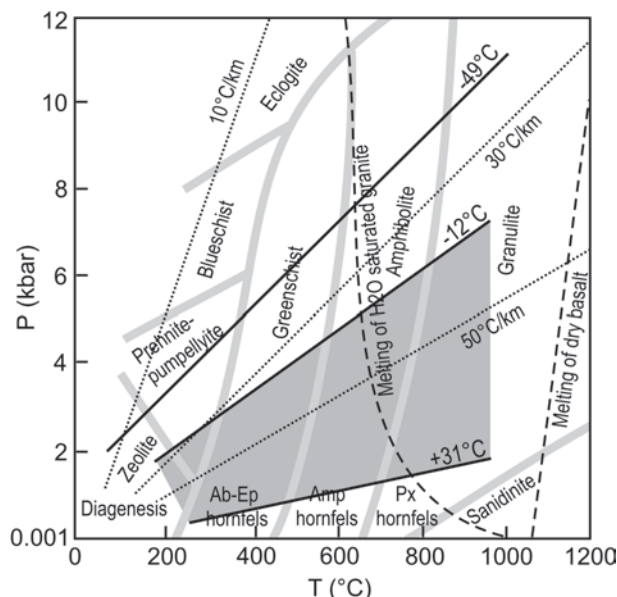
Materiál a metodika

Studovaný štěrkopísek má šedobílou barvu. Písčítá frakce značně převažuje nad štěrkovou (85:15), obsah prachu a jílu je malý. Valouny dosahují max. velikosti 3 cm a jejich petrografické složení je velmi pestré (podle makroskopického určení křemen, živce, droby, pískovce, jílové břidlice, slepence, „jaspis“, rohovec, pegmatit, deformované granitoidy, spility?, fylity, kvarcity, ruly). Jílová příměs je z větší části vázána do několik cm velkých jílových „závalků“. Občas se vyskytnou i drobné úlomky rozpadavých subfosilních dřev.

Po prosátí přes síto 1 mm byla podsítná frakce odkalena a předrýžována pomocí rýžovací misky. Ze získaného šlichu byly vyseparovány těžké minerály pomocí bromoformu. Průsvitná těžká frakce je charakterizována převahou granátu, méně se vyskytuje zirkon (oválný i idiomorfní), staurolit, v malém množství je přítomna i řada dalších minerálů (apatit, kyanit, amfibol, rutil, turmalín, aj.).

Petrografické studium inkluzí v zirkonech bylo provedeno pomocí běžného petrografického mikroskopu

v imerzi 1,1,2,2-tetrabrometanu. Mikrotermometrické měření fluidní inkluze v neupraveném zirkonu bylo provedeno na kat. geologie PŘF UP v Olomouci na aparatuře Linkam THMSG 600 podle metodiky popsané Dolníčkem – Malým (2006).



Obr. 1: Petrogenetická mřížka (Krauskopf – Bird 1995) s vyznačenou pozicí izochor čistého CO₂ (plné linie) z dosud známých výskytů (šedé pole mezi izochorami pro Th CO₂ (L) mezi -12 a +31 °C) a nového nálezu z Hulína (-49 °C).
 Fig. 1: Petrogenetic grid (Krauskopf – Bird 1995) with marked position of isochores of pure CO₂ (full lines) from known occurrences (grey field covering the isochores for Th CO₂ (L) values between -12 and +31 °C) and new find from Hulín (-49 °C).

Petrografie a kryometrie

Fluidní inkluze jsou přítomny v oválných i idiomorfních zirkonech. Za pokojové teploty inkluze obsahují obvykle 2–3 fáze (plyn, kapalný CO₂, příp. i vodný roztok).

Jedna inkluze byla za pokojové teploty jednofázová. Byla přítomna ve zlomku prizmatického zirkonu o rozměrech 19×10 μm. Krystal je přelomen šikmo k protažení. Krystalové hrany a rohy zirkonu byly již poněkud obroušené a zaoblené vlivem transportu. Odломové hrany jsou méně zbrošené než krystalové hrany a rohy. Inkluze má trubičkovitý tvar s polokulovitými zakončeními, je protažená ve směru vertikály zirkonového krystalu a je umístěná v centrální části krystalu. Jiné inkluze nebyly v daném zirkonu pozorovány.

Ochlazením pod -56 °C se v inkluzi vytvořila bublinka plynné fáze, která se dalším ochlazováním zvětšovala. Dvoufázová asociace (plyn a kapalina) v inkluzi přetrvává až do teploty cca -98 °C, kdy kapalná fáze zmrzla. Při zpětném zahřívání zamrzlé inkluze došlo nejprve k postupné rekrystalizaci drobných částic pevné fáze v jediný krystal. Pevná fáze roztála při teplotě -56,9 °C. Dalším zahříváním se postupně zmenšuje plynná bublina až při teplotě -49,2 °C bublina mizí a obsah inkluze homogenizuje na kapalinu.

Diskuse a závěr

Složení studované inkluze lze velmi dobře aproximovat jednosložkovým systémem s čistým CO₂. Příměs dalšího plynu (či plynů) je indikována mírným snížením teploty tání pevného CO₂ z -56,6 °C (čistý CO₂) na -56,9 °C. Povahu dalšího plynu není možno z mikrotermometrických dat jednoznačně identifikovat, jeho obsah je však velmi nízký. Pokud by šlo např. o příměs metanu, jeho obsah by byl max. 1 mol. %, pokud by šlo o dusík, 2 mol. % (Thiéry et al. 1994). Pro další výpočty byl vliv příměsi proto zanedbán. Hustota CO₂, indikovaná naměřenou homogenizační teplotou, je 1,152 g/cm³ (program Flincor s kalibrací Kerrick – Jacobs 1981).

V tab. 1 jsou sumarizovány dostupné údaje o teplotách homogenizací CO₂ fáze v CO₂ inkluzích, resp. o teplotách parciální homogenizace CO₂ fáze v CO₂-H₂O inkluzích (v obou případech jde pouze o homogenizace na kapalinu) z území západní a severní Moravy a Slezska. Průběh izochor v PT-prostoru je patrný z obr. 1. Ze vzá-

lokality	Th CO ₂ (L) (°C)	popis vzorku	reference
Hulín	-49	detritický zirkon v pleistocenním říčním štěrkopísku	tato práce
Tišnov - Květnička	+20 a +22	magmatická? fluida v detritickém zirkonu z devonského? metakonglomerátu	Dolníček a Malý (2007)
H. Bory	+22 až +26	křemen-karbonátová žíla v granulitu a pegmatitu, strážecké moldanubikum	Dolníček, nepubl. data
H. Bory	+4 až +22	horninový křemen v granulitu, strážecké moldanubikum	Dolníček, nepubl. data
Horní Město	+22 až +31	stratiformní sulfidické zrudnění, metamorfní fluida, vrbenská skupina	Fojt et al. (2007)
Dobřečov	-4 až +30	Au-mineralizace v křemenkalcitových žilách, vrbenská skupina	Dobeš (1991)
Malý Děd	-2 až +28	železné rudy typu Lahn-Dill, vrbenská skupina, metamorfní fluida	Dolníček, Fojt, nepubl. data
Zlaté Hory	-9 až +31	horninový a žilný křemen polymetalického ložiska	Řurišová (1990)
Zlatý Chlum	-9 až +18	metamorfně-sekreční Au-mineralizace ve svorech a kvarcitech	Řurišová (1990)
Vidly	+4 až +31	křemenné žíly v blastomylonitech Cu-Mo ložiska	Řurišová (1990)
Suchá Rudná	+20 až +30	horninový a žilný křemen Au-ložiska	Řurišová (1990)
Hutisko, Jel. hřbet	-12 až +31	železné rudy typu BIF v desenských rulách silezika, metamorfní fluida	Kropáč, nepubl. data
Mísečky u Vernířovic	+30 až +31	alpské žíly v desenských rulách, metamorfní fluida	Novotný a Zimák (2003)
D. Libina, Nemřlov	+10 až +31	křemenná žilovina v metagranitoidích desenské jednotky	Dobeš et al., nepubl. data
Horní Žleb	+30 až +31	křemenná žilovina v metagranitoidích desenské jednotky	Dobeš et al., nepubl. data
desenská klenba	+28 až +30	horninový křemen	Košuličová (2007)
keprnická skupina	+5 až +26	horninový křemen	Košuličová (2007)
keprnická skupina	+22 až +24	křemen-andalusitové žíly	Košuličová (2007)

Tab. 1: Souhrn dostupných údajů o teplotách homogenizace CO₂ fáze v inkluzích z území Moravy a Slezska (pouze homogenizace na kapalinu).

Tab. 1: Summary of available data on homogenization temperatures of CO₂ phase in fluid inclusions from Moravia and Silesia (only homogenization to liquid).

jemného srovnání dat vyplývá unikátnost nově nalezené inkluze: dosud nejnižší zjištěná teplota homogenizace CO₂ byla cca -12 °C. Na druhou stranu je třeba konstatovat, že srovnávacích dat je velmi málo a většinou pocházejí z různých typů rudních a nerudních mineralizací regionálně omezených na silezikum. O fluidních inkluzích v horninách (z nichž studovaný zirkon nepochybně pochází) ze snosové oblasti toho víme zatím stále velice málo.

Z porovnání s literaturou vyplývá možná genetická vazba vysokohustotních CO₂ fluid na prostředí hlubší kůry,

tj. na výše metamorfované horniny (facie amfibolitová a vyšší – viz např. van den Kerkhof – Olsen 1990, Klemd et al. 1995, Flattery 2005), či na prostředí svrchní kůry v oblastech s nízkým geotermickým gradientem (Urban et al. 2006) – srov. též obr. 1.

Poděkování

Autor děkuje P. Dobešovi, K. Kropáčovi a M. Slobodníkovi za poskytnutí údajů o fluidních inkluzích v jimi studovaných vzorcích.

Literatura

- Dobeš, P. (1991): Gold-sulphidic mineralization from the Dobřečov area, Czechoslovakia: fluid inclusion study. – *Plinius*, 5, April 1991, p. 59. Abstracts of ECROFI XI, April 10–12, 1991, Firenze.
- Dolníček, Z. – Malý, K. (2006): Fluidní inkluze v oválných zirkonech těžké frakce kvarcitu z Květničky u Tišnova (svratecká klenba moravika). – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2005*, 13, 64–67. Brno.
- Ďurišová, J. (1990): Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – *Sbor. geol. věd, lož. geol. mineral.*, 29, 167–186. Praha.
- Flattery, Y. (2005): Fluids in metapelitic granulites and Bulai granitoids of the Messina area, Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. – MS, MSc. Thesis, University of Johannesburg. Johannesburg.
- Fojt, B. – Dolníček, Z. – Hoffman, V. – Škoda, R. – Trdlička, Z. – Zeman, J. (2007): Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova (Nízký Jeseník). – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92, 3–57. Brno.
- Janál, J. (2002): Dokumentace holocenních sedimentů ve štěrkovně u Hulína. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2001*, 9, 4–6. Brno.
- Kerrick, D. M. – Jacobs, G. K. (1981): A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O–CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. – *Amer. J. Sci.*, 281, 735–767.
- Klemd, R. – Bröcker, M. – Schramm, J. (1995): Characterisation of amphibolite-facies fluids of Variscan eclogites from the Orlica-Snieznik dome (Sudetes, SW Poland). – *Chem. Geol.*, 119, 101–113.
- Košuličová, M. (2007): Thermomechanical and temporal evolution of the Moravo-Silesian zone: examples of the Silesian domain and the Svratka window. Doctoral thesis, Charles University, Prague.
- Krauskopf, K.B. – Bird D.K. (1995): Introduction to geochemistry, 3rd ed. – McGraw-Hill, Inc. New York etc.
- Novotný, P. – Zimák, J. (2003): Puklinová mineralizace alpského typu na lokalitách „Mísečky“ a „Černý Důl“ u Vernířovic. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 88, 123–138. Brno.
- Thiéry, R. – van den Kerkhof, A. M. – Dubessy, J. (1994): VX properties of CH₄–CO₂ and CO₂–N₂ fluid inclusions: modelling for T < 31 °C and P < 400 bars. – *Eur. J. Mineral.*, 6, 753–771. Stuttgart.
- Urban, M. – Thomas, R. – Hurai, V. – Konečný, P. – Chovan, M. (2006): Superdense CO₂ inclusions in Cretaceous quartz–stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia. – *Mineral. Deposita*, 40, 867–873.
- van den Kerkhof, A. M. – Olsen, S. N. (1990): A natural example of superdense CO₂ inclusions: microthermometry and Raman analysis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 895–901.

MAPOVÁNÍ MORFOLOGIE DNA KORYTA ŘEKY MORAVY NA LOKALITÁCH KVASICE A BĚLOV

Mapping of the Morava river bed morphology at the locality Kvasice and Bělov

Martin Faměra^{1,2}, Ondřej Bábek^{1,2}, Pablo Rigual Hernández¹

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

² Katedra geologie PřF UP, třída Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: mafam@mail.muni.cz

(25-31 Kroměříž)

Key words: river regulation, depositional architecture, image analysis, sonar, StreamPro

Abstract

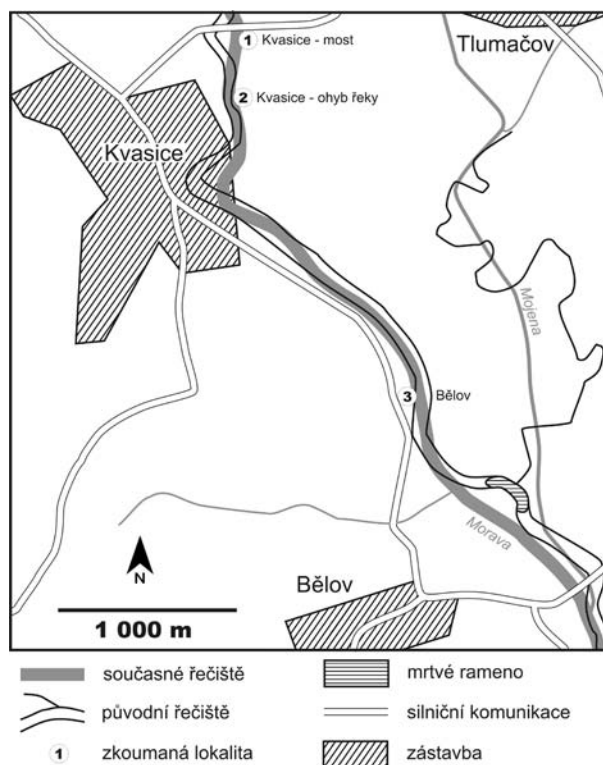
Sedimentary bodies in recent water courses represent potential accumulations of anthropogenic heavy metals and persistent organic pollutants. Three techniques were used for the mapping of underwater topography of rivers and the shape of the sediment bodies in the Morava River: single-beam sonar bathymetric profiles, flow area measurement using the StreamPro device, and image analysis of aerial photography. In this paper, we compare the above-mentioned methods with respect to their accuracy and time consuming. Despite its limited accuracy, image analysis of aerial photographs can give a quick overview of the distribution and topography of major underwater sedimentary bodies.

Úvod

Meandrující řeky představují dynamické systémy, ve kterých je morfologie toku výsledkem sedimentace a eroze. Morfologie řek tedy úzce souvisí s ukládáním sedimentů a distribucí těles a sedimentárních facií v korytech řek. Chování sedimentu v regulovaných řekách je odlišné od přirozených systémů a jejich faciální modely nejsou příliš známé (Hesselink et al. 2003, Robert 2003, Miall 1996). Cílem této práce je studovat výskyt a morfologii sedimentačních těles v řece Moravě na základě batymetrických měření. Chování sedimentu v regulovaném řečišti nám může pomoci objasnit pohyb kontaminantů v říčních systémech. Jednou z náplní výzkumného záměru MSM 0021622412 (INCHEMBIOL) je získání přehledu o výskytu sedimentárních těles v řečišti řeky Moravy v úseku mezi obcemi Kvasice a Kostelany na Moravě. Tato sedimentární tělesa mohou představovat dočasné akumulace těžkých kovů a organických látek („chemické časované bomby“). Níže popsané metody mapování byly testovány na třech lokalitách v severní části zájmového území

Území výzkumu

Sledovaný úsek řečiště řeky Moravy leží v prostoru mezi obcemi Kvasice a Bělov (obr. 1). Zkoumány byly lokality Kvasice - u mostu (49°14'48,504"N, 17°28'40,395"E), Kvasice - ohyb řeky (49°14'30,986"N, 17°28'40,21"E) a Bělov (49°13'37,641"N, 17°29'26,275"E). Tato část toku prošla v průběhu 20. století protipovodňovými opatřeními v podobě regulace toku, výstavby ochranných hrází a zpevnění výsepních břehů betonovými bloky (lokality Kvasice - zatáčka). I přes uvedené zásahy zde místy dochází k ukládání sedimentu v podobě valů, které za nízkého stavu vody vystupují nad hladinu a tvoří ploché mělčiny o šířce zhruba 15 m (Kvasice - ohyb řeky). Geologicky je území tvořeno fluvialními sedimenty, převážně písčitymi hlínami, šterkovitými



Obr. 1: Schematické znázornění zájmového území s vyznačením zkoumaných lokalit.

Fig. 1: Schematic visualization of the study area with marked localities.

písky a písky. V místech starých slepých ramen a mokřadů se vyskytují i organické sedimenty (Novák et al. 1997).

Metodika

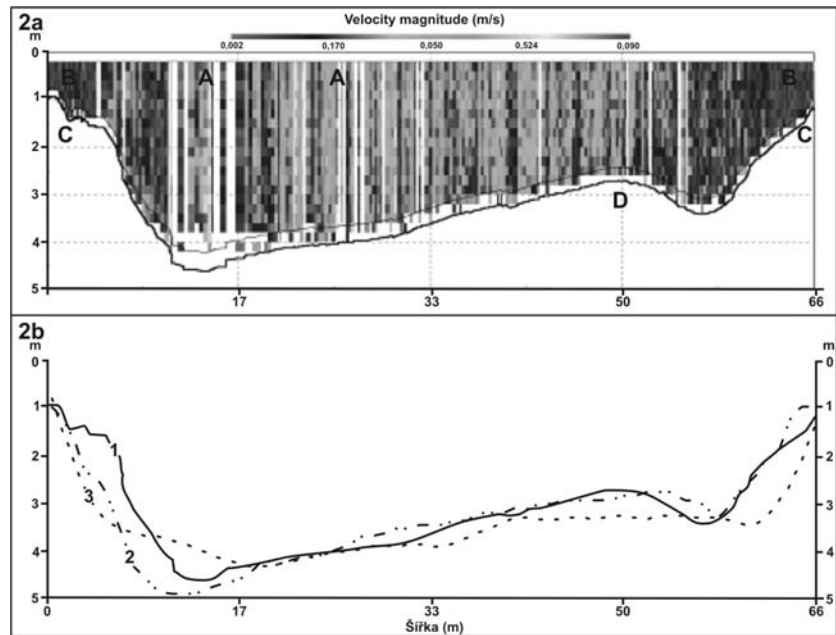
Pro pochopení pohybu sedimentů v řečišti řeky Moravy bylo nutné zmapovat výskyt sedimentárních těles v korytě

řeky a jejich rozsah. K zjištění jejich rozsahu bylo zvoleno několik metod nepřímého pozorování.

Jako první metoda bylo zvoleno měření zařízením ADCP StremPro, provedeného pracovníky ČHMÚ Brno na lokalitě Kvasice – u mostu (obr. 1). Tento akustický měřič průtoku je založený na Dopplerově jevu (Acoustics Doppler Current Profiler) a umožňuje měření rychlosti vody v úseku mezi senzorem a dnem měřeného profilu. S úspěchem je běžně používán při extrémních průtocích za povodňových stavů, ale lze jej využít i při měření ve vodních tocích s rozpětím hloubek 15 cm až několik metrů (Kolektiv autorů 2005). Zařízení (člun s měřičem) je ovládáno pomocí lana z mostu nebo za využití lanovky. Na lokalitě Kvasice – u mostu byly za použití lana (délka 60 m) změřeny 3 příčné profily (ve vzdálenosti 20, 40 a 60 metrů od mostní konstrukce). Výstupem z prováděných měření je rozložení rychlostí proudění vody v měrných profilech (obr. 2) s vyznačenou dráhou člunu a vektory rychlostí, rozložení rychlostí v jedné konkrétní vybrané svislici a její číselné charakteristiky (Kocman et al. 2006).

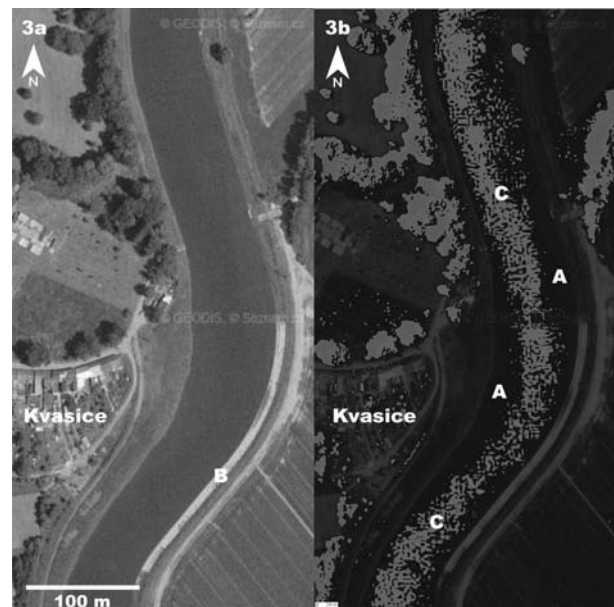
Druhou metodou měření bylo využití sonaru Garmin GPSMAP 188/238 Sounder, který je určen původně pro sportovní rybářství. Měření sonarem připevněným ke gumovému člunu bylo prováděno podél lana nataženého napříč přes koryto řeky. Jednotlivé body byly měřeny v metrových intervalech. V jednom měřeném profilu bylo tedy získáno přibližně 60 až 70 údajů o hloubce koryta a rychlosti proudění vody. Jednotlivé měřené profily byly rozmístěny v patnáctimetrových intervalech a pokrývaly tak zhruba dvousetmetrový (Kvasice – u mostu, Kvasice ohyb řeky) a 250 metrový (Bělov) úsek řeky. Ze získaných údajů byly sestrojeny příčné profily řečiště a následně i 2D model řečiště (obr. 4).

Třetí metodou byla obrazová analýza digitálních ortofotomap řečiště programem pro analýzu obrazu JMicroVision 1.25. Základním předpokladem metody je, že viditelné světlo se odráží ode dna řeky a intenzita odraženého světla je v důsledku pohlcení části spektra vodou funkcí hloubky vody (Roberts – Anderson 1999). Hodnotu barevné intenzity každého pixelu lze v konečném důsledku interpretovat jako změnu v mocnosti vodního sloupce. Pro analýzu jsme použili mapy dostupné na mapovém serveru mapy.cz. Mapy byly kalibrovány na reálnou vzdálenost v metrech. V rámci této studie jsme provedli měření tří profilů intenzity v každé z uvedených lokalit. Výkyvy intenzity v rozmezí jednotek pixelů byly vyhlazeny

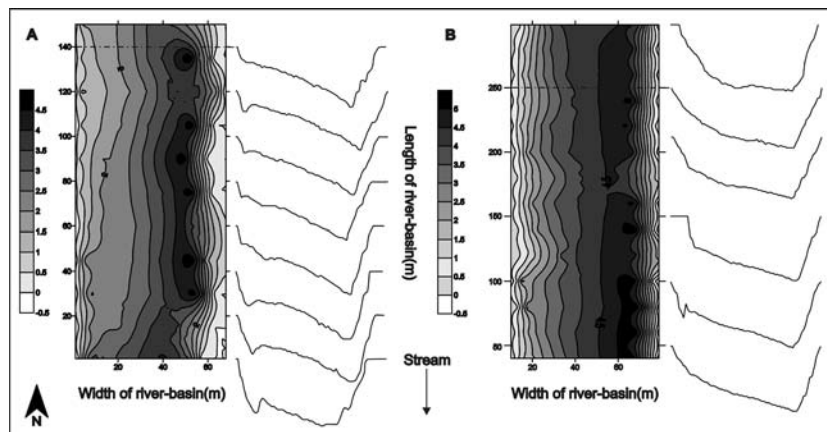


Obr. 2: Srovnání metod použitých na lokalitě Kvasice – most ke zjištění morfologie dna řeky. Obrázek 2a znázorňuje profil korytem řeky získaný zařízením StreamPro. Svislé čáry (původně barevné) značí rychlost říčního proudu v profilu řečištěm. A – nejrychlejší proudění vody, B – nejpomalejší proudění vody, C – drobná příbřežní sedimentární tělesa, D – podélné těleso uprostřed řeky. Obrázek 2b srovnává výsledné křivky. 1 – StreamPro, 2 – sonar, 3 – obrazová analýza.

Fig. 2: Comparison of the methods used for the river bed morphology survey at the locality Kvasice-bridge. The picture 2a shows river bed profile obtained by StreamPro. Vertical lines (colored in original) indicate stream velocity in the profile of the river-bed. A – fastest stream, B – slowest stream, C – sediment bars, D – diamond bar. The picture 2b compares the resulting curves. 1 – StreamPro, 2 – echo-sounder, 3 – image analysis.



Obr. 3: Ortofotomapa úseku řeky Moravy u Kvasic (3a) a stejný úsek řeky upravený v pseudobarvě v programu JMicroVision 1.25 (3b). A – sedimentární tělesa, B – zpevnění výsepního břehu betonovými bloky, C – nejhlubší část koryta řeky (proudnice).
Fig. 3: Aerial photograph of the part of the River Morava near Kvasice (3a) and the same area shown in pseudocolor using JMicroVision 1.25 platform (3b). A – sedimentary bodies, B – reinforcement of river bank by concrete blocks, C – the deepest part of the river bed (thalweg).



Obr. 4: Srovnání morfologie dna na lokalitách Kvasice – most (A) a Bělov (B). Nejhlubší místa koryta jsou znázorněna tmavými odstíny. Měření provedeno sonarem Garmin GPSMAP 188/238 Sounder.

Fig. 4: Comparison of river bed morphology on the locality Kvasice – bridge (A) and Bělov (B). The deepest parts of river bed are marked in dark tints. Measured by single-beam sonar Garmin GPSMAP 188/238 Sounder.

pomocí low bandpass filtru založeném na dvojnásobné aplikaci 11-bodového klouzavého průměru. Kvalitativní vyjádření batymetrie bylo provedeno pomocí vizualizace v pseudobarvách (obr. 3b). Křivka obrazové analýzy byla získána v programu JMicroVision úpravou snímku, který vyjadřuje změny intenzity barev vody (obr. 3) na linii, po které probíhala měření StreamPro a sonarem.

Výsledky

Výsledkem měření provedených na studovaných lokalitách byla série profilů korytem řeky Moravy. Zařízení StreamPro ukázalo dvě maximální hloubky (obr. 2a), 5,5 m (levá strana koryta) a 3,5 metru, mezi kterými se nachází podélné sedimentární těleso (obr. 2a), široké přibližně 20 metrů. Drobnější tělesa sedimentů o šířce do jednoho metru (lokality Kvasice – most a Bělov) se nachází při břehu řeky (obr. 2a). Tato příbřežní tělesa se na lokalitě Kvasice – ohyb rozšiřují až na přibližně 20 m a tvoří zde plochou mělčinu. Z profilu je patrné i rozložení rychlostí proudění v měrném profilu na lokalitě Kvasice – most (obr. 2a), kde nevyšší rychlost je ve svislici nad nejhlubším místem koryta (A) a nejnižší při obou březích řeky (B), což podmiňuje i ukládání sedimentu v korytě. Křivka sonarového měření (obr. 2b) se příliš neliší od křivky StreamPro. Údaje o hloubce vody ze sonarových měření lze dále zpracovat např. pomocí aplikace Surfer 7.0 a konstruovat 3D nebo 2D modely koryta řeky.

Křivka StreamPro na obrázku 2b není výsledkem terénních měření, a proto se odlišuje od křivek předchozích. Úpravou ortofotomap lze získat informace o velikosti sedimentárních těles a průběhu nejhlubší části koryta v řečišti (obr. 3). Jakákoliv změna kvality povrchu, v našem případě hloubka vody, se projeví změnou odstínu zvolené barvy. Pro naše účely jsme zvolili barvu červenou. Každá hloubková úroveň pohlcuje jiné množství červeného spektra. Směrem do hloubky je červená barva pohlcována více, což se nám na snímku projeví barevnou změnou.

Závěr

Získaná data nám dovolují srovnání prezentovaných metod. Obrazová analýza ortofotomap je velice rychlá, levná a pohodlná cesta k získání prvotní představy o výskytu sedimentárních těles pod vodní hladinou a orientační hloubce vody ve vybraném úseku řeky. Změna intenzity barev je relativní, proto je nutné brát výsledky pouze orientačně. Sonarová měření jsou sice přesná, ale časově velice náročná a vyžadují použití člunu při měření.

Zařízení StreamPro je naopak metoda velice rychlá a poměrně přesná. Jednou z nevýhod je nutnost tažení zařízení pomocí lana z mostní konstrukce nebo za pomoci lanovky. Nevýhodou je i cena tohoto zařízení nebo samotného měření realizovaného jako služby.

Poděkování

Studium bylo podporováno výzkumným záměrem MSM 0021622412.

Literatura

- Hesselink, A. W. – Weerts, H. J. T. – Berendsen, H. J. A. (2003): Alluvial architecture of the human-influenced river Rhine, The Netherlands. – *Sedim. Geology*, 161, 129–248.
- Kocman, T.– Sklenář, J. – Žalio, R. (2006): Měření průtoku – Kvasice. – 3–8, ČHMÚ Praha, Odd. hydrologické přístrojové techniky. MS Archiv autora. Praha.
- Kolektiv autorů (2005): Hydrologická ročenka České republiky 2004. Kapitola 5.3 [online]. c2005, poslední aktualizace 25.2.2008. [cit. 2008–20–2]. Dostupné z WWW: <<http://www.chmi.cz/hydro/hr/index1.html>>
- Miall, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. –1–582, Springer. Berlin.
- Novák, Z. – Havlíček, P. – Pálenský, P. – Holásek, O. – Svatuška, M. (1997): Geologická mapa ČR. List 25-31 Kroměříž, 1:50 000. – Česká geologická služba. Praha.
- Robert, A. (2003): *River processes. An introduction to Fluvial Dynamics*. – 1–240, Hodder Arnold. London.
- Roberts, A. C. B. – Anderson, J. M. (1999): Shallow water bathymetry using integrated airborne multi-spectral remote sensing. – *Int. J. Remote Sensing* 20, 3, 497–510.

SOUČASNÉ TRENDY V ZRNITOSTNÍM SLOŽENÍ SEDIMENTŮ ŠTĚRKOVÝCH LAVIC TOKŮ MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD – PŘÍKLADOVÁ STUDIE SIHELSKÝ POTOK

Present-day trends in sediment size composition of gravel bars of stream channels of the Moravskoslezské Beskydy Mts. – case study Sihelský potok Brook

Jan Hradecký, Martin Děd

Katedra fyzické geografie a geokologie, PřF Ostravské univerzity v Ostravě, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava; e-mail: jan.hradecky@osu.cz

(25-22 Frýdek-Místek)

Key word: Silesian Unit, Moravskoslezské Beskydy Mts., Sihelský potok Brook, automated particle-size analyses, gravel bars

Abstract

Changes in sediment delivery to mountain stream channels are a typical feature of present-day geomorphological evolution of channel morphology. There is a high level of transport of coarse-grained sediments typical for Carpathian region built by flysch rocks. Evaluation of the effect of man-induced changes in the study area is focused on the quantification of this phenomenon through the use of automated sizing of coarse-grained sediments. Tendency in the composition of gravel bars is studied along the longitudinal profile and with regard to adjacent landforms.

Úvod

Dlouhodobé působení člověka v krajině vede k přímému i nepřímému ovlivňování fluvialních procesů, a to jak hydrologické, tak splaveninové bilance. V oblasti Moravskoslezských Beskyd a jejich předpolí se setkáváme se značnými změnami v donáše sedimentů do vodních toků. Tento fenomén vede dlouhodobě ke vzniku deficitu v bilanci splavenin, a to především v souvislosti s budováním příčných staveb na vodních tocích a změnou dotačních zdrojů sedimentů. Transformace splaveninového režimu (především pak dlouhodobý deficit ve složce hrubších klastů $\Psi = 1,0$ až $8,0$, $\Psi = \log_2 D_i$, kde D_i je průměr zrna v mm, ve smyslu Bunte – Abt 2001) vede ke zvýšení erozivní schopnosti proudící vody a ke vzniku výrazně zahloubených koryt.

Analýza sedimentů štěrkonosných koryt představuje základní nástroj k pochopení transformace korytových forem. Velikostní složení korytových akumulací ovlivňuje velikost účinného průtoku, který uvádí dnové sedimenty do pohybu a způsobuje přestavbu erozních a akumulčních forem korytové morfologie.

Montgomery – Buffington (1998) vytvořili model reakce korytového systému na změny v horských oblastech:

$$Q \propto \frac{WDQ_b D_s d_{50} n}{S_s S}, \text{ kde:}$$

Q je průtok v korytě [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], W je šířka koryta [m], D hloubka koryta [m], Q_b průtok dnových splavenin [$\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$], D_s je průměrný zásah hloubkové eroze [m], d_{50} je medián velikosti částic dna [m], n je Manningův koeficient drsnosti, S je sklon koryta, S_s je množství sedimentovaného materiálu [$\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$].

V předkládaném příspěvku jsou hodnoceny granulometrické parametry akumulčních forem koryta Sihelského potoka, který je významnou zdrojnicí splavenin řeky Mohelnice. Analýzy byly prováděny ve dvoukilometrovém úseku, a to od ústí Sihelského potoka do Mohelnice až po zaústění Kumorovského potoka. Granulometrická analýza je interpretována v souvislosti s celkovou morfologií koryta a přilehlých forem reliéfu a v kontextu zdrojů transportovatelných sedimentů v podélném profilu toku.

Metody

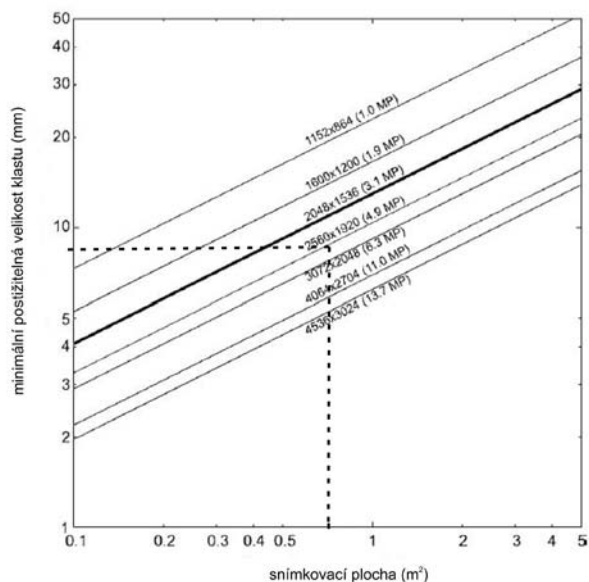
Práce využívá jako hlavní zdroj informací o vlastnostech sedimentů granulometrii. U sedimentů s výraznou převahou hrubších klastů je zpravidla využíváno volumetrického vzorkování (sítování) nebo prostorové vzorkování klastů. V obou případech se zohledňují základní pravidla, jako je minimální velikost vzorku, vzorkovací plocha, vzorkování povrchové nebo podpovrchových vrstev, vzorkování v rámci geomorfologické jednotky, sedimentární facie, apod. (více např. Bunte – Abt 2001, Kondolf – Piégay 2003).

Moderní alternativou časově a technologicky náročného vzorkování sedimentární výplně štěrkonosných koryt je digitálně-fotografický sběr dat za využití softwarového řešení Digital Gravelometer (Graham et al. 2005).

Při vlastním sběru dat bylo využito snímkovací plochy o rozměru 100×75 cm, kdy vličovací body byly označovány běžně používanými značkami pro pozemní fotogrammetrii. Snímkovací plochu je nutné fotografovat za použití blesku. Při vzorkování mohou lokální podmínky značně zkreslit výsledek (vyšší průtok, sněhová pokrývka, sluneční záření, déšť, zakrytí sedimentů vegetací, apod.). Fotografie štěrkových lavic byly pořizovány fotoaparátem

Canon PowerShot A95 (5 MPx) s výklopným displayem pro optimální zaměření snímkovací plochy. Důležitým faktorem při výsledné analýze je rozlišení fotoaparátu a velikost vzorkovací plochy, což se projevuje ve výsledném rozlišení minimální velikosti zrna. Na obr. 1 je znázorněna vazba mezi rozlišením fotoaparátu a postižitelnou velikostí sedimentu digitálním fotoaparátem.

Pro analýzu zrnitostního složení byly zvoleny úseky koryta Sihelského potoka, které byly vymezeny během fluviaálně-geomorfologického mapování. Při této fázi výzkumu byly zachyceny pozice korytových forem a potenciálních zdrojů sedimentů (např. akumulacních břehů s projevy boční eroze, náplavových kuželů v zóně aktivní eroze toku, mělkých sesuvů na kontaktu s korytem, apod.). Při vzorkování lavic proběhla základní petrografická analýza sedimentů, tato analýza proběhla i u kontaktního zdroje sedimentů. Z dané formy bylo náhodně vybráno sto klastů a bylo určeno zastoupení dvou nejdůležitějších skupin hornin – pískovce, jílovce.



Obr. 1: Vztah mezi plochou snímkované oblasti a minimální velikostí zrna při různém rozlišení fotoaparátu (MP = megapixely) (Graham et al. 2005). Čárkované jsou vyznačeny parametry vlastního sběru dat.

Fig. 1: The relation between minimum resolvable grain size and ground area coverage for various camera resolutions (MP = megapixels) (Graham et al. 2005). The dash line represents parameters used in this study.

Výsledky

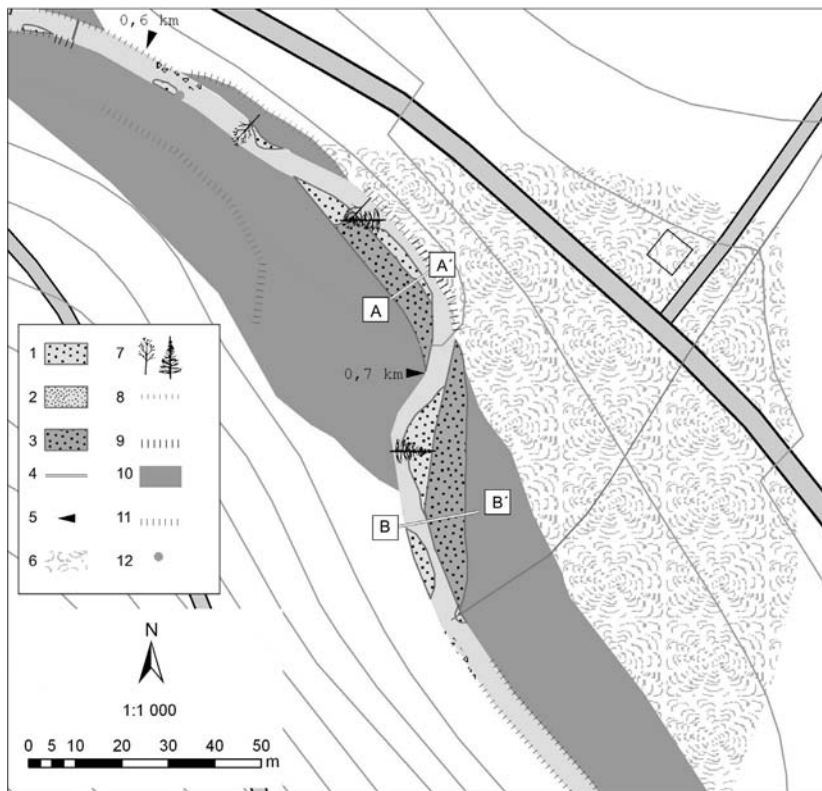
Povodí Sihelského potoka náleží k malým zdrojovým povodím Moravskoslezských Beskyd (plocha povodí – 3,6 km², délka toku – 3,3 km) s dominantním zastoupením hrubě až středně rytmičického flyše. Zastoupení jednotlivých hornin se ve vzorkovaných plochách pohybovalo v intervalu 73–95 % pro pískovce a 5–27 % pro jílovce. Vyšší podíl silně rozpadavých jílovců se vyskytoval na lavicích, které byly v blízkosti donáškového zdroje. S rostoucí vzdáleností od zdroje se podíl jílovců snižuje. Sihelský potok je šterkonosnou

zdrojnicí, kde se v korytě vytváří akumulacní i erozní formy. Akumulacní formy se zde vyskytují především v podobě šterkových lavic různých velikostí a typů (boční, středové, apod.). Příčina vzniku šterkových lavic je různá, ale hlavním faktorem je snížení unášecí schopnosti toku dané lokálním snížením sklonu koryta nebo přetížením unášecí schopnosti toku nadměrným množstvím transportovaných sedimentů.

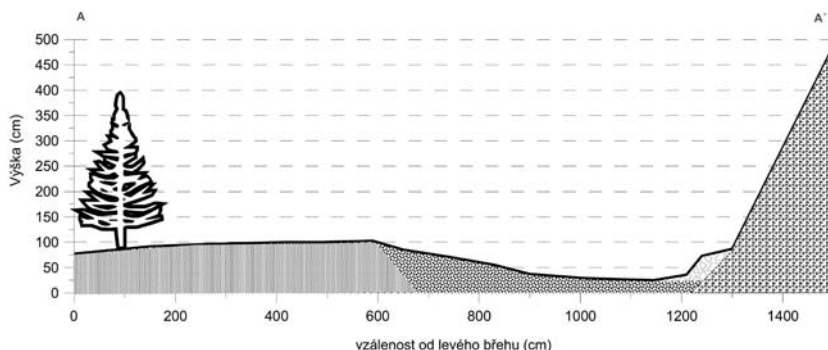
Základní obraz o výskytu erozních a akumulacních forem v údolních částech povodí Sihelského potoka přineslo podrobné fluviaálně-geomorfologické mapování. Ukázkou mapy v úseku říčních kilometrů 0,6 až 0,8 přináší obr. 2. Mapování bylo doplněno o příčné profily údolního dna (obr. 3 a 4). V podélném profilu toku byly podrobeny granulometrickému vzorkování akumulacní formy v korytě toku. Výsledky analýzy přináší obr. 5 a tab. 1. Jak je patrné z grafického vyjádření změn zrnitostního složení (percentil 75) bočních lavic, tak v podélném profilu není zachycen trend postupného zjemňování sedimentů s narůstající délkou toku. U všech sledovaných bočních lavic se percentil 75 pohyboval nad 50 mm ($\Psi \geq 5,64$). V několika úsecích se jeho hodnota výrazně zvyšuje, a to až na ~75 mm ($\Psi \geq 6,23$). Pokud proložíme zjištěnými hodnotami trendovou křivku, pak je kolísání zrnitostního složení ještě zřetelnější. Právě na šterkových lavicích pod velkým zdrojem sedimentů, kterým je náplavový kužel (obr. 3, profil A-A' na obr. 2), lze velmi dobře dokumentovat náhlý nárůst velikosti klastů (lavice č. 2 na obr. 5). Tento efekt se objevuje i v dalších úsecích toku, kde se jako významné zdroje sedimentů uplatňují nejen náplavové kužely, ale také mělké sesuvy a erodované terasy toku.

Jednotlivé typy korytových forem byly studovány i v kontextu jejich geneze. V podélném profilu byly vzorkovány všechny boční lavice, akumulace v avulzních korytech, středové lavice v zahluženém korytě. Tab. 1 přináší granulometrická data pro uvedené akumulacní formy. Celá řada forem vzniká v důsledku snížení gradientu toku. Dobře patrný je tento jev u šterkových lavic, které před překážkou vykazují větší průměr klastů než za překážkou. Je to patrné i u koeficientu vytrídění (Bunte – Abt 2001), kdy lavice v blízkosti zdroje vykazují slabé vytrídění, naopak lavice za překážkou, nebo lavice vázané na avulzní koryta se vyznačují nižšími hodnotami vytrídění (tab. 1). Míra vytrídění narůstá se vzdáleností akumulacní formy od zdroje dodávaných sedimentů. U většiny akumulacních forem je patrná pozitivní šikmost rozdělení, tedy zvýšený podíl hrubší frakce. Výjimku představují lavice za překážkou, kde je materiál homogennější a rozdělení téměř symetrické.

V některých úsecích toku se projevuje dlouhodobý deficit transportovatelného materiálu, což se projevuje zvýšenou přítomností erozních korytových forem. Extrémním případem je vývoj skalních korytových úseků (obr. 6 d). V těchto úsecích se zahlužení koryta pod úroveň nivy pohybuje v řádech desítek centimetrů až více než metru (obr. 6 c, d). Úseky koryta pod nově fungujícími zdroji sedimentů vykazují akcelerovanou akumulaci materiálu, která je výsledkem přetížení transportní kapacity toku (srovnej obr. 6 a, b). K dominantním dotacním zdrojům sedimentů náleží v současné době kontakty koryta s náplavovými kužely (obr. 2 a 3, obr. 6 c), destabilizované svahoviny v důsledku poškození vegetačního krytu (obr. 6 a), břehové nátrže a nivy (obr. 6 d).

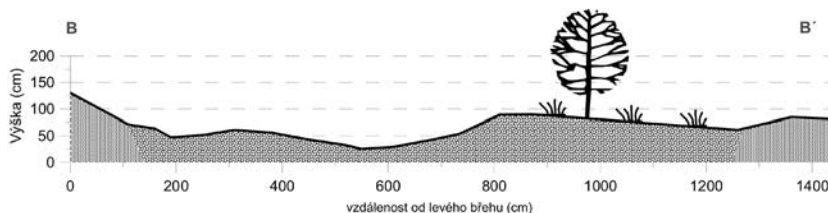


Obr. 2: Ukázka fluviálně-geomorfológické mapy Sihelského potoka (0,6–0,8 km). Legenda: 1 – šterková lavice s přítomností balvanů, 2 – šterková lavice, 3 – lavice výrazně porostlá vegetací, 4 – příčný profil, 5 – kilometráž, 6 – náplavový kužel, 7 – mrtvé dřevo, 8 – vysoký břeh, 9 – výrazný erozní břeh, 10 – niva, 11 – terénní stupeň, 12 – balvan.
 Fig. 2: Fluvial-geomorphological map of Sihelský potok Brook (0,6–0,8 km). Legend: 1 – gravel bar with presence of larger grains, 2 – gravel bar, 3 – vegetated gravel bar, 4 – location of cross-profile, 5 – river log, 6 – alluvial fan, 7 – large woody debris, 8 – higher bank, 9 – erosional bank, 10 – floodplain, 11 – terrain step, 12 – boulder.



Obr. 3: Příčný profil A-A' dna údolí Sihelského potoka (lokalizace viz obr. 2) – na pravobřežní část nivy nasedá rozsáhlý náplavový kužel s evidentními projevy eroze a dodávky sedimentů do toku – při pravém břehu je patrná akumulace materiálu, který je transportován při vyšších průtocích.

Fig. 3: Cross-profile A-A' of valley bottom of Sihelský potok Brook (for location see Fig. 2) – contact of alluvial fan with the channel. Alluvial fan is located on the right floodplain and its frontal side is eroded during higher discharge.



Obr. 4: Příčný profil B-B' dna údolí Sihelského potoka (lokalizace viz obr. 2) – zašterkovaná část údolního dna s výše položenými povodňovými formami (levá část obrázku).
 Fig. 4: Cross-profile B-B' of valley bottom of Sihelský potok Brook (for location see Fig. 2) – gravel-bed with avulsion channel in the higher part of valley bottom (on the left side).

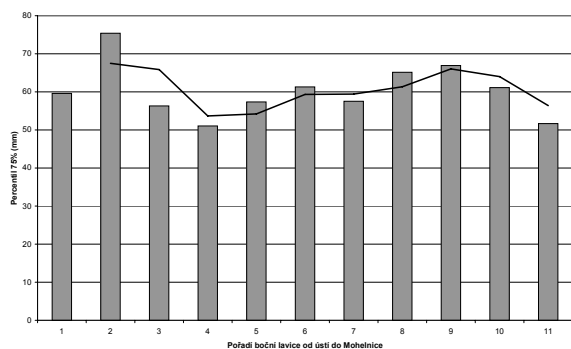
Ukládání transportovaných sedimentů v podélném profilu toku má pak různou příčinu. Lokální snížení unášecí schopnosti toku může mít přirozený charakter (obr. 6 f) (např. výskyt přirozeného skalního stupně nebo pád stromu do toku), ale může být také vyvolán přímými i nepřímými změnami v korytě (obr. 6 e) a jeho okolí (budování stupňů, změna lesního hospodaření).

Závěr

Koryto Sihelského potoka je ukázkou transformujícího se koryta vlivem dlouhodobého využívání území člověkem (lesní hospodaření, úpravy komunikací, přímé úpravy koryta a okolí apod.). Projevuje se to na řadě míst podélného profilu hloubkovou erozí, jinde naopak akcelerovanou akumulací. Člověk často přímo zasáhl do podélného profilu koryta, a to především budováním příčných srubových přehrážek, které transformují podmínky pro transport hrubší frakce korytem. Tímto způsobem byla část povodí zbavena funkce zdroje sedimentů. Přítomnost obnažených proluviálních nebo koluviálních akumulací na kontaktu s tokem tak představuje hlavní způsob, jak se

TYP ÚTVARU	Charakteristiky zrnitostní analýzy (Folk – Ward 1957)				Percentily (mm)		
	Průměr (mm)	Vytrídění (σ)	šikmost	špicatost	P75 %	P84 %	P95 %
boční lavice (14;43)	32,55	1,23	0,16	0,98	60,44	74,56	110,46
lavice před pře- kážkou (4;5)	54,75	1,21	0,21	1,06	110,95	135,30	204,50
lavice za pře- kážkou (4;5)	23,15	1,15	0,05	0,97	40,53	52,81	92,10
avulzní koryto (2;2)	49,52	1,18	0,30	0,93	95,73	106,94	133,12
úpatí břehu (2;2)	64,23	1,28	0,17	1,11	113,89	160,43	210,57
lavice v zahlou- beném korytě (2;5)	43,69	1,48	0,17	0,93	91,70	121,93	164,12

Tab. 1: Přehled distribučních charakteristik pro různé typy šterkových lavic. U každého typu útvary je v závorce uveden počet měřených útvarů a celkový počet snímků.
Tab. 1: Distribution parameters for the different types of gravel bars (in the brackets is the number of sampled bars and the total number of digital images).



Obr. 5: Změny zrnitostního složení bočních lavic v podélném profilu Sihelského potoka s vyznačením spojnice klouzavých průměrů (perioda 2).
Fig. 5: Changes in the partial-size composition of gravel bars along the longitudinal profile of the Sihelský potok Brook with marked gliding average (for the interval of 2).

sedimenty dostávají do toku (srovnej i s Owczarek 2007).

Zjištěný trend ve velikosti klastů v podélném profilu potvrzují i studie v zahraničí (Brummer – Montgomery 2003). Tento jev byl pozorován u vodních toků s plochou povodí do 10 km² (především však kolem 1 km²). V případě Sihelského potoka ke zjemňování částic také nedochází, naopak je u šterkových lavic pozorována mírně opačná tendence. Lze předpokládat, že daný charakter velikostního složení klastů šterkových lavic může být způsoben:

1. lokalizací povodí ve vysoce dynamickém reliéfu, kde lze předpokládat relativně vysokou donášku sedimentů do koryta (blokovobahenní proudy, náplavové kužely, mělké sesuvy, apod.),
2. nerovnoměrným rozložením vstupních zón hrubší frakce do koryta (viz kolísavý trend ve velikosti klastů šterkových lavic v podélném profilu, obr. 5),
3. zaústění vysokogradientových přítoků s potenciálně zvýšenou dodávkou splavenin až ve střední a dolní části toku,
4. aktivitou člověka, která má spíše lokální, nespojitý charakter.

Poděkování

Príspevek vznikl za podpory grantového projektu Grantové agentury České republiky „Geomorfologická reakce vodních toků na antropogenní disturbance v oblasti Západních Beskyd“ (reg. č. 205/06/P131).

Literatura

Brummer, C. J. – Montgomery, D. R. (2003): Downstream coarsening in headwater channels. – *Water Resour. Res.*, 39, 10, 1294–1307.

Bunte, K. – Abt, S. R. (2001): Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. – 1–428, Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.

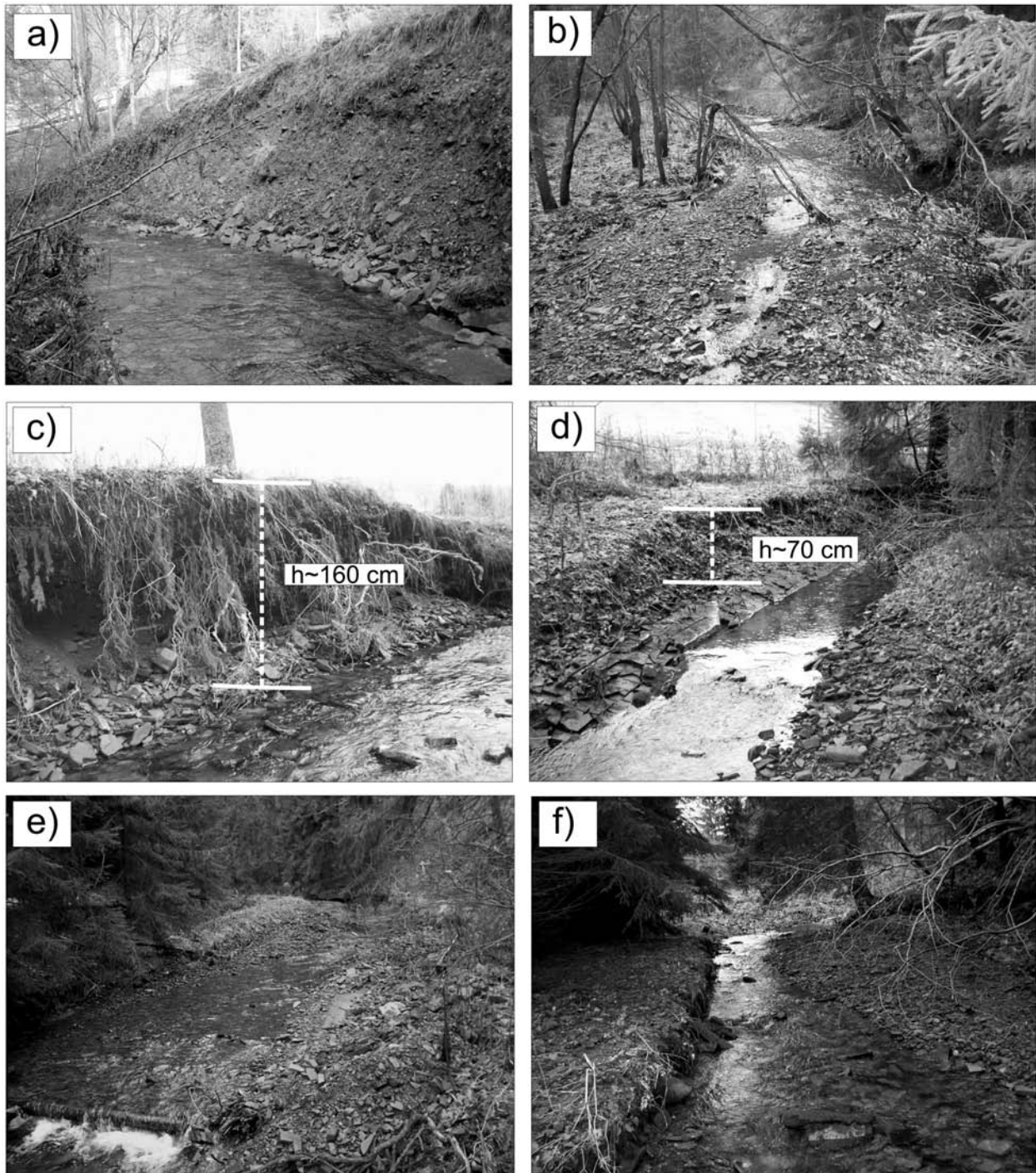
Folk, R. L. – Ward, W. C. (1957): Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1, 3–26.

Graham, D. J. – Reid, I. – Rice, S. P. (2005): Automated sizing of coarse grained sediments: Image-processing procedures. – *Mathematical Geology*, 37, 1, 1–28.

Kondolf, G. M. – Piégay, H. (2003): *Tools in fluvial geomorphology*. – 1–696, Wiley, Chichester.

Montgomery, D. R. – Buffington, J. M. (1998): Channel processes, classification, and response. – In: Naiman, R., Bilby, R. (Eds.): *River Ecology and Management*, 13–42, Springer-Verlag, New York.

Owczarek, P. (2008): Hillslope deposits in gravel-bed rivers and their effects on the evolution of alluvial channel forms: A case study from the Sudetes and Carpathian Mountains. – *Geomorphology*, 98, 1–2, 111–125.



Obr. 6: Ukázky akumulčních a erozních forem v korytě a bezprostředním okolí koryta Sihelského potoka: (a) břehová nátrž v koluviálním zdroji sedimentů – akcelerace donášky především při vyšších vodních stavech; (b) štěrkové akumulace v korytě pod koluviálním zdrojem (viz a); (c) proluviální zdroj hrubozrnných klastů a zároveň evidentní projev hloubkové eroze toku, (d) projevy akcelerované hloubkové eroze toku, kdy obnažené aluviální břehy poskytují zdroj sedimentů, potenciál dotace ze dna koryta mizí v okamžiku dosažení skalního podloží (na snímku patrné v levé části koryta); (e) štěrková akumulace v místě lokálního snížení spádu nad srubovým stupněm; (f) přirozená boční lavice.

Fig. 6: Examples of the accumulation and erosion landforms of the Sihelský potok Brook channel and its vicinity: (a) shallow debris slide in the colluvial zone – accelerated transport zone of the coarse sediments, esp. during flood events; (b) gravel bars near to the colluvial delivery zone (see photo a); (c) an alluvial fan as a source of coarse sediments and the evidences of deep incision of the channel; (d) evidences of the deep erosion of the channel, eroded banks as the source of sediments and initial state of bedrock channel development (on the left side of the channel); (e) gravel bar in the zone of the local decrease of the channel slope – an effect of artificial woody step; (f) natural gravel bar.

FOSILNÍ POBŘEŽNÍ VALY NA BŘEHU SARMATSKÉHO JEZERA

Fossil barrier beaches on the bank of the Sarmatian Lake

František Hubatka¹, Pavla Tomanová Petrová², Slavomír Nehyba³, Miroslav Bubík²

¹ Kolej Consult & servis spol. s r. o., Křenová 35, 602 00 Brno; e-mail: hubatka@kcas.cz

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

³ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

(34-21 Hustopeče)

Key words: Vienna Basin, Miocene, Georadar, Micropaleontology

Abstract

Geophysical measurements and three shallow boreholes were realised in the surrounding of Velké Bílovice city. In the boreholes four intervals were determined based on the lithology. On the basis of foraminifers, ostracods and molluscs, the sediments were assigned to the Sarmatian and Karpatian. Sarmatian sediments of the Bílovice Formation belong to the *Porosonion granosum* and *Elphidium hauerinum* zones. Sands in the lower part of the J-3 borehole contain impoverished reworked fauna from flysch sediments of the Rača and/or Ždánice Unit and Karpatian (Laa Formation). We suppose that the sands of the J-3 borehole could be interpreted as dunes/barrier beaches.

Úvod

Na základě objednávky firmy Révovín Velké Bílovice, spol. s r. o. bylo provedeno firmou KOLEJCONSULT & servis, spol. s r. o. geofyzikální měření v oblasti vinice – Hantály situované s. od obce Velké Bílovice mezi kótou Zimarky (262,2 m n. m.) a Trkmanským Dvorem (obr. 1). Geofyzikální měření bylo realizováno geologickým radarem kanadské firmy Sensors & Software PULSE EKKO 100A za účelem objasnění úložných poměrů. Na základě geofyzikálního měření byly odvrtny tři plně jádrované vrty J-1, J-2 a J-3 do hloubky 15 m, realizované firmou TopGeo spol. s r. o.

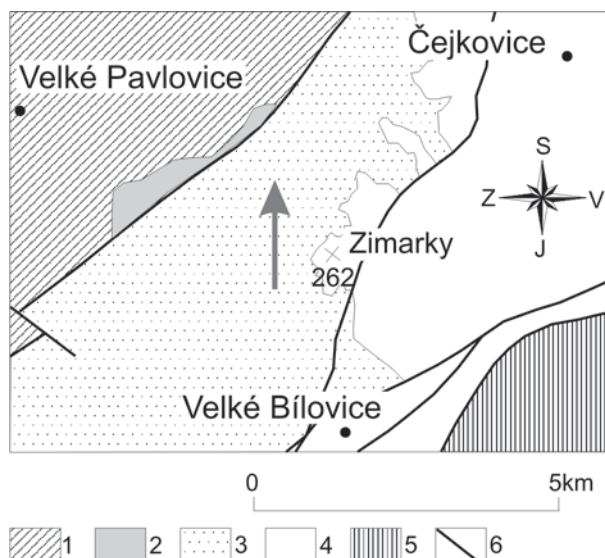
Georadarová měření

Georadarové měření s frekvencí 200 MHz bylo provedeno v místě chybějícího opěrného sloupku, který se nachází v 43. řadě nově budovaného viničního pole, na pravé straně manipulačního prostoru. Tento sloupek byl zatlučen do země do hloubky cca 0,8 m a po několika dnech se propadl do země do hloubky cca 9 m. Cílem měření bylo prozkoumat podzemí vinice (?staré sklepy).

V georadarových záznamech byly identifikovány výrazné, prostorově rozsáhlé anomálie, které ukazovaly na existenci umělých objektů.

V rámci pokračování georadarového měření v širším okolí manipulační cesty vinice byl proměřen prostor 50 × 60 m s nepravidelnou hustotou pokrytí. V georadarových záznamech byly pod vinicí identifikovány další podzemní anomální objekty. Na základě projevu zaklenutých reflexů a dynamických změn signálu se autoři domnívali, že se jedná o umělé objekty – sklepy. Vrchol objektů se pohybuje v hloubce 3 až 4 m, bázi objektů interpretujeme v úrovni 9 až 10 m pod terénem. Na základě frekvenčních změn georadarového signálu bylo zřejmé, že detekované objekty jsou vyplněny sedimenty.

Pro objasnění úložných poměrů bylo realizováno doplňující měření s nižší frekvencí 100 MHz, které bylo provedeno na profilech v okolí propadlého sloupku a dále v předpolí a zápolí doposud proměřené plochy. Toto měření přineslo kromě většího hloubkového dosahu i zjednodušení a zpřehlednění vlnového pole georadarových



Obr. 1: Lokalizace studovaného území.

1 – ždánická jednotka: ždánicko-hustopečské souvrství; 2 až 6 – vídeňská pánev: 2 – hrušecké souvrství (svrchní baden); 3 – bílovice souvrství (sarmat); 4 – bzenec souvrství (pannon); 5 – dubňanské souvrství (pannon); 6 – tektonické linie.

Fig. 1: Situation of the studied area.

1 – Ždánice Unit: Ždánice-Hustopeče Formation; 2 to 6 – Vienna basin: 2 – Hrušky Formation (Upper Badenian); 3 – Bílovice Formation (Sarmatian); 4 – Bzenec Formation (Pannonian); 5 – Dubňany Formation (Pannonian), 6 – tectonic lines.

záznamů. Po zpracování softwarem EKKO_View Deluxe se v hloubkové úrovni 4–8 m i nadále zobrazuje dynamicky velmi výrazná skupina anomálních těles.

Z nadstavbového zpracování georadarových dat, jejichž hlavním výstupem jsou horizontální časové řezy – TIME SLICES okamžitých fází byl vysledován systém paralelně probíhajících indikací, které se řadí do směru Z–V a S–J.

Pro ověření geofyzikálních anomálií byly odvrtny čtyři ruční sondy do hloubky cca 6 m, bez přímé detekce dutin. Pouze sonda, situovaná v těsné blízkosti propadu sloupku mezi řádkem 43–44, zachytila v hloubce cca 4 m polohu ulehklých písků a sonda, situovaná v místě propadu, se od 4 m zasypávala.

Na základě doplňujícího měření byly vytipovány dvě pozice pro situování jádrového vrtu J-1 a J-2. Třetí jádrový vrt J-3 byl umístěn do prostoru dříve vymezené anomálie v dolní části manipulačního prostoru. Technologie vrtání a přeprava vrtných jader vedla k destrukci řady stavebních znaků sedimentů.

Vrtné práce jednoznačně nezjistily přítomnost podzemních kaveren, přesto však zastihly některé anomální polohy. Neúplně vyvinutý půdní profil, zejména u vrtů J-1 (metráž 0–3,0 m) a J-3 (metráž 0,0–1,65 m) ukazuje na porušené zeminy. Dále byly ve vrtech J-1 (metráž 5,8–6,7 m) a především J-2 (metráž 5,2–6,8 m) zastiženy uvnitř jílu písčité prachové polohy na první pohled blízké nadložním spraším.

Po vyhodnocení dostupných a geologicko-geofyzikálních dat dospěli autoři k závěrům, že v podloží vinice Hantály se vyskytují umělé zásahy do horninového prostředí. Nejedná se o sklepní prostory, ale pravděpodobněji o pozůstatky těžby surovin – jílu a písků. Tyto objekty jsou z větší části sekundárně vyplněny sedimentem, lze očekávat jen zbytkové dutiny. Přítomnost zdiva nelze jednoznačně doložit, předpokládáme jen velmi omezený výskyt.

Geologické poměry

Na základě vrtných jader lze horninový sled rozdělit do čtyř částí, které byly rozdílně zastiženy vrty.

Nejvyšší partie horninového sledu jsou tvořeny kvartérními sedimenty ovlivněnými antropogenní činností. Tmavě šedé až černošedé prachovité hlíny byly zjištěny ve všech vrtech. V jejich podloží byly jedním vrtem zjištěny světle béžové spraše. V podloží hlín či spraší se pak nacházely žlutohnědé a zelenavě hnědé rezavě smouhované silně

prohnětené jíly často s laminami a nepravidelnými vložkami syté šedé až černošedé hlíny. Mocnost těchto sedimentů dosahovala 1,1–3,0 m.

Střední část horninového sledu je tvořena především pestrými (rezavě hnědé, žlutohnědé, zelenohnědé, zelenošedé, šedozeleň) obvykle vápnitými proměnlivě písčitymi jíly s podřízenými vložkami (mocnost do 0,5 m) velmi jemnozrnného a jemnozrnného písku a prachu. Písky a prachy jsou zelenošedé, šedozeleň, hnědošedé, rezavě hnědé či šedé, mají proměnlivou příměs jílu a obvykle jsou vápnité. V rámci jílu jsou poměrně hojné zbytky schránek měkkýšů. Jejich nahromadění vede až k vzniku poloh bělavě žlutého silně rozpadavého jílovitého vápence (mocnost do 0,4 m). Sedimenty střední části vrstevního sledu byly zjištěny ve všech vrtech a jejich mocnost se pohybovala v rozmezí 10,1–14 m.



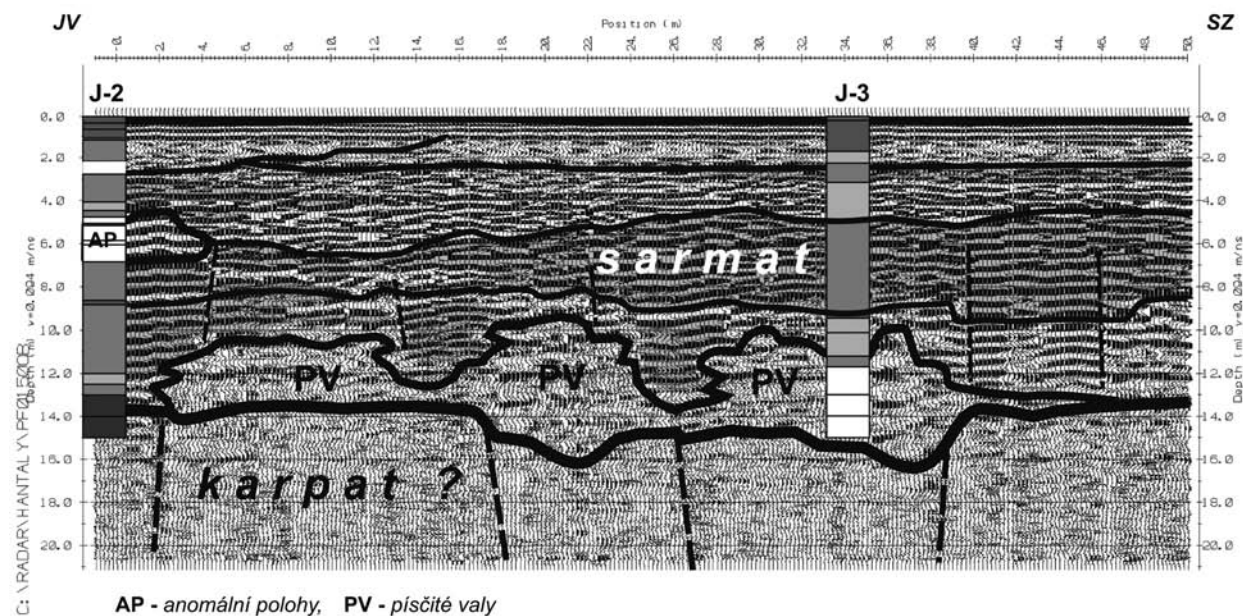
Obr. 2: Navětralé vápnité nazelenalé prachovité jíly až jílovité prachy karpatu (vrt J-2).
Fig. 2: Weathered calcareous greenish silty clays to clay silts of the Karpatian (J-2 borehole).



Obr. 3: Rezavě hnědé, zelenavě hnědé, šedé až bělavě šedé jemnozrnné vápnité písky (vrt J-3).
Fig. 3: Red-brown, greenish brown, grey to white-grey fine-grained calcareous sands (J-3 borehole).

Třetí typ sedimentů byl nalezen pouze na bázi vrtů J-1 a J-2. Jedná se o rezavě navětralé vápnité nazelenalé prachovité jíly až jílovité prachy (obr. 2), lišící se od nadložních sedimentů barvou a stupněm navětrání.

Sedimenty tvořící čtvrtou, nejspodnější část horninového sledu, byly zastiženy pouze ve vrtu J-3 (obr. 3). Zde byly v hloubce 11,7 m navrtány rezavě hnědé, zelenavě hnědé, šedé až bělavě šedé jemnozrnné až velmi jemnozrnné vápnité písky. Písky jsou nápadně dobře vytríděny, charak-



Obr. 4: Tvar a rozložení písčitých těles na georadarovém profilu PF1500 mezi vrtvy J-2 a J-3.

Fig. 4: Morphology and distribution of sandy bodies on the georadar profile PF1500 between the J-2 and J-3 boreholes.

teristická je přítomnost světlé slídy. Mají ostrou svrchní hranici vůči nadložním jíílům, báze nebyla dosažena, když jejich mocnost převyšuje 4,3 m. Lokálně jsou písky slabě zpevněny, vzácně byly zjištěny zbytky vápnitých schránek měkkýšů. Tvar a rozložení písčitých těles je zachycen na georadarovém profilu PF1500 mezi vrtvy J-2 a J-3 (obr. 4).

V místech lokalizace předmětných vrtů jsou v mapě 1 : 50 000 geologicky vymapovány zelené, modrošedé a tmavošedé vápnitě i nevápnitě jíly a světlé šedé, místy limonitizované jemnozrnné písky a rozpadavé pískovce středního sarmatu (Müller et al. 1995). Svrchní partie vrstevního sledu byly na základě mikrofauny nově zařazeny do zóny *Porosonion granosum*, která náleží do svrchního sarmatu. K podobným stratigrafickým závěrům došel i Zelenka (1989).

Paleontologie

Na základě studia společenstev foraminifer, měkkýšů a ostrakodů byly studované sedimenty zařazeny do sarmatu a karpátu. Pro sedimenty sarmatu zavedl název bílovické souvrství Čtyroký (2000), který ve své práci shrnul veškeré předchozí názory na vývoj stratigrafie sarmatu. Na základě studia foraminifer je do dnešní doby nejčastěji používáno členění sarmatu ve smyslu Grilla (1941) na zónu velkých elfidií, zónu s *Elphidium hauerinum* a zónu s *Porosonion granosum*.

Charakteristika společenstev

Studované sarmatské sedimenty lze na základě studia foraminifer přiřadit do zóny s *Elphidium hauerinum* a s *Porosonion granosum*.

Sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Porosonion granosum*

Ve společenstvu dominují foraminifery *Porosonion granosum* (d'Orb.) a *Ammonia viennensis* (d'Orb.)

doprovázené vzácněji se vyskytujícími druhy *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), *E. crispum* (L.), *E. grilli* Papp, *Ammonia beccarii* (L.), *A. tepida* (Cush.), *A. pseudobeccarii* (Put.), *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Buccella granulata* (di Nap.), *Triloculina gibba* d'Orb., *Aubignyna* sp. a dalšími. Polohově jsou doprovázeny schránkami a úlomky schránek měkkýšů *Pirenella picta* Def., *Clithon pictus pictus* (Fer.), *Theodoxus eugenii* Jek., *T. soceni* Jek., *T. intracarpaticus* Jek., *T. mariae* Hand., *Limnocardium* sp., *Hydrobia* sp. a dalšími a schránkami ostrakodů např. *Cyprideis pannonica* (Méh.), *Aurila notata* (Rss.), *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Rss.), *Bythocypris* aff. *arcuata* (Mün.), *Leptocythere* sp., *Pontocythere* sp.

Sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum*

Společenstvo této zóny je tvořeno hojným výskytem druhu *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), spolu s nímž se častěji vyskytují foraminifery *Ammonia viennensis* (d'Orb.) a *Porosonion granosum* (d'Orb.), vzácněji *Elphidium reussi* Marks, *E. grilli* Papp, *E. crispum* (L.), *E. fichtelianum* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *A. tepida* (Cush.), *Nonion communis* (d'Orb.), *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Anomalinoidea dividens* Luc. Ve spektru mikrofauny jsou zastoupeni také ostrakodi *Aurila notata* (Rss.), *Cytheridea hungarica* (Zal.), *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (Rss.), *Callistocythere* sp., *Loxoconcha* sp., *Leptocythere* sp. a další. Ve výplavech se polohově objevují schránky měkkýšů zejména rodu *Hydrobia* a *Theodoxus*, v hornině byly pozorovány schránky a fragmenty schránek měkkýšů např. *Pirenella picta* Def., *Cerastoderma* sp., *?Irus* sp.

Sarmat, bílovické souvrství s redepozicemi z karpátu a karpatského flyše

Tyto sedimenty byly zastoupeny pouze ve vrtu J-3 v hloubce 12,4–14,0 m. Sarmatská fauna je zastoupena jednak početně chudými foraminiferami *Ammonia viennensis*

(d'Orb.), *Porosonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium* div. sp. a *Nonion communis* (d'Orb.) a také vzácně se vyskytujícími ostrakody. Společenstvo je doplněno o schránky redeponované z karpátu (např. *Globigerina ottangiensis* Rögl). Zajímavý je četný výskyt aglutinovaných foraminifer charakteristických pro senon až eocén karpatského flyše: „*Rhizammina*“ sp., *Rhabdammina* sp., *Glomospira charoides* (J. & P.), *G. gordialis* (J. & P.), *G. glomerata* (Grzyb.), *Ammodiscus tenuissimus* Grz., *Karrerulina tenuis* (Grz.), *K. conversa* (Grz.), *K. cf. conformis* (Grz.), *Bulbobaculites* sp. Zároveň byly zjištěny redepozice ze spodní křídly: foraminifera *Neotrocholina cf. solecensis* (B. & P.) a hojná křemítá jádra radiolárií *Cryptamphorella conara* (For.), *C. clivosa* (Al.), *Dictyomitra* sp., *Spongodiscus* sp., *Hiscocapsa* sp., *Cenosphaera* sp. a další.

Karpat, laaské souvrství

Společenstvo je tvořeno drobnými schránkami mořských foraminifer s vůdčími druhy pro karpat *Cassigerinella boudecensis* Pok. a *Pappina breviformis* (Papp & Turn.), doprovázené jak planktonními druhy *Globigerina prae-bulloides* Blow, *G. ottangiensis* Rögl, *G. diplostoma* Rss., *G. aff. dubia* Egger, tak bentickými jako např. *Stilostomella scabra* (Rss.), *Bulimina striata* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *Asterigerinata planorbis* (d'Orb.), *Bolivina dilatata* Rss., *Neugeborina longiscata* (d'Orb.).

Výsledky vyhodnocení vzorků

Vrt J-1

3,5–3,6 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Porosonion granosum*

12,3–12,4 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum*

13,5–13,6 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum*

Vrt J-2

8,8–8,9 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum*

12,4–12,5 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum*

14,8–14,9 m – karpat, laaské souvrství

Vrt J-3

3,1–3,2 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Porosonion granosum*

5,4–5,5 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Porosonion granosum*

9,4–9,6 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Porosonion granosum*

11,8–11,9 m – sarmat, bílovické souvrství, chudé společenstvo

12,4–12,5 m – sarmat, bílovické souvrství + redeponované společenstvo z karpátu a (jury) křídly–eocénu

13,4–13,5 m – sarmat, bílovické souvrství + redeponované společenstvo z karpátu a svrchní křídly–eocénu

13,9–14,0 m – sarmat, bílovické souvrství + redeponované společenstvo z karpátu a (spodní?) svrchní křídly–eocénu

14,5–14,6 m – sarmat, bílovické souvrství, zóna s *Elphidium hauerinum* + redepozice z karpátu.

Závěr

Ve středním až svrchním sarmatu probíhala sedimentace v brakickém prostředí, salinita dosahovala 15–20 ‰ (Hudáčková – Kováč 1992). Blízkost okraje pánve indikují měkkýši rodu *Pirenella* a *Irus*. Pro redeponované schránky foraminifer z karpátu předpokládáme zdroj v bezprostředním podloží sarmatských sedimentů. Redeponovaná mikrofauna z křídly a paleogénu pochází z různých zdrojů na okrajích vídeňské pánve. Charakteristické flyšové aglutinované foraminifery z báze vrtu J-3 se dají nejspíše srovnávat se společenstvy německého souvrství ždánické jednotky nebo belovežského souvrství račanské jednotky. Podle rozdílů v zachování (různý stupeň rekrystalizace) se zdá, že jsou zastoupeny oba zdroje. Spodnokřídovou mikrofaunu je možné srovnávat nejspíše se společenstvy hluckého souvrství bělokarpatské jednotky (zejména hojně radiolarie). Nelze ale vyloučit jiný exotický zdroj, který v dnešní stavbě Vnějších Západních Karpat již nefiguruje.

Dosažené výsledky terénního studia přinesly několik výsledků, které zcela nezapadají do mozaiky dosavadních představ o geologické stavbě zájmové oblasti. Je to především možný výskyt sedimentů stáří karpat v přímém podloží sedimentů bílovického souvrství, jehož výskyt v dané strukturní pozici bude nutné dalším studiem potvrdit nebo vyvrátit. Také relativně rozsáhlá tělesa jemnozrnných až velmi jemnozrnných písků, která mají tvar dun/valů, nejsou v rámci bílovického souvrství běžná (Čtyroký 2000).

Literatura

- Čtyroký, P. (2000): Bílovické souvrství – nová litostratigrafická jednotka pro sarmat vídeňské pánve na Moravě. – Věst. Čes. geol. Úst., 75, 4, 433–440. Praha.
- Grill, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – Oel. u. Kohle, 37, 595–602. Berlín.
- Hudáčková, N. – Kováč, M. (1993): Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. – Miner. Slov, 25, 202–210. Spišská Nová Ves.
- Müller, V. – Adamová, M. – Drábková, E. – Majer, V. – Růžičková, B. – Stránil, Z. – Tomášek, M. – Zelinka, Z. (1995): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, list 34-21 Hustopeče. – ČGS, 1–52. Praha.
- Zelenka, J. (1989): Příspěvek k poznání ostrakodové fauny sarmatu vídeňské pánve. – Zpr. geol. Výzk. v r. 1987, 137–139. Praha.

PLEISTOCENNÍ SEDIMENTY VYŠŠÍ TERASY BEČVY VE VSETÍNĚ

Pleistocene deposits of the "higher" fluvial terrace of Bečva river in the area of Vsetín city

Slavomír Nehyba¹, Ivo Baroň², Karel Kirchner³

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

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

³ Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno; e-mail: kirchner@geonika.cz

(25-32 Vsetín)

Key words: facies analyses, braided river, Pleistocene

Abstract

Pleistocene fluvial deposits of the PaleoBečva river were recognised in the artificial outcrop in the centre of the city Vsetín. They were interpreted as deposits of gravelly braided river.

Úvod

Pleistocenní fluviální sedimenty patří k nejvýznamnějším projevům terestrické sedimentace v kvartéru. Jejich studium i zachování je obvykle spojeno se středními či dolními úseky říčního toku a výjimečně jsou zachovány v rámci horního toku. Zejména v horních částech karpatských řek Moravy i Slezska se zbytky vysokých říčních teras nacházejí vzácně. Proto měl odkryv fluviálních sedimentů, vytvořený při hloubení podzemních garáží v rámci objektu Maštaliska na Horním Městě ve Vsetíně (srpen 2006), značný význam z geologického i geomorfologického hlediska. V tomto rozsahu nebyly doposud říční sedimenty vysoké terasy Vsetínské Bečvy v této oblasti Vsetínských vrchů odkryty a detailněji popsány.

Geologické a geomorfologické poměry

Odkryv říčních štěrků leží na mírně ukloněné plošině v nadmořské výšce 380 m v jihozápadní části Vsetínských vrchů (obr.1). Plošina tvoří morfologický výrazný spočinek, vyvýšený nad recentní Vsetínskobečevskou nivou v nadmořské výšce cca 344 m (Demek, Mackovčín et al. 2006), která se vytvořila podél toku Vsetínské Bečvy při soutoku



Obr. 1: Lokalizace odkryvu v oblasti Maštaliska na Horním Městě ve Vsetíně.

Fig. 1: Position of the excavation on the area of Maštaliska in Horní Město of Vsetín.

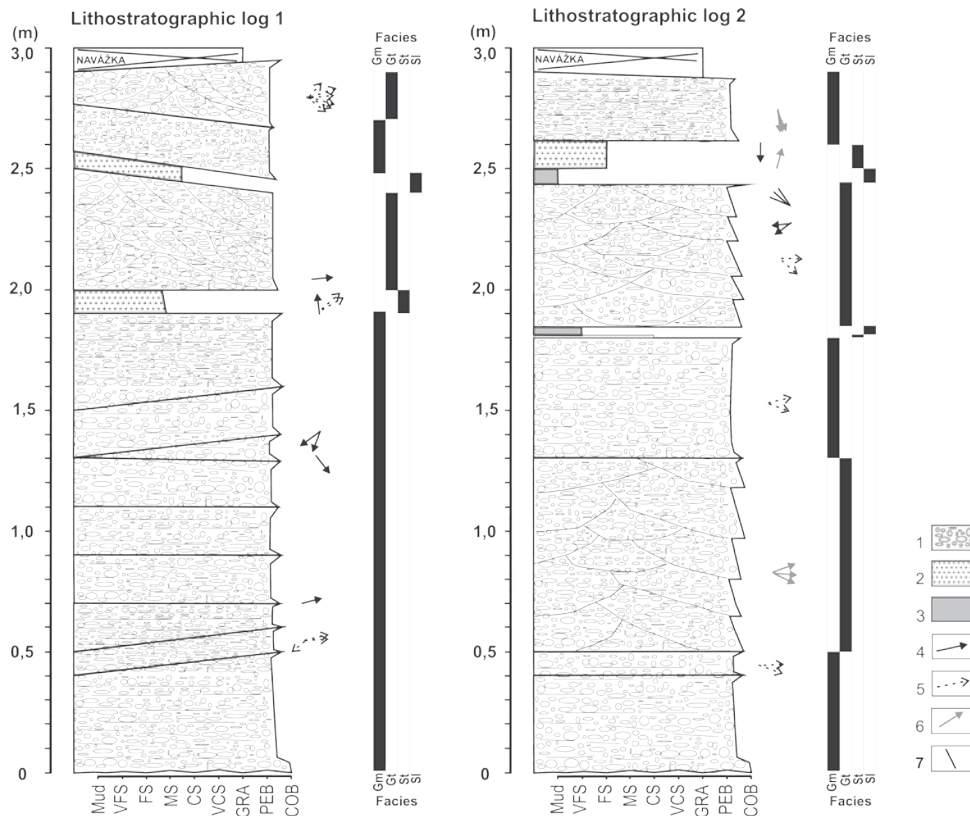
s Jasénkou, Rokytenkou a Jasenicí. Morfologie plošiny a její vazba na geomorfologické linie říčních toků vedla Krejčího (1955) k předpokladu, že plošina je tektonicky vkleslá do návrší severně od města. Nález mocných říčních sedimentů však svědčí o fluviální genezi plošiny. Výška stěny odkryvu dosahovala 4–4,5 m. Pod asi 1 m mocnými navážkami (i pozůstatkem staré kanalizace) ležel nerovný povrch fluviální akumulace (379 m n. m.). Báze akumulace nebyla odkryvem zastižena, podle údajů z vrtů realizátora stavby celková mocnost štěrků dosahovala 6–6,5 m, tj. báze štěrku ležela v nadm. výšce cca 373 m. Relativní výška povrchu štěrkové akumulace je 35 m a relativní výška její báze pak 29 m.

Nálezová situace

V odkryvu byly popsány dva sedimentární profily (obr. 2), ve kterých bylo odlišeno 5 facií.

Facie Gm (dle Miall 1996) je tvořena štěrkem s proměnlivě zřetelným horizontálním či subhorizontálním zvrstvením. Tato facie tvořila převážnou část sedimentárního sledu tj. 57,9 %. Tělesa štěrku mají tvar čočkovitý či ploše korytovitý, případně klínovitý. Báze je ostrá často erozní, konkávního či zvlněného průběhu. Svrchní plocha je často konvexní ale byl zjištěn i její konkávní či ploše zvlněný tvar. Mocnost dílčích vrstev tvořených facií Gm se pohybuje od 10 do 50 cm. Obvyklá je amalgamace těchto vrstev a výsledná mocnost složeného tělesa facie Gm dosahovala až 1,9 m. Plochy oddělující jednotlivé vrstvy měly subhorizontální průběh, případně byly ukloněné pod úhlem do 20°. Pro štěrky je charakteristická podpurná struktura valounů, případně až kostrovitá (openwork) stavba. Největší klasty měly velikost až 28 cm (osa A) a byly obvykle rozmístěny podél báze vrstev. Výše je jejich velikost zřetelně menší, obvykle do 5 cm. Intraklasty nebyly zjištěny. Přednostní orientace protáhlých a diskovitých klastů byla vyvinuta (osa A kolmo i rovnoběžně k vrstevnatosti). Horizont poněkud větších valounů byl zjištěn také podél svrchní vrstevní plochy.

Facie Gt (dle Miall 1996) je tvořena korytovitě šikmo zvrstveným štěrkem. Facie byla v rámci odkryvu významně zastoupena, když představovala 34,5 % sedimentárního



Obr. 2: Vrstevní sledy, rozšíření jednotlivých litofacií a strukturálních znaků z oblasti Maštaliska na Horním Městě ve Vsetíně ve výkopu na ulici Netroufalky. Legenda: 1 – štěrky, 2 – písek, 3 – jíl; Strukturální data: 4 – zvrstvení, 5 – imbrikace, 6 – vrstevní plochy, 7 – osy koryt. Zrnitost: Mud (jíl+prach) – VFS (velmi jemnozrný písek) – FS (jemnozrný písek) – MS (středozrný písek) – CS (hrubozrný písek) – VCS (velmi hrubozrný písek) – GRA (granule) – PEB (drobné valouny) – COB (střední valouny). Facie Gm, Gt, St, Sl, Fm viz. text.
 Fig. 2: Lithostratigraphic log, graphical indication of lithofacies and structural data in the studied profile. Explanation: 1 – gravel, 2 – sand, 3 – mud; Structural data: 4 – cross-stratification, 5 – imbrication, 6 – stratification/bounding surfaces, 7 – channel axes. Mean grain size: Mud – VFS (very fine sand) – FS (fine sand) – MS (medium sand) – CS (coarse sand) – VCS (very coarse sand) – GRA (granules) – PEB (pebbles) – COB (cobbles). For explanation of lithofacies (Gm, Gt, St, Sl, Fm) see the text.

sledu. Tělesa štěrku mají tvar čokovitý či ploše korytovitý, případně klínovitý. Báze je ostrá často erozní, konkávního či mírně zvlněného průběhu. Svrchní plocha má proměnlivý tvar, když byla zjištěna konkávní, konvexní i ploše zvlněná. Mocnost jednotlivých vrstev tvořených facií Gt se pohybuje od 10 do 60 cm. Mocnější tělesa jsou amalgamovaná, obvyklá maximální mocnost jednotlivých šikmo zvrstvených setů je v rozmezí 15–20 cm. Úklon šikmého zvrstvení se pohybuje v rozmezí 10°–27°. Pro štěrky je charakteristická podpurná struktura valounů, případně střídání slabých vrstev s kostrovitou stavbou a vrstev s podpurnou strukturou valounů. Kostrovitá stavba bývá také hojněji vyvinuta v rámci šikmo ukloněných vrstviček poblíž kontaktu s bází. Největší klasty mají velikost až 10 cm (osa A) a jsou obvykle rozmístěny podél báze případně také podél svrchní vrstevní plochy. Průměrná velikost valounů je obvykle do 3 cm. Přítomnost nápadně větších valounů než je průměr je v rámci facie Gt zřetelně menší než v rámci facie Gm. Intraklasty nebyly zjištěny. Přednostní orientace protáhlých a diskovitých klastů je vyvinuta (převažuje osa A kolmo k vrstevnatosti).

Ve faciích Gm i Gt převládaly valouny tvořené paleogenními drobnými pískovci račanské jednotky. Jílovce, které by umožnily přesnější lokalizaci zdrojové oblasti fluviálních sedimentů, bohužel nebyly zachovány. Přesto lze předpoklá-

dat, že největší část materiálu pochází ze vsetínských vrstev zlínského souvrství, tvořících geologický podklad největší části povodí Vsetínské Bečvy nad Vsetínem.

Facií SI (dle Miall 1996) tvoří zelenohnědý jílovito-prachovitý jemnozrný až středozrný písek horizontálně laminovaný. Facie zjištěna vzácně, když odpovídá 3,4 % studovaného vrstevního sledu. Tvoří ploše čokovitá neprůběžná tělesa, která představují erozní relikty v rámci štěrků. Báze tělesa facie SI je konvexní ve shodě s tvarem podložního tělesa štěrku a svrchní plocha těles facie SI pak erozní. Maximální mocnost byla 8 cm.

Facie St (dle Miall 1996) je tvořena žlutohnědým jemnozrným až středozrným korytovitě šikmo zvrstveným pískem. Tato facie byla zjištěna jen velmi vzácně, když odpovídá 1,6 % sedimentárního sledu. Sedimentární tělesa tvořená facií St, představují erozní relikty v rámci štěrků. Tělesa vykazují klínovitý a korytovitý tvar. Jejich báze byla konvexní (dle tvaru podložního štěrkového tělesa), svrchní vrstevní plocha pak erozní konkávní. Písek je relativně dobře vytrříděn. Velikost sklonu šikmého zvrstvení byla v rozmezí 13–15°. Orientace šikmého zvrstvení byla obecně ve shodě s orientací svrchní vrstevní plochy podložního tělesa štěrku.

Facií Fm (dle Miall 1996) představuje zelenošedý prachovitý masivní jíl. Facie zjištěna vzácně, když odpovídá 3,4 % profilu. Facie tvoří ploše čokovitá neprůběžná tělesa,

kteřá jsou zachovaná jako erozní reliktů v rámci štěrků. Báze tělesa facie Fm je konvexní ve shodě s tvarem podložního tělesa štěrků, případně ploše zvlněná. Svrchní plocha pak erozní. Maximální mocnost byla 5 cm. Z této facie byly na několika místech odebrány vzorky pro palynologickou analýzu. Žádná pylová zrna v sedimentu zjištěna nebyla.

Diskuse a závěr

Poznatky o zbytcích vysokých říčních teras karpatských řek území Moravy shrnují nejnověji Czudek (1997, 2005), Musil (1993). Rozšíření vysokých teras v sousedním povodí Dřevnice ve Vizovické vrchovině uvádí Demek et al. (1965), Zeman et al. (1980). Říční terasy z horního úseku Vsetínské Bečvy zaznamenávají práce Krejčího et al. (1997), Jinochové et al. (2001), z Rožnovské Bečvy u Valašského Meziříčí publikace Demka (1964). Dědina (1923) pro zájmové území uvádí, že svrchní terasa dolní Bečvy (úroveň 35–40 m) je vyvinuta i v údolí Vsetínské Bečvy u Jablůnky a Vsetína, kde je dnes situováno Horní město. Právě mimořádný odkryv v této terase umožnil získat alespoň částečnou představu o charakteru „PaleoBečvy“ v této oblasti.

Studované sedimenty lze interpretovat jako produkt depozice štěrkové divočící řeky (Walker 1984, Miall 1996, Reading 1996). Řečiště bylo rozděleno do řady dílčích koryt, které byly odděleny štěrkovými valy, jejichž sedimenty naprosto dominují. Depoziční architekturu lze částečně posoudit na obrázku 3. Facii Gm lze spojit s centrální částí valu, facii Gt potom s jeho vyššími či marginálními partiemi, kdy lze pozorovat migraci valu do přilehlých dílčích koryt. Lze spekulovat především o agradaci valů po směru koryta (po proudu) případně o laterální akreci. Maximální hloubku koryt lze odhadnout do 1,8 m, což je hodnota překvapivě vysoká. Může to být způsobeno významnými rozdíly v průtočném množství i relativní stabilitou dílčího koryta. Tato hodnota je spíše ojedinělá, převažující hloubka koryt se pohybovala v řádu několika dm. Šířka dílčích koryt mohla dosahovat až několika metrů.



Obr. 3: Celkový pohled na studovaný odkryv.
Fig. 3: General view on the studied artificial outcrop.

Docházelo k výrazným změnám pozice koryt i průtočného množství. O těchto procesech svědčí erozní charakter bází štěrkových těles i nahromadění hrubších klastů podél jejich báze a stropu (přemytí). Během této migrace a změn průtoku docházelo na štěrkových valech k tvorbě menších písčitých valů a lavic (facie St a Sl). Přechodné opouštění dílčího koryta vedlo ke zvýšené sedimentaci ze suspenze (facie Fm). Lze předpokládat dominantní směr transportu k JV. Na základě relativních výšek povrchu štěrkové akumulace (35 m) i její báze (29 m) lze řadit zkoumanou terasu do spodního pleistocénu, bližší zařazení je však s ohledem na ojedinělost výskytu, absenci datovatelného materiálu a složitost korelace s vysokými terasami na dolním toku Bečvy velmi problematické.

Poděkování

Studium bylo podporováno grantovým projektem GA ČR 205/06/1024, výzkumným záměrem MSM 0021622412 a úkolem posudkové činnosti oblastních geologů České geologické služby.

Literatura

- Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – Tišnov, Sursum, 213 s.
- Czudek, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno, 238 s.
- Demek, J. (1964): Zpráva o výzkumu vývoje svahů moravských Karpat v pleistocénu. – Zprávy Geografického ústavu ČSAV, 1964 (135-B), 6, 1–3, Opava.
- Demek, J. – Elgart, M. – Kašpárek, M. – Valík, R. (1965): Příspěvek k metodice studia říčních teras v oblasti flyšových Karpat na Moravě. – Zprávy Geografického ústavu ČSAV, 1965 (142-B), 3, 1–3, Opava.
- Demek, J. – Mackovčín, P. eds. a kolektiv: Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Dobiáš, D., Havlíček, M., Hrádek, M., Kirchner, K., Lacina, J., Pánek, T., Slavík, P. Vašátko, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – AOPAK ČR, Brno, 2. vydání. 582 s.
- Dědina, V. (1923): Karpatské Pobečví. – Sborník Československé společnosti zeměpisné, XXIX, 1–19, 103–109, Praha.
- Jinochová, J. – Jurová, Z. – Krejčí, O. – Majer, V. – Manová, M. – Miller, V. – Nováková, D. – Šamanský, K. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. List 25-41 Vsetín. – Český geologický ústav, Praha, 31 s.
- Krejčí, J. (1955): Nejmladší tektonické poruchy v údolí Dřevnice a Vsetínské Bečvy. – Práce Brněnské základny ČSAV, 27, 2, 313, 73–92, Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Krejčí, O. a kol. (1997): Geologická mapa ČR. List 25-41 Vsetín. Měř. 1:50 000. – ČGÚ Praha.
- Musil R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal ed.: Geologie Moravy a Slezska, Moravské zemské Muzeum a sekce geologických věd PřF MU, Brno, s. 133–156.
- Zeman, A. – Havlíček, P. – Minaříková, D. – Růžička, M. – Fejfar, O. (1980): Kvartérní sedimenty střední Moravy. – Sborník geologických věd, Antropozoikum, 13, 37–91, Praha.

SEDIMENTÁRNĚ-PETROGRAFICKÉ STUDIUM NEOGENNÍCH A PLEISTOCENNÍCH SEDIMENTŮ V OBLASTI BRNO-ŠVÉDSKÉ ŠANCE

Neogene and Pleistocene deposits in the area Brno-Švédské šance

Slavomír Nehyba¹, Karel Kirchner², Petr Mackovčín³, Jaromír Demek³

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

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

³ VÚKOZ, v.v.i., odd. krajinné ekologie, Lidická 25/27, 602 00 Brno; e-mail: peter.mackovcin@vukoz.cz, demekj@seznam.cz

(24-43 Šlapanice)

Key words: Lower Badenian, Pleistocene, coarse grained deltas, fluvial deposits

Abstract

Excavations on the building site situated in the SE part of the city of Brno exposed Jurassic, Neogene and Quaternary deposits. The sedimentary petrographic analysis of deposits and geomorphic study has shown variations in the source area of Neogene marine deposits and terrestrial fluvial sedimentation during the Pleistocene. The uppermost terrestrial fluvial sediments are interpreted as terrace sediments of the Svitava River. The fluvial sands and gravels reveal braided fluvial style acting in periglacial conditions of the Lower Pleistocene.

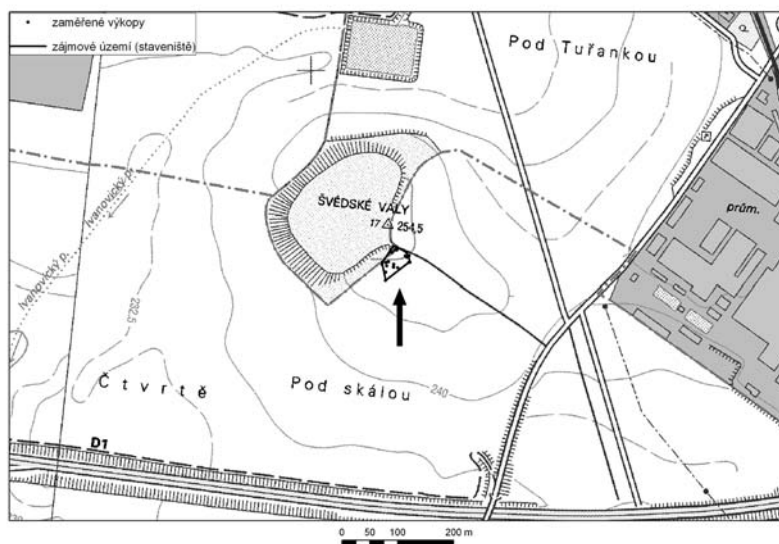
Úvod

V lednu a únoru 2007 byly na staveništi v Tuřanské plošině u Švédských šancí (Švédských valů) v Brně řadou výkopů odkryty jurské, neogenní a pleistocenní sedimenty. Pozice studované oblasti je prezentována na obr. 1. Staveniště leželo na jv. úpatí Švédských šancí (na základní mapě 1 : 10 000 Švédské valy) pod k. 254,5 m n. m. Švédské šance jsou z geomorfologického hlediska klasifikovány jako mendip (vrchol kry v předpolí, vyčnívající v podobě ostrova starších hornin a staršího reliéfu z mladších nekonsolidovaných sedimentů). Autoři studovali zářez do svahu Švédských šancí (obr. 2, lokality I–III) a jednak výkopy pro základové patky (obr. 2, lokality IV–IX). Zjištěná situace přináší zajímavé poznatky o depozičních a transportačních procesech v předmětné oblasti v geologické minulosti.

V zájmovém území probíhala řada výzkumů (např. Musil 1968, 1993, Valoch – Seitl 1994, Zeman 1974, 1982), které zaznamenaly profily pleistocenními sedimenty. Ve svrchní části profilu se nacházejí roztroušené valouny, o kterých Valoch – Seitl (1994) předpokládají, že pocházejí ze šterkové akumulace předcházející tuřanskou terasu. Na mapě Zapletala (1927) i na mapách pozdějších (Müller et al. 2000) jsou v okolí mendipu vyznačeny sedimenty tuřanské terasy.

Nálezová situace

Jurské vápence byly odkryty jednak v zářezu ve svahu a jednak na bázi některých výkopů patek. Odkryté jurské sedimenty jsou šedé až bělavě šedé vápence s hojnými

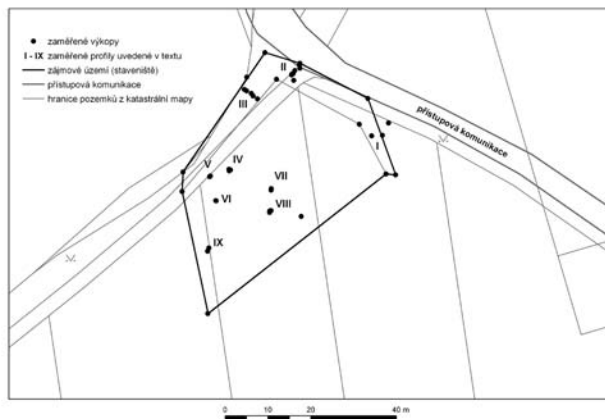


Obr. 1: Poloha studované lokality na jv. úpatí Švédských šancí (Švédských valů) pod k. 254,5 m.

Fig. 1: Schematic position of studied area.

rohovci. Povrch vápenců je velmi nerovný. V zářezu do svahu byly vápence odkryty na k. 249,02 m. Na profilu o horizontální délce 1,4 m byl patrný výškový rozdíl 1,2 m. Povrch vápenců se jako celek relativně prudce (20°–30°) ukláněl k JV až VSV (obr. 3). Ve výkopech pro patky byl povrch vápenců odkryt v nadmořské výšce 245,32 m. V trati „Pod skálou“ povrch jurských vápenců tvoří plošinu pokrytou mladšími sedimenty.

V nadloží jurských vápenců byly zjištěny neogenní sedimenty. V některých odkryvech nasedaly na vápence žlutavě hnědé velmi hrubozrnné písky se šterkem až písčité šterky se šikmým zvrstvením velké škály. Písky jsou relativně špatně vytrženy, když hodnota koeficientu vytržení σ_I je rovna 1,7 ϕ . Medián M_z dosahuje 0,8 ϕ .



Obr. 2: Poloha zářezů a výkopů na staveništi.
 Fig. 2: Detailed position of the artificial excavations in the area under construction.

Hodnoty zrnitostních parametrů byly vypočteny dle Folk – Ward (1957). Nápadná je nízká přítomnost prachové a jílové frakce (pod 6,8 %). Největší zjištěné valouny dosahovaly 3 cm, obvykle však do 1 cm. Petrografické studium valounů (frakce nad 8 mm) ukazuje na dominanci vápenců (53,2 %). Jejich valouny mají převážně sférický a diskovitý tvar a jsou především poloostrohanné. Čepelovité a stébelnaté tvary stejně jako polozaoblené a zaoblené valouny byly mnohem méně časté. Z dalších byly ve valounech zjištěny bělavý a šedý křemen (15,6 %), ruly (14,1 %), svory (7,8 %) a fylity (4,7 %). Také tyto valouny jsou převážně poloostrohanné s výjimkou křemene, kde přítomnost poloostrohanných a polozaoblených valounů byla vyrovnaná. Výskyt intraklastů zelenavého písčitého jílu o velikosti do 2 cm byl občasný. Písčité šterky vykazovaly pozitivní gradaci, díky zmenšování průměrné velikosti zrna. Orientace šikmého zvrstvení ukazuje na směr transportu a úklon hrubozrnných písků se šterkem směrem k J. Nejvyšší část

tohoto sedimentárního tělesa je tvořena až hrubozrnným pískem s ojedinělými klasty o velikosti do 0,5 cm. Tento písk je v nejvyšších partiích intenzivně jemně lamínován laminkami sytě zeleného až olivově zeleného vápenného jílu. Mocnost velmi hrubozrnných písků se šterkem dosahovala maximálně 1 m a jejich zachování bylo proměnlivé, přičemž v některých výkopech nebyly zachovány vůbec. Analýza průsvitných těžkých minerálů (frakce 0,063–0,125 mm) ukazuje na naprostou dominanci granátu, který tvoří 75,7 %. Dále byl výrazněji přítomen staurolit (8,0 %). Ostatní průsvitné těžké minerály (disthen, rutil, zoisit, epidot, zirkon, turmalín, apatit, monazit, titanit) byly zastoupeny pouze několika procenty. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) dosahuje 4,8 %, když v rámci stabilních minerálů dominuje rutil.

V nadloží výše popsaných velmi hrubozrnných písků se šterkem, případně v přímém nadloží jurských vápenců byly zjištěny sytě zelené až olivově zelené vápenné jíly (obr. 4). Báze jílu je ostrá a velmi nerovná.



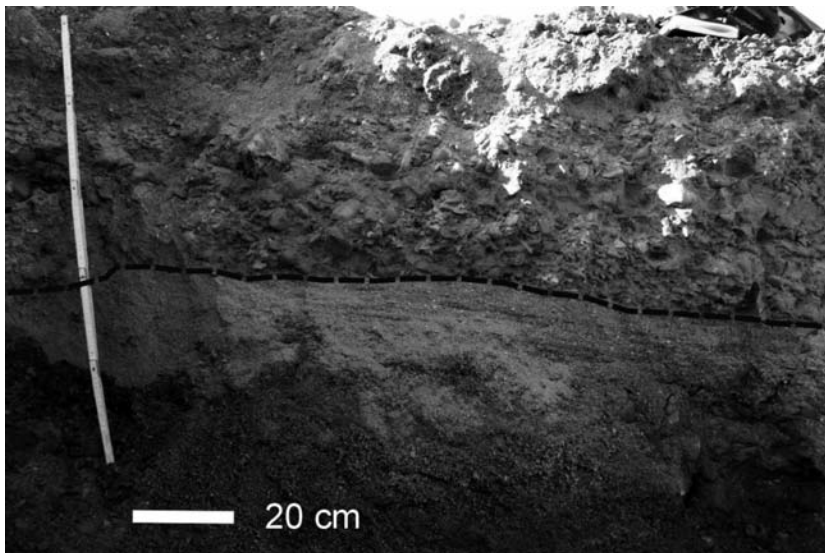
Obr. 3: Nerovný a prudce ukloněný povrch jurských vápenců, v nadloží šikmo zvrstvené velmi hrubozrnné písků se šterkem spodnobadenického stáří a jíly („tégly“).

Fig. 3: Uneven and very steep top of Jurassic limestones. Very coarse sands with gravel with large scale cross bedding and calcareous clays (both Lower Badenian in age) in superposition of limestones.



Obr. 4: Ostrý mírně zvlňžený kontakt spodnobadenských jílu a velmi hrubozrnných písků se štěrskem (spodní baden).

Fig. 4: Sharp slightly undulatory planar contact of very coarse sands with gravel and calclerous clays (both Lower Badenian in age).



Obr. 5: Ostrý nerovný erozní kontakt šikmo zvrstveného velmi hrubozrnného písku se štěrskem spodnobadenského stáří a pleistocenních fluviálních písčitých štěrků (orientace těles, zvrstvení, imbrikace, rozdíly ve velikosti valounů).

Fig. 5: Sharp uneven erosive contact of very coarse sands with gravel with large scale cross bedding (Lower Badenian in age) and Pleistocene fluvial gravels (varied bedding, imbrication and differences in pebble size).

Pokud jsou jíly v nadloží velmi hrubozrnných písků se štěrskem, potom je jejich kontakt ukloněný generelně ve shodě s vrstevnatostí podložních písků. V patce při jv. úpatí Švédských šancí se hranice mezi písky a vápnitými jíly nacházela ve výšce 244,87 m n. m. Jíly se jeví jako masivní a jsou nápadně plastické. Rozdíly v mocnosti v řádu desítek centimetrů bylo možno sledovat na vzdálenost 2 m. V rámci jílu se nacházejí izolované schránky ústřic. Povrch jílu je ostrý a nerovný.

V nadloží neogenních jílu, případně v přímém nadloží žlutavě hnědých velmi hrubozrnných písků se štěrskem byly na části staveniště zjištěny rezavě hnědé

studium valounů (2 analýzy – frakce nad 8 mm) ukazují na převahu hornin brněnského masivu (granodiority, diority, metabazity), které tvoří 39,9 % populace. V rámci nich jednoznačně dominují načervenalé granodiority. Jejich valouny mají obvykle čepelovitý nebo sférický tvar a jsou většinou poloostrohanné, méně často angulární a jen vzácně polozaoblené. Lze odlišit jednak „čerstvé“ angulární klasty a dále více zvětralé klasty subangulární. Výrazně zastoupené jsou valouny sedimentárních hornin (bělavé a načervenalé jemnozrnné pískovce a křemenné pískovce, křemenné velmi hrubozrnné pískovce, sytě šedé hrubozrnné pískovce, rohovce, spongolity, „sluňáky“, droby, drobnozrnné petromiktiny

písčité fluviální štěrky (obr. 5). Jejich báze je erozní, ostrá a nerovná s úklonem 212/18. Báze písčitých štěrků se ve výkopech nacházela ve výškách 245,14 až 245,63 m n. m. Podél báze byly zjištěny až 1,2 m velké polozaoblené balvany, které jsou tvořeny zvětralými diority brněnského masivu (obr. 6). Spolu s nimi se vyskytují až 30 cm velké valouny světlešedých až bělavě šedých jurských vápenců. V okolí balvanů jsou zřetelné nahlučené akumulace menších valounů („pebble clusters“). Písčité štěrky mají podpůrnou strukturu valounů až lokálně podpůrnou strukturu písčité matrix. Štěrky jsou korytovitě šikmo zvrstvené, což je nápadné díky střídání lamin a vrstviček jemnozrnného štěrku s valouny kolem 5 cm a hrubozrnného písku. V některých případech byla zjištěna kostrovitá stavba štěrku. Přednostní orientace protáhlých a diskovitých valounů je dobře vyvinuta (osa A kolmo i rovnoběžně ke zvrstvení). Mocnost setů šikmého zvrstvení se pohybuje kolem 20–30 cm. Velikost valounů je proměnlivá, přičemž největší se nachází podél báze setů, kde mohou dosáhnout ojedinele až 20 cm. Výše je pak štěrk jemnozrnnější s průměrnou velikostí valounů 5–10 cm. Zjištěná mocnost štěrku dosahovala až 2,5 m. Štěrky lze klasifikovat jako facie Gt dle Mialla (1996). Přednostní orientace šikmého zvrstvení a imbrikace ukazují na směr transportu k JJV, JV až V. Zrnitostní studium štěrku (2 analýzy) ukázalo jejich špatné až velmi špatné vytrídění (σ_1 1,58 ϕ a 2,86 ϕ). Hodnota mediánu M_z dosahovala 0,6 ϕ a -2,57 ϕ (Folk – Ward 1957). V obou případech byla nápadná nízká přítomnost prachovité a jílovité frakce (6,3–6,9 %). Petrografické



Obr. 6: Balvan dioritu poblíž báze pleistocenních štěrků.
Fig. 6: Boulder of diorites of Brno Massif along the base of Pleistocene fluvial gravels.

slepence, vápence, břidlice), které tvoří 37,8 %. Ze sedimentárních hornin jsou nejvýrazněji zastoupeny pískovce. Jejich valouny mají především diskovitý a čepelovitý tvar a jsou polozaoblené, případně zaoblené. Valouny pískovce sférického či sloupcovitého jsou méně časté, stejně jako jejich poloostrohanné zaoblení. Nápadná je přítomnost několika typů silicitů. Metamorfované horniny (načervenalé a bělavé muskovit-biotitické ruly, muskovitické ruly, grafitické kvarcity, kvarcity, svory), ke kterým byl přiřazen i agregát křemen-živce, tvoří 6,0–10,4 %. Valouny bělavého, šedého a žlutavého křemene tvoří 11,6 až 16,1 % valounů. Křemeny jsou velmi odlišných tvarů (sférické, čepelovité i diskovité), a především polozaoblené. Intraklasty podložních jílovců jsou ve štěrcích velmi vzácné. Pokud byly vůbec zastíženy, tak jejich velikost dosahuje max. 5 cm (tj. odpovídá extraklastům). Asociace průsvitných těžkých minerálů písčité matrix štěrků (2 analýzy – zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) je charakteristická dominancí granátu (32,8–41,9 %), amfibolu (17,5–18,5 %) a staurolitu (10,2–14,2 %). Zvýšená (tj. 7–9,2 %) byla také přítomnost epidotu a disthenu. Ostatní průsvitné těžké minerály (rutil, apatit, monazit, zirkon, titanit, zoisit, silimanit, turmalín) byly přítomny několika prvními procenty. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) dosahovala 7,9–9,7. V rámci stabilních minerálů mírně převažoval zirkon nad rutilem a přítomnost turmalínu byla velmi nízká.

V rámci štěrků jsou reliktně zachovány čočky sytě až světle šedohnědého středozrnného až jemnozrnného šikmo zvrstveného světle slídnatého písku o mocnosti do 30 cm. Čočky písku jsou sledovatelné na vzdálenost do 1 m. Obdobné písky tvoří reliktně zachovanou neprůběžnou polohu o mocnosti max. 30 cm v nadloží štěrků. Tyto sedimenty lze klasifikovat nejspíše jako facii St (Sp ?) dle Mialla (1996). Písky jsou středně až špatně vytríděné ($\sigma I=1,2 \phi$) a hodnota mediánu Mz dosahovala 1,3 ϕ . Zastoupení prachové a jílovité frakce bylo 6,5 % a zastoupení frakce štěrkovité 2,2 %. Největší přítomné valouny dosahovaly 2,5 cm, obvykle se však jejich velikost pohybuje do 1 cm. Ve valounech dominují granodiority (42,2 %), dále byly zjištěny křemeny (31,6 %), pískovce (15,8 %), ruly (5,3 %) a kvarcity (5,1 %). Valounky jsou převážně diskovité a poloostrohanné. Asociace průsvitných těžkých minerálů (frakce 0,063–0,125 mm) je charakteristická dominancí amfibolu (37,3 %), epidotu (23,6 %) a granátu (16,5 %). Přítomnost ostatních průsvitných těžkých minerálů (staurolit, disthen, apatit, turmalín, titanit, monazit, zirkon, rutil, zoisit, silimanit) dosahovala maximálně několika procent. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) byla 4,3, přičemž v rámci stabilních minerálů převažoval rutil a přítomnost zirkonu byla velmi nízká.

Povrch této akumulace se nacházel při úpatí mendipu ve výšce 249,7 m n. m. a níže na plošině ve výšce 248,5 m. Na povrchu štěrků se místy zachovaly zbytky ferreta.

Interpretace

Velmi hrubozrnné písky se štěrkem v nadloží jurských vápenců interpretujeme jako „bazální“ klastika spodnobadenského stáří označovaná v zájmové oblasti obecně jako brněnské písky (Krystek 1974). Lze předpokládat sedimentaci v rámci marginálních částí hrubozrnné delty, transport a sedimentaci z gravitačních proudů (Nemec 1990). Nadložní vápnité jíly interpretujeme jako spodnobadenské sedimenty tzv. tégly. Ostrá hranice spodnobadenských jílovců a písku, absence strukturních znaků spojených s vlivem vlnění i laminy jílu ve svrchních partiích písku svědčí pro relativně hlubší prostředí depozice bazálních klastik a „autigenní“ řízení (omezení přínosu hrubšího materiálu – „opuštění delty?“) změny sedimentace. Výrazná byla role reliéfu, absence hornin brněnského masivu ukazuje nejspíše na jeho překrytí sedimenty. Ostrý kontakt spodnobadenských jílovců a klastik bývá tradičně vysvětlován jako doklad rychlého nárůstu hladiny ve spojení s transgresí ve spodním badenu.

V nadloží spodnobadenských sedimentů jsou potom přítomny fluvialní sedimenty pleistocenního stáří (terasa řeky Svitavy). Písčité štěrky jsou jednoznačně produktem depozice v rámci říčních valů/dun, sedimentaci písku lze spojit s menšími písčitymi dunami a lavicemi. Velmi malá přítomnost intraklastů spodnobadenských sedimentů, výrazné rozdíly ve složení, velikosti, tvaru a zaoblení valounů i asociacích těžkých minerálů ukazují na významnou erozi neogenních sedimentů v bližším okolí studované oblasti (nejspíše také ve zdrojové oblasti) před depozicí pleistocenních štěrků. Procesy mezi spodním badenem a pleistocénem vedly nejen téměř k odstranění

neogenního pokryvu, ale také k intenzivnímu zvětrání hornin krystalinika. Lze předpokládat významný a také velmi kolísavý průtok v rámci vodního toku a fluviální styl označit předběžně za divočící. Na významný průtok ukazují balvany na bázi pleistocenních sedimentů. Zdrojovou oblast pleistocenních štěrků lze umístit generelně s. od předmětného území. Zdrojem byly především horniny brněnského masivu, české křídové pánve a drahanského kulmu. Rozdíly v petrografickém složení písků a štěrků lze vysvětlit rozdílnou rolí proximálních a distálních zdrojů vlivem rozdílné transportační a erozní schopnosti vodního toku během etap sedimentace. Pro štěrky je tak typická

relativně vyšší role vzdálenějších zdrojů materiálů, naopak v rámci písků je naprosto dominantní role nejbližšího okolí, tj. hornin brněnského masivu.

Svitavské terasové sedimenty na studované lokalitě se nacházejí výše než povrch tuřanské terasy. Pravděpodobně náležejí starší říční terase (stránské terase?). Vodní tok v době ukládání sedimentů zřejmě divočil v periglaciálních podmínkách.

Poděkování

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

Literatura

- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – J. sed. Petrology, 27, 3–26. Tulsa.
- Krystek, I. (1974): Výsledky sedimentologického výzkumu sedimentů spodního badenu v karpatské předhlubni (na Moravě). – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis, Geol., XV, 8, 1–32. Brno.
- Miall, A. D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. – Springer Verlag, 1–582, Berlin.
- Musil, R. (1968): Neue Ergebnisse der Forschungen an der Lokalität Stránská skála. – Časopis Moravského musea 53: 139–162, Brno.
- 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.
- Müller, P. – Novák, Z. – Bubík, M. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Eliáš, M. – Gilíková, H. – Gregerová, M. – Grym, V. – Hanák, J. – Hanžl, P. – Havlíček, P. – Hrádek, M. – Kadlec, J. – Krejčí, O. – Květoňová, E. – Melichar, R. – Müller, V. – Müllerová, H. – Novák, M. – Otava, J. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Piše, J. – Sedlák, J. – Šmerdová, B. – Valoch, K. – Vít, J. (2000): Geologie Brna a okolí. – ČGÚ, 90s., Brno.
- Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slopes. – In: Colella, A. – Prior, D. B. (eds.): Coarse-grained Deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 10, 29–73. Oxford.
- Valoch, K. – Seitzl, L. (1994): Staropaleolitická lokalita „Švédské šance“ v Brně – Slatině. – Časopis moravského musea, Vědy společenské, LXXIX: 3–14, Brno.
- Zapletal, K. (1927): Geologická mapa okolí brněnského. Dle vlastních výzkumů 1919–1925. – Příloha ku ročníku XXV(1927) Časopisu moravského zemského musea, Brno.
- Zeman, A. (1974): Quaternary of the surrounding of Stránská skála. – Sborník geologických věd Antropozoikum 10, 41,72. Praha.
- Zeman, A. (1982): Fluviální a fluviolakustrinní sedimenty Brněnské kotliny. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 55–84.

NOVÉ ODKRYVY FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V PROSTORU BRNO-BYSTRC

New outcrops of the fluvial deposits in the area of Brno-Bystrc

Slavomír Nehyba¹, Karel Kirchner², Pavla Tomanová Petrová³

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

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

³ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: pavla.petrova@geology.cz

(24-32 Brno)

Key words: fluvial deposits, Pleistocene, provenance study, paleogeography

Abstract

Two different sedimentary bodies of fluvial deposits were recognised within the artificial outcrops in the area of Brno-Bystrc. Gravels in higher structural position (altitude about 240 m above sea level) reveal provenance predominantly from Moravicum, Bohemian Cretaceous basin and Carpathian Foredeep. Gravels from lower structural position (altitude about 220 m above sea level) reveal provenance predominantly from Svratka Crystalline Unit, Moravicum and Boskovice Furrow. The deposits were interpreted as a product of deposition in braided rivers.

Úvod, geologické a geomorfologické poměry

Pro výplň Brněnské kotliny jsou typické proměnlivě zachované i mocné akumulace štěrků neogenního i kvartérního stáří. Tyto sedimenty mají většinou fluviální původ a poskytují množství informací o vývoji depoziční i zdrojové oblasti. Těmto sedimentům věnovala pozornost řada autorů. Ze starších prací je zapotřebí se zmínit zejména o publikacích Zapletala (1927–28), Říkovského (1926, 1932), z novějších prací pak o shrnujících výstupech Zemana (1982), Musila ed. (1982, 1993). Z posledního období se této problematiky dotkly práce Karáska – Valocha (1996), Müllera et al. (2000), Demka et al. (2005).

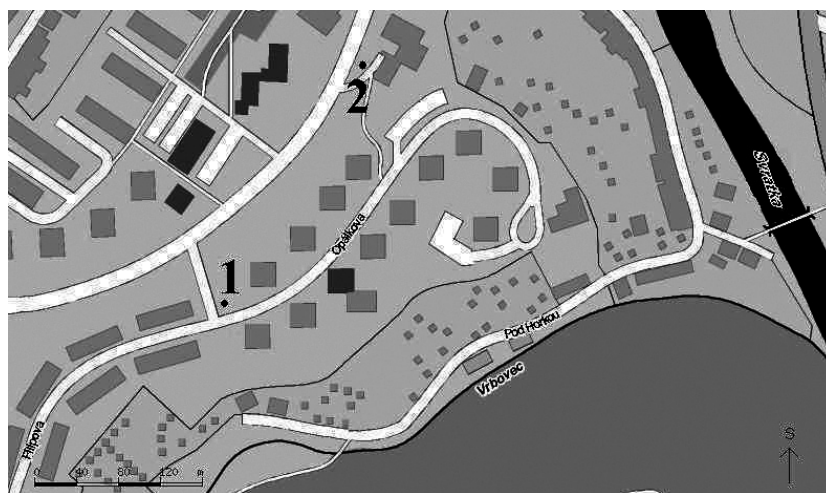
Intenzivní stavební činnost v prostoru města Brna vede v poslední době ke vzniku mnoha přechodných odkryvů v rámci inženýrských sítí či základových konstrukcí. Vzhledem k rychlému postupu staveb mají geomorfologické a geologické práce charakter prakticky záchranných výzkumů. Umožňují popisovat často plošně málo rozsáhlá tělesa neogenních a kvartérních sedimentů, která doplňují poznatky a představy o vývoji Brněnské kotliny. Zvláště významné je charakterizování těchto sedimentů v sz. prostoru města Brna, v údolí Svratky, kde bylo doposud zaznamenáno méně poznatků o rozšíření zejména fluviálních sedimentů. Příhodná situace nastala při výstavbě plynovodu firmou Merstav v prostoru městské části Bystrc. Zde byla na malé ploše odkryta dvě odlišná tělesa štěrku. Tyto sedimenty jsme měli možnost studovat v červnu 2007.

Zájmový prostor se nachází v s. části geomorfologického celku Bobravská vrchovina, na jz. okraji tektonicky podmíněné Bystrcké

kotliny (Demek – Mackovčín 2006). První odkryv se nacházel ve střední části plochého hřbetu (nadmořské výšky 240–250 m – ul. Filipova a Opálkova), vybíhajícího sv. směrem k údolí Svratky. Jeho jv. svahy příkře spadají do Údolí oddechu protékaného potokem Vrbovcem. Naopak sz. svahy hřbetu jsou mírněji ukloněné, pokrývají je mocnější sprašové hlíny a svahoviny. Povrch terénu je ovlivněn výstavbou sídliště (navážky). Druhý odkryv byl vytvořen při sv. úpatí výše zmíněného hřbetu před starou poštou (ul. Odbojářská).

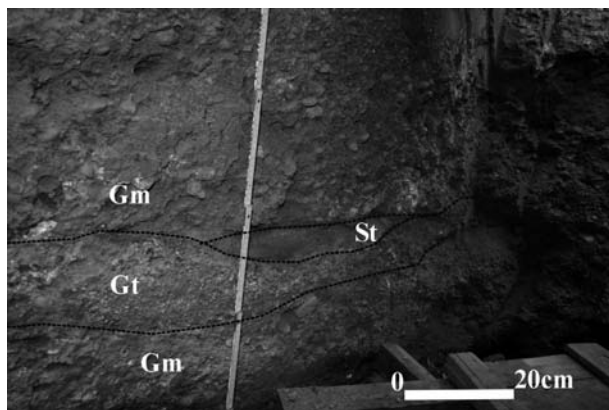
Nálezová situace

Prvním odkryvem byl profil vytvořený výkopem pro rozvod plynu směru S–J na plošině u ulice Filipova (nadmořská výška terénu 240 m) v délce asi 5 m s hloubkou kolem 200 cm (obr. 1, odkryv 1). Na bázi odkryvu vystupovalo v celkové mocnosti přes 0,5 m deskovité až klínovité těleso světle šedého až bělavě šedého štěrku s podpurnou strukturou valounů



Obr. 1: Lokalizace studovaných odkryvů.

Fig. 1: Situation of the studied outcrops.



Obr. 2: Báze profilu 1 – facie Gm, Gt, St a svrchní poloha facie Gm.

Fig. 2: The base of the artificial outcrop 1 – facies Gm, Gt, St and upper bed of facies Gm.

až místy podpůrnou strukturou jílovito-písčité matrix. Velikost valounů dosahovala maximálně 7 cm, většinou byla kolem 2 cm (facie Gm dle Mialla 1996). Těleso šterku bylo nepravidelně smouhovitě zbarveno do šedozelena, především pak ve vyšších partiích. Důvodem byla přítomnost šedozeleňého jílu v rámci matrix i drobných intraklastů jílu. Svrchní hranice šterku je nerovná a podél ní jsou proměnlivě zachovány erozní reliktů jemnozrnějších sedimentů (obr. 2). Protilehlé části výkopu (šířka 1,6 m) zastihují tyto jemnozrnější sedimenty v rozdílné mocnosti i celistvosti. V nadloží šterku se občas vyskytovala max. 3 cm mocná vrstva světle hnědozeleňého středozrnňého až jemnozrnňého světle slídnatého písku s horizontální laminací (facie Sh). Písek je špatně vytríděn, když hodnota vytrídění σI je rovna 2,2 ϕ (Folk – Ward 1957). To je způsobeno vyšší příměsí siltové frakce (21 %). Hodnota mediánu Mz dosahuje 2,9 ϕ . Vyšše byla popsána drobná korytovitá tělesa rezavě hnědého korytovitě šikmo zvrstveného šterčíku s valouny max. 2 cm velkými (facie Gt). Mocnost gravelitu velmi kolísá, od 1–15 cm v horizontální vzdálenosti 30 cm. Báze je subhorizontální, svrchní hranice zvlněná. V nadloží se vyskytuje klínovitě či čokčkovitě těleso světle žlutohnědého hrubozrnňého až velmi hrubozrnňého korytovitě šikmo zvrstveného písku (facie St dle Mialla 1996). Orientace šikmého zvrstvení byla 210/10. V jejich nadloží se nacházela proměnlivě zachovaná max. 5 cm mocná vrstvička světle zelenošedého písčitého jílu (facie Fm dle Mialla 1996).

V nadloží těchto jemnozrnňých erozních sedimentů, případně v přímém nadloží bazálních šterků, bylo popsáno složené (amalgamované), přibližně deskovitě těleso šterku o mocnosti 0,7 m. Spodní část tohoto tělesa tvořil v mocnosti 0,4 m šterk s podpůrnou strukturou jílovito-písčité matrix až podpůrnou strukturou valounů. V rámci něj byly sledovány hojně intraklasty zelenavě šedoší písčitého jílu o maximální velikosti 10 cm. Valouny šterku měly maximální velikost 5 cm, dominovaly však klasty o velikosti kolem 2 cm. Báze i svrchní hranice této části byla zvlněná erozní. Svrchní část šterkového tělesa byla tvořena drobnozrnňým šterkem, který měl poblíž báze kostrovitou a vyšše podpůrnou strukturou valounů. Maximální velikost valounů byla v této části 4 cm, většinou pak kolem 1 cm, přičemž intraklasty písčitého

jílu dosahovaly až 6 cm. V rámci jednotlivých částí šterkového tělesa bylo možno sledovat hrubě vyvinuté planární zvrstvení a relativně dobře vyvinutou přednostní orientaci protáhlých a diskovitých valounů (A kolmo i rovnoběžně). Vrstevnatost vykazovala směr 220/15. Dle imbrikace (7 měření) lze uvažovat o směru transportu k SV až SSV. Matrix byla tvořena hrubozrnňým až velmi hrubozrnňým pískem. Přítomnost prachové a jílovité frakce byla velmi nízká (pod 4,5 %). Vypočtené zrnitostní parametry udávají hodnotu medián Mz -1,5 ϕ a špatné vytrídění, když σI je rovno 2,1 ϕ (Folk – Ward 1957). Šterky lze označit jako facii Gm (dle Mialla 1996).

Valounová analýza šterků (frakce nad 8 mm, 202 klastů) ukázala převahu bělavého, méně často načervenalého či šedoší křemene (77,3 %), s převážně sférickým (43,2 %) nebo čepelovitým tvarem (25,4 %). Tvar diskovitý či sloupcovitý byl vzácnější. Valouny křemene byly většinou zaoblené (38,3 %) či polozaoblené (32,7 %), méně často poloostrohanné či velmi dobře zaoblené. Dále byly zjištěny valouny světle šedoší jemnozrnňého až středozrnňého křemenného pískovce proměnlivě slídnatého a glaukonitického (8,6 %), které měly především diskovitý tvar, méně často jsou pak čepelovité, sférické a sloupcovité. Byly obvykle polozaoblené či zaoblené, méně často poloostrohanné. Z dalších sedimentárních hornin byly přítomny šedoší rohovce (2,3 %), bělavý silicit („sluňák“, 0,5 %) a zelenošedý prachovec (0,5 %). Z metamorfovaných hornin byly zjištěny světle šedoší a načervenalé, jemnozrnňé i hrubozrnňé, obvykle muskovitické ruly (6,9 %) a svory (1,4 %). Byla shledána přítomnost klastů křemen-živcového agregátu (1,4 %), jejichž povrch je silně postižen diferencovaným fyzikálně-chemickým zvětráváním.

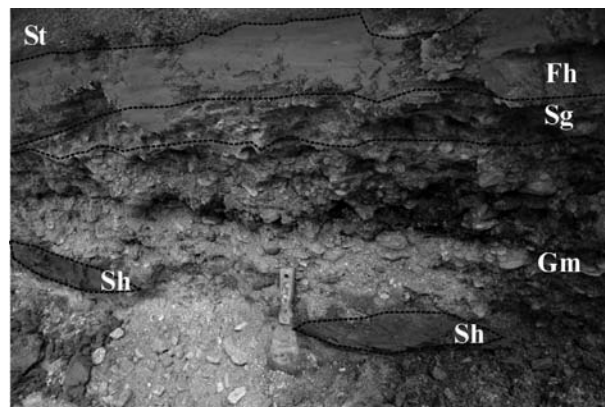
Šterky byly ve výkopu zčásti překryty max. 20 cm mocnou klínovitou polohou světle šedoší jílu, která vyklíňovala na vzdálenost 1 m (facie Fm). V jejím nadloží, případně v přímém nadloží šterku, se nacházela světle rezavě hnědý hrubozrnňý masivní písek (facie Sm). Báze písku byla nepravidelná erozní s izolovanými klasty křemene velkými až 4 cm (osa A). Písek byl relativně špatně vytríděn. Valounová analýza (zrnitostní frakce 1–2 cm, 59 klastů) ukázala převahu bělavého křemene (61,9 %). Valouny křemene měly dominantně sférický (40 %), případně diskovitý či čepelovitý tvar a byly většinou polozaoblené (60,3 %), méně často zaoblené či poloostrohanné. Dále byly zjištěny valounky fylitu (14,3 %), světle šedoší muskovitické ruly (4,8 %) a křemen-živcového agregátu (19,1 %). V nadloží písku byla vyvinuta v mocnosti 10 cm poloha heterolitického sedimentu, v níž se střídaly laminy zelenošedého jílu a 2–3 cm mocné vrstvičky velmi světle rezavě hnědého jemnozrnňého písku (facie Fh). V jejich nadloží byly zjištěny světle hnědé sprašové hlíny s izolovanými valouny.

Asociace průsvitných těžkých minerálů (zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) byla studována z písčité matrix šterků (facie Gm) a dále z polohy písku v jeho přímém nadloží (facie Sh). Byly zjištěny určité rozdíly v asociacích těžkých minerálů. Pro šterky je to asociace granát (40,5 %) – zirkon (19 %) – staurolit (16,5 %), zatímco ostatní minerály (apatit, rutil, disthen, turmalín,

amfibol, monazit a epidot) jsou přítomny v maximálně jednotkách procent. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) dosahuje 42,5. Pro písek byla zjištěna asociace granátická (80,3 %). Ostatní minerály (zirkon, turmalín, rutil, apatit, staurolit, disthen, titanit, amfibol, zoisit, epidot) jsou přítomny v jednotkách procent. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) dosahuje 5.

Mikropaleontologické zhodnocení jílového intraklastu ze štěrku přineslo zjištění přítomnosti úlomku stratigraficky neprůkazné planktonní foraminifery *Globigerina praebulloides* Blow. Společenstvo z nadložního jílu (facie Fm) obsahuje početné chudé společenstvo zejména planktonních foraminifer, doprovázené úlomkem schránky bentického rodu *Lenticulina*. Planktonní část společenstva je tvořena jedinci *Globoturborotalita woodi* (Jenkins) a *Globigerina ottangiensis* Rögl, spolu s nimiž se vyskytují fragmenty schránky *Globigerina* sp. a *Globorotalia* sp. Společenstvo bylo do kvartérních štěrků redeponováno z karpátu až spodního badenu. Skulpturace schránek je relativně dobře zachovalá, úlomky schránek mohou dokládat transport na nepříliš velkou vzdálenost.

Druhý odkryv byl vytvořen rýhou pro plynovod vedle silnice u chodníku ke staré poště v Bystrci (nadmořská výška terénu 223 m) (obr. 1, odkryv 2). Zde byl přechodně odkryt profil o mocnosti kolem 2 m, v délce asi 10 m (obr. 3). Na bázi profilu bylo možno sledovat světle šedý až bělavě šedý štěrku s podpůrnou strukturou valounů až podpůrnou strukturou písčité matrix. Valouny byly dobře zaoblené, jejich velikost dosahovala max. 10 cm, převažovaly však klasty o velikosti většinou do 3 cm. Na protáhlých či diskovitých valounech bylo možno sledovat imbrikaci (A kolmo). Těleso štěrku mělo mocnost více než 30 cm a bylo opakovaně amalgamováno, na což ukazovala také přítomnost čočkovitých poloh světle zelenošedého rezavě skvrnitého horizontálně laminovaného jílovitého písku (facie Sh). Písčité čočky měly korytovitou bázi i svrchní hranici, jejich mocnost dosahovala maximálně 10 cm a délka 40 cm (erozní relikt). V nadloží byla dokumentována také asi 30 cm mocná poloha štěrku s podpůrnou strukturou valounů. Dobře zaoblené valouny dosahovaly velikost 15 cm, přičemž převažovaly valouny o velikosti kolem 7 cm. Byla popsána imbrikace (A kolmo i A rovnoběžně) a směr transportu je možné předpokládat k SV. Štěrku lze označit jako facii Gm ve smyslu Mialla (1997). Petrografické složení valounů (frakce nad 8 mm, 221 klastů) ukazuje na výrazné zastoupení bělavého křemene (25,7 %), především diskovitých (48 %), případně čepelovitých a sférického tvaru. Nejvýznamnější jsou však zastoupeny metamorfované horniny. Dominují především ruly (šedé, bělavé, načervenalé, muskovitické, muskoviticko-biotitické, případně turmalinické), které představují 51,8 %. Dále byly zjištěny svory (5,4 %), kvarcity (5,9 %), fylity (3,5 %), metavulkanity (1,0 %) a agregát křemen+živce (4,0 %). Nepříliš vysoké, ale významné zastoupení mají ve valounech také sedimentární horniny – drobnozrné slepence (0,5 %) a hnědavé arkóзовé pískovce (1,5 %). Zaoblení valounů je velmi proměnlivé. Byly hojně zjištěny jak zaoblené, tak i angulární klasty u jednoho typu horniny. Největší velikosti dosahují valouny rul. Byly zjištěny i poměrně velké valouny



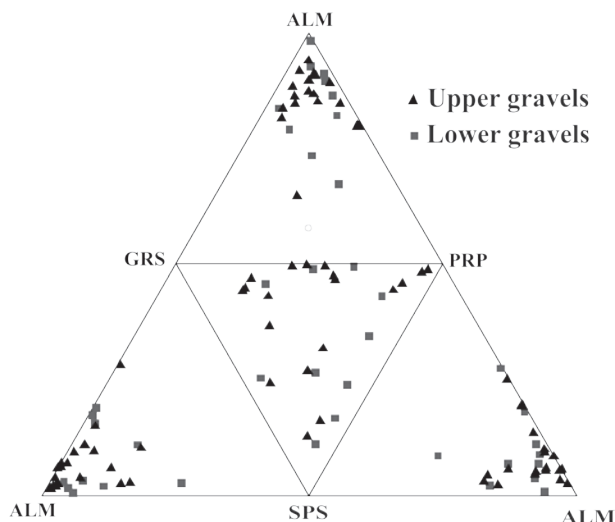
Obr. 3: Pohled na profil 2 – facie Gm, Sh, Sg, Fh a St.

Fig. 3: Situation on the artificial outcrop 2 – facies succession Gm, Sh, Sg, Fh and St.

křemene a kvarcitu (7 cm), slepence (6 cm) a svoru (5 cm). Ostatní horniny tvoří menší valouny.

V nadloží štěrku byla zjištěna max. 10 cm mocná poloha světle šedého středně zrnitého písku s občasnými izolovanými zaoblenými valouny o velikosti až 5 cm. Báze i svrchní hranice jsou ostré, nerovné (facie Sg). Tyto písky jsou kryty asi 10 cm mocnou vrstvou olivově zeleného až hnědozeleného jílovitého jemnozrného písku, horizontálně laminovaného. Horizontální laminace je podmíněna střídáním písčitéjších (tj. relativně hrubozrnějších) a jílovitějších lamin (facie Fh ve smyslu Mialla 1997). Svrchní hranice jílovitých písků je lehce zvlňená, erozní. V jejich nadloží se pak nachází asi 30 cm mocná poloha velmi hrubozrného písku korytovitě šikmo zvrstveného s izolovanými mázdrami jílu (facie St ve smyslu Mialla 1997). Asociace průsvitných těžkých minerálů ukazuje na dominanci amfibolu (28,5 %), granátu (20,6 %), případně epidotu (13,9 %), staurolitu (10,9 %) a disthenu (10,5 %). Zastoupení ostatních identifikovaných těžkých minerálů (rutil, apatit, monazit, zirkon, turmalín, spinel, sillimanit) dosahuje maximálně jednotek procent. Hodnota indexu ZTR (zirkon-turmalín-rutil) je 8,3.

Vzhledem k významnému zastoupení granátů v asociacích průsvitných těžkých minerálů byl zhodnocen i jeho chemismus (30 analýz). Dosažené výsledky (obr. 4, 5) ukazují na určitou shodu v chemismu granátů v rámci obou studovaných odkryvů. Granáty z odkryvu 2 (10 analýz) vykazují větší rozdíly v chemismu, relativně vyšší podíl složky grossulárové a spessartinové a nižší složky almandinové. Ve studovaných vzorcích je zřetelná dominance almandinové komponenty (90 % zrn v případě odkryvu 1 a 60 % zrn v případě odkryvu 2 má obsah ALM složky nad 50 %). V určitém množství jsou přítomny granáty s vyšším obsahem složky pyropové, spessartinové a grossulárové. Granáty lze pak klasifikovat jako ALM, ALM-PRP, ALM-SPS, ALM-GRS, někdy ALM-SPS-GRS, ALM-GRS, výjimečně GRS-PRP-ALM. Provenienci granátů lze hledat v metamorfovaných horninách, především pak v metapelitech, případně zčásti v granulitech. Jako málo pravděpodobná se jeví proveniencce z hornin brněnského masivu. V případě proveniencce z metamorfovaných hornin je výhodné studium chemismu rutilu (Force 1980, Zack



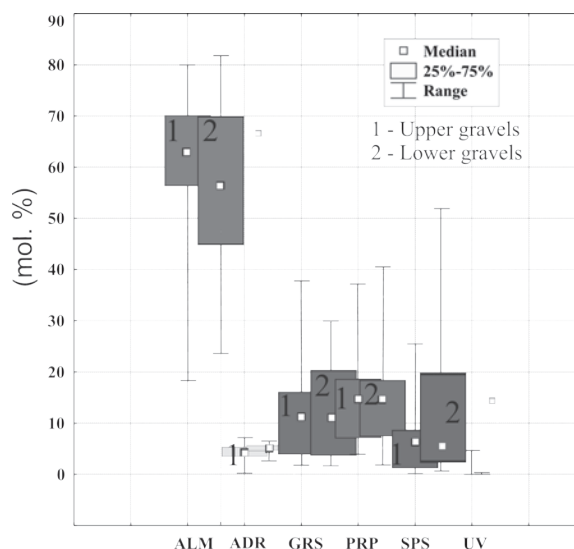
Obr. 4: Trojúhelníkové diagramy složení granátů.
Fig. 4: Composition of garnet in ternary diagrams.

et al. 2004a, Triebold et al. 2005). Za účelem provenience jsou převážně hodnoceny koncentrace Nb, Cr a Zr v rutilu (Zack et al. 2004a, Triebold et al. 2005). V případě studovaných štěrků bylo analyzováno celkem 13 rutilů. Koncentrace Nb se ve studovaných rutilech pohybuje v rozmezí 380–560 ppm (průměr 456,9 ppm), koncentrace Cr pak mezi 60 a 110 ppm (průměr 74,6 ppm) a koncentrace Zr mezi 200 a 240 ppm (průměr 210,8 ppm). Nebyly zjištěny výrazné rozdíly v chemismu z různých studovaných poloh štěrků. Relativně nízká koncentrace jak Nb tak i Cr může být interpretována jako doklad zdroje z metamorfických hornin a metamorfní teplota dle Zacka et al. (2004b) určena v rozmezí 667 °C a 690 °C (amfibolitová facie).

Interpretace

Sedimenty v rámci obou odkryvů lze interpretovat jako produkt fluvialní sedimentace. Řečiště bylo tvořeno řadou mělkých koryt s tvorbou štěrkových valů. Sedimentaci i migraci štěrkových valů představují facie Gm a Gt. Průtočné množství i pozice valů nebyla stabilní a docházelo také k opuštění dílčího koryta. O těchto procesech svědčí facie St, Sg, Sh, Sm, Fm, Fh, které dokladují migraci drobnějších písčitých těles po štěrkovém valu i opuštění koryta. Jemnozrnné sedimenty byly ve značné míře erodovány nadložními sedimenty štěrkových valů. Přestože odkryvy nedovolily architekturní analýzu, lze předpokládat laterální akreci valů. Tento typ fluvialní sedimentace je obvykle spojován s divočími řekami.

Zjištěná asociace průsvitných těžkých minerálů i petrografické složení valounů štěrků v prvním odkryvu se liší od typických hodnot, které byly zjištěny v širším okolí pro pleistocenní štěrky. Petrografické složení valounů, spolu s asociací těžkých minerálů matrix štěrků, je podobné hodnotám uváděným Novákem (1989), Čtyrokou et al. (1999) a Nehybou et al. (2006) pro sedimenty stáří ottang v širším okolí zájmové lokality. Lze předpokládat dominantní zdroj z intenzivně zvětralých hornin krystalinika a/nebo významnou roli redepozice ze starších sedimentů.



Obr. 5: Srovnání složení granátů ze studovaných odkryvů.
Fig. 5: Comparison of composition of garnets from deposits of studied outcrops.

Naopak asociace průsvitných těžkých minerálů písčitých vložek vykazuje podobnost s asociacemi známými ze sedimentů spodnobadenského stáří v širším okolí nálezu (Krystek 1983). Tyto rozdíly v provenienci lze vysvětlit rozdíly v délce transportu, průtočném množství, značně proměnlivých podmínkách depozice a rozdílné provenienci materiálu různých zrnitostních tříd. Primární zdrojové oblasti lze hledat především s. a sz. od zájmového prostoru – především v horninách moravika, české křídové pánve a karpatské předhlubně. Relativní výška povrchu těchto fluvialních sedimentů nad dnem údolí Svatky je 25–26 m, leží tedy níže než významná stratigrafická úroveň tuřanské terasy řazené do spodního pleistocénu.

Sedimenty v rámci druhého odkryvu lze vcelku jednoznačně považovat za pleistocenní fluvialní sedimenty řeky Svatky. Zdroje valounů lze umístit do hornin svrateckého krystalinika a moravika, sedimentární horniny pocházejí především z boskovické brázdy. Původ valounů křemene lze spatřovat jednak ve starších sedimentech (štěrky stáří ottang?), případně v produktech intenzivního zvětrávání. Asociace průsvitných těžkých minerálů však neukazuje na významnou roli resedimentace. Relativní výška povrchu fluvialních štěrkořísků nad údolním dnem Svatky je 10–11 m. Toto fluvialní těleso je možno zařadit ke spodním terasám v Brněnské kotlině, odpovídá 10 m terase Říkovského (1926), A – terase Zapletala (1927–28) či modřické terase (Zeman 1982). Pozici nelze v daném prostoru spojit se zbytkem erozní plošiny v nedalekém lomu na levobřeží Svatky. Relativní výška tohoto erozního povrchu nad dnem údolí Svatky je 19–20 m.

Vzájemné srovnání těchto dvou těles fluvialních sedimentů nabízí množství spekulací a úvah. V případě odkryvu 1 byly horniny brněnského masivu pokryty sedimenty neogenního stáří (ottang, spodní baden). Severněji (oblast v okolí Jinačovic, atd.) zcela dominovaly sedimenty stáří ottang, naopak v bližším okolí nálezu byly ještě zachovány sedimenty spodnobadenského stáří. Tyto sedimenty byly vodním tokem erodovány a rozplavovány. Je otázkou, zda

se ve studovaném případě (odkryv 1) jedná o sedimenty paleo-Svratky či o sedimenty jejího přítoku. Sedimenty karpatské předhlubně byly z bližšího okolí nálezu postupně vyklizeny, takže sedimenty nižší terasy mají svůj zdroj spojen dominantně s horninami krystalinika.

Poděkování

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

Literatura

- Demek, J. – Havlíček, M. – Kirchner, K. – Nehyba, S. – Petrová, P. – Bubík, M. – Gilíková, H. (2005): Příspěvek k poznání geologické situace na JV svahu Červeného kopce v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, XII, 8–11. Brno.
- Demek, J. – Mackovčín, P., eds. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – AOPAK ČR, 2. vydání. 582 s. 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.
- Karásek, J. – Valoch, K. (1996): Poznámky k novým odkryvům postbádenských štěrkopísků v Brně a okolí. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 80, 57–68. Brno.
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits. – Springer-Verlag, 1–582. Berlin.
- Musil, R. ed. (1982): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 1–283. Brno.
- Musil, R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 133–156, Moravské zemské Muzeum a sekce geologických věd PřF MU.
- Müller, P. – Novák, Z. – Bubík, M. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Eliáš, M. – Gilíková, H. – Gregerová, M. – Grym, V. – Hanák, J. – Hanžl, P. – Havlíček, P. – Hrádek, M. – Kadlec, J. – Krejčí, O. – Květoňová, E. – Melichar, R. – Müller, V. – Müllerová, H. – Novák, M. – Otava, J. – Pálenský, P. – Petrová, P. – Píše, J. – Sedlák, J. – Šmerdová, B. – Valoch, K. – Vít, J. (2000): Geologie Brna a okolí. – ČGÚ, 90s., Brno.
- Říkovský, F. (1926): Terasy dolní Svitavy a dolní Svratky. – Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy university 67, 1–17. Brno.
- Říkovský, F. (1932): Fluviatilní terasy střední Svratky. – 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.
- Zeman, A. (1982): Fluviální a fluviolakustrinní sedimenty Brněnské kotliny. – In: Musil, R. (ed.): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. – Studia geographica 80, 55–84. Brno.
- Zapletal, K. (1927–28): Geologie a petrografie okolí brněnského. – Časopis Moravského zemského musea, XXV, 67–111. Brno.

FOSILNÍ SESUVEM HRAZENÉ JEZERO V ÚDOLÍ BABÍNKU (VSETÍNSKÉ VRCHY): PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ HOLOCENNÍHO VÝVOJE RELIÉFU FLYŠOVÝCH KARPAT

Fossil landslide-dammed lake in the Babínek valley (Vsetínské vrchy Hills): contribution to understanding the Holocene relief development in the flysch Carpathians

Veronika Smolková, Tomáš Pánek, Jan Hradecký

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

(25-41 Vsetín)

Key words: Magura Unit, landslide damming, sedimentary record, radiocarbon dating, Holocene

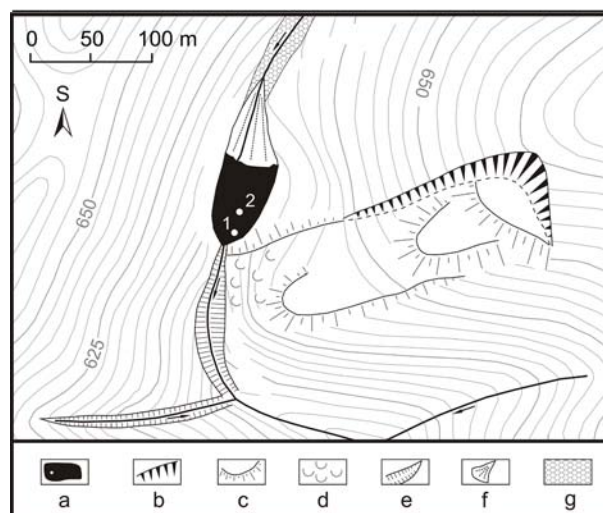
Abstract

Sedimentary sequences deposited in the fossil landslide dammed lake have been studied in the Babínek Brook valley. High variability of sediments in the stratigraphic profiles shows repeated changes in the depositional conditions connected with climatic changes during the Holocene. Radiocarbon dating of organic samples from different layers of the profiles sets the minimum age of the slope deformation (and of the beginning of the impoundment sedimentation) to the Boreal Chronozone ($8\,730 \pm 220$ BP) and pin-points the significant changes in the sedimentation dynamics during the Subboreal, Subatlantic and Subrecent Chronozones (5630 ± 150 BP – 610 ± 110 BP).

V současnosti je v rámci výzkumu svahových deformací v oblasti Vnějších Západních Karpat věnována mimořádná pozornost problematice jejich chronologie a dynamiky (Margielewski 2006, Pánek et al. 2007, Baroň 2004, Hradecký 2003). Data potřebná ke stanovení chronostratigrafie sesuvné aktivity jsou nejčastěji získávána pomocí analýzy sedimentárních sekvencí, vyplňujících technicky relativně přístupné interkoluviální deprese (např. Margielewski 2006, Hradecký – Pánek 2004) a sesuvy hrazená fosilní jezera (Haczewski – Kukulak 2004, Pánek et al. 2007). Radiokarbonovým datováním báze těchto depresí lze stanovit minimální stáří sesuvu, palynologická analýza a radiokarbonové datování vrstev různých typů sedimentů v rámci celého profilu pak může podat informaci o paleo-environmentálních podmínkách v době jejich vzniku (Margielewski 2006). Datováním báze sedimentů sesuvy hrazených jezer lze dokonce určit stáří sesuvu přesněji, protože reakce fluválního systému na zahrazení je téměř okamžitá v porovnání s počátkem sedimentace v interkoluviálních depresích, které může být zpožděno i o stovky let (Haczewski – Kukulak 2004). Příspěvek podává zprávu o výsledcích radiokarbonového datování fosilního sesuvem hrazeného jezera v horní části údolí toku Babínku (Vsetínské vrchy).

Svahová deformace zahrazující údolí je situována na levém svahu horního úseku toku Babínku v jižní části Vsetínských vrchů. Jedná se o rotační blokový sesuv (sensu Dikau et al. 1996) s výrazně asymetrickou odlučnou oblastí (obr. 1). Sesuv i celá okolní oblast je založena ve středně rytmickém flyši vsetínských vrstev zlínského souvrství, jež je součástí račanské jednotky magurské skupiny příkrovů. Litologicky se jedná o vrstvy glaukonitických pískovců střídajících se s vápnatými jílovci. Strukturní predispozice

sesuvu je daná průběhem vrstev (VJV–ZSZ), se kterým koresponduje směr odlučné hrany. Z morfologie sesuvu je patrné, že vznikl rotací a posunem jediného poměrně celistvého bloku, který byl ve svrchní části rozčleněn na dílčí menší bloky. Distální jižní část bloku byla dále erozně modelována levostranným přítokem Babínku, následkem čehož zde byly původní rysy svahové deformace smazány.

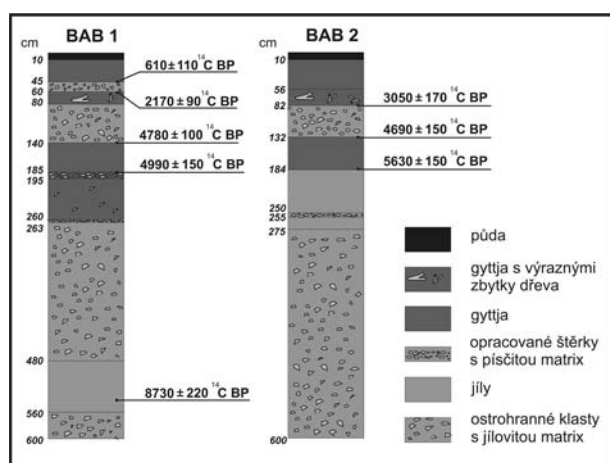


Obr. 1: Fosilní jezero hrazené rotačním sesuvem na horním toku Babínku: a – fosilní jezero s vyznačením místa vrtu (1 – BAB 1; 2 – BAB 2), b – odlučná oblast sesuvu, c – výrazný blok, d – akumulace sesuvu, e – erozní zářez, f – náplavový kužel, g – fluvialní sedimenty.

Fig. 1: Fossil lake dammed by a rotational landslide at the upper part of the Babínek Brook valley: a – fossil lake with the augering site, b – landslide scarp, c – individual block, d – landslide accumulation, e – erosion cut, f – alluvial fan, g – fluvial deposits.

Sesuv zahradil 115 m dlouhý úsek horského říčního údolí. Vznikl tak více než 6 m hluboký retenční prostor, kde následkem zmenšení energie vodního toku docházelo k akumulaci sedimentů. V současnosti je sesuvná hráz porušena hlubokým erozním zářezem vodního toku v místě kontaktu sesuvu a protějšího svahu. Retenční prostor je kompletně vyplněn sedimenty, do nichž je vodní tok jen mírně zařiznut.

Pomocí přenosné vrtné soupravy Eijkelkamp byly provedeny dva 6 m hluboké vrtvy (BAB 1, BAB 2) do sedimentární výplně fosilního jezera. Lokalizace vrtů je uvedena na obr. 1. Profily byly zdokumentovány a byly odebrány vzorky pro datování metodou ^{14}C se zřetelem na zjištění minimálního stáří sesuvu a zachycení změn v sedimentaci (tab. 1, obr. 2). Datování provedla Kyjevská radiokarbonová laboratoř v Kyjevě (Ukrajina).



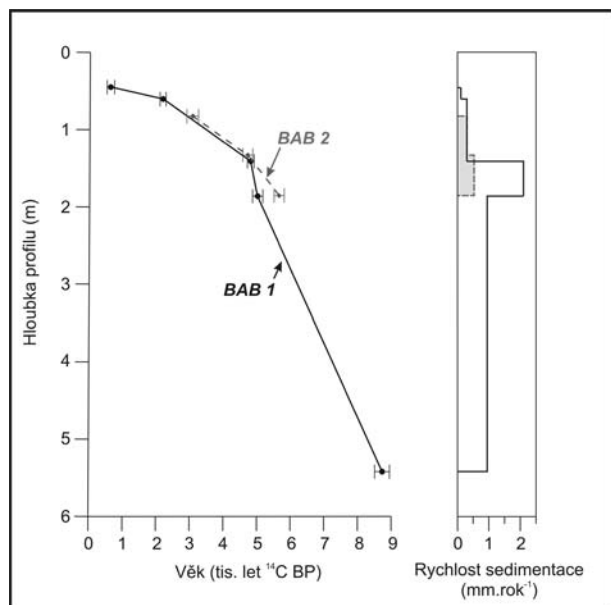
Obr. 2: Profily získané z vrtů BAB 1 a BAB 2 s vyznačením polohy datovaných vzorků. Na obou profilech lze pozorovat relativně časté změny dynamiky sedimentace v mladší polovině Holocénu. Fig. 2: Profiles acquired from the augerings BAB 1 and BAB 2 with position of the dated samples. Both profiles show rather frequent changes of the sedimentation dynamics, which took place in the younger Holocene.

V obou profilech se střídají různě mocné vrstvy jezerních, bažinatých, opracovaných fluviačních až ostrohanných proluviálních sedimentů (obr. 2), což poukazuje na změny sedimentačních podmínek, velmi dynamické zejména v mladší polovině holocénu (odpovídá cca horní polovině obou profilů na obr. 2). První výrazná změna je báze jezerních jílovitých sedimentů, zachycená vrtem BAB 1 v hloubce 560 cm. Je interpretována jako počátek klidné jezerní sedimentace, odpovídající vzniku sesuvné hráze. Datováním vzorku blízko báze (obr. 2) bylo určeno minimální stáří sesuvu do období boreálu (8730 ± 220 BP) a dobře koreluje s jednou z holocenních fází intenzifikace svahových procesů v Karpatech, stanovenou Margielewskim (2006). Nad následující mocnou vrstvou proluviálních sedimentů (blíže časově neurčenou) dochází na obou profilech ke změně dynamiky sedimentace, která přetrvává až do současnosti. Období s klidným (jezerně-bažinatým) sedimentačním režimem byla přerušována fluviační aktivitou, o čemž svědčí proložky dobře opracova-

ných šterků korytové facie a mocnější vrstvy proluviálních sedimentů. Datované úrovně dobře korelují se změnami klimatu. Stáří bází proluviálních sedimentů vždy odpovídá počátkům výrazných vlhkých period holocénu (SB₁ 4780 ± 100 BP resp. 4690 ± 150 BP; SA₁ 2170 ± 90 BP). Dvě datované vrstvy jezerně-bažinatých sedimentů odpovídají vrcholům vlhkosti klimatu a následným přechodům k relativně sušším obdobím holocénu (SB₁ 4990 ± 150 BP; SB₂₋₃ 3050 ± 170 BP). Ovšem nejmladší datovaný vzorek Ki-13732 (610 ± 110 BP), pocházející z báze nejsvrchnější vrstvy jezerně-bažinatých sedimentů z profilu BAB1 (obr. 2), stanovuje nastolení klidných sedimentačních podmínek na počátek humidní klimatické fáze. Reakce sedimentačních prostředí na klimatické změny samozřejmě může být různá, ovlivňovaná například vegetačním krytem v oblasti jednotlivých lokalit. Pro bližší určení paleoenvironmentálních podmínek je proto nutné použít také palynologickou analýzu. Klidná sedimentace mohla vznikat i v humidních fázích, například obnovením funkce sesuvné hráze reaktivizací svahové deformace, nebo uzavřením sedimentačního prostoru akumulací materiálu. Kromě akumulace docházelo v humidních periodách také k erozní činnosti toku, odnosu sedimentů a vzniku sedimentačních hiátů. Přítomností sedimentačního hiátu spojeného s erozní činností toku v období zvlhčování klimatu na přelomu atlantiku a subboreálu (5500–4900 BP dle Margielewski 2006) lze vysvětlit rozdílné stáří vzorků Ki-13729 a Ki-13733, odebraných ze stejné hloubky 185 cm (4990 ± 150 BP a 5630 ± 150 BP, obr. 2, tab. 1). Sedimentační hiát z tohoto období byl palynologicky identifikován v mnoha interkoluviačních depresích v polské části Karpat (Margielewski 2006), Skotska (Anderson et al. 1998 in Margielewski 2006) a také v lakustrinních sedimentech v centrální Itálii (Guilizzoni et al. 2002 in Margielewski 2006). Jako sedimentační hiát lze interpretovat také velký rozdíl ve stáří vzorků Ki-13731 a Ki-13732 (2170 ± 90 BP a 610 ± 110 BP), odebraných z hloubky 60 a 45 cm (obr. 2). Souvisí zřejmě s předposledním výraznějším humidním obdobím svrchního subatlantiku (900–1150 AD dle Margielewski 2006). Reakcí na konkrétní paleoenvironmentální poměry je také měnící se rychlost sedimentace. Absolutní hodnoty rychlosti sedimentace na studované lokalitě (obr. 3) nikterak nepřevyšují zjištěné hodnoty z interkoluviačních depresí v polské části Karpat (Margielewski 2006), spíše naopak. Týká se to rovněž relativně větší rychlosti jezerně-bažinaté sedimentace (cca 2 mm.rok⁻¹, obr. 3) v časovém úseku 4990 ± 150 BP až 4780 ± 100 BP (resp. 4690 ± 150 BP), která věkově odpovídá vrcholu chladné humidní klimatické fáze na přelomu atlantiku a subboreálu s následným přechodem k suššímu a teplejšímu klimatu a logicky by měla být nižší než např. sedimentace ve srážkově bohatších obdobích. Tento jev lze vysvětlit mnoha způsoby, například přítomností sedimentačních hiátů, které absolutní hodnoty rychlosti sedimentace mohou zmenšovat. K bližší interpretaci je potřeba většího množství dat (metoda ^{14}C , palynologická analýza).

Z dosavadních dat lze konstatovat, že změny charakteru sedimentace fosilního jezera Babínek jsou záznamem paleohydrologických podmínek v oblasti v období holo-

cénu, úzce souvisejících se změnami klimatu. V mladší polovině holocénu lze sledovat jejich vyšší dynamiku. V rámci studovaných profilů byly zjištěny minimálně dva sedimentační hiáty, které věkově odpovídají obdobím zvýšené aktivity vodních toků v povodí horní Visly (Starkel 1977). Podle předběžných výsledků zjištěné paleoklimatické změny odrážející se v sedimentaci dobře koreluji s poznatky z polské části Karpat a jiných částí Evropy (Margielewski 2006). Na závěr je nutno uvést, že k bližšímu určení paleoenvironmentálních podmínek studované lokality musí být použita také palynologická analýza.



Obr. 3: Závislost hloubky datovaných vzorků v profilech BAB1 (plná linie) a BAB 2 (čárkovaná linie) a jejich stáří. Chybovými úsečkami je vyjádřena směrodatná odchylka stáří vzorku. Vpravo schéma rychlosti sedimentace v obdobích mezi datovanými úrovněmi.

Fig. 3: Time-depth plots for the profiles BAB1 (solid line) and BAB 2 (dashed line). The dots with indication of the standard deviation show the sample age and depth. On the right is a scheme of the deposition rates between the dated layers.

Vzorek (hloubka v cm)	Labo-ratorní číslo	Věk ¹⁴ C (roky BP)	Kalendářní stáří (roky BC/AD)	Kontext datování
BAB 1,1 (540)	Ki-13728	8 730 ± 220	1σ 8 200–7 550 BC 2σ 8 500–7 200 BC	20 cm nad bází jílových jezerních sedimentů
BAB 1,2 (185)	Ki-13729	4 990 ± 150	1σ 3 960–3 650 BC 2σ 4 250–3 350 BC	báze jezerně-bažinatých organických sedimentů
BAB 1,3 (140)	Ki-13730	4 780 ± 100	1σ 3 660–3 500 BC 2σ 3 780–3 350 BC	báze fluvialně-proluviálních sedimentů
BAB 1,4 (62)	Ki-13731	2 170 ± 90	1σ 360–110 BC 2σ 400 BC–10 AD	báze fluvialně-proluviálních sedimentů
BAB 1,5 (45)	Ki-13732	610 ± 110	1σ 1 280–1 420 AD 2σ 1 180–1 420 AD	báze jezerně-bažinatých organických sedimentů
BAB 2,1 (182)	Ki-13733	5 630 ± 150	1σ 4 620–4 330 BC 2σ 4 850–4 050 BC	báze jezerně-bažinatých organických sedimentů
BAB 2,2 (132)	Ki-13734	4 690 ± 150	1σ 3 650–3 300 BC 2σ 3 800–2 900 BC	báze fluvialně-proluviálních sedimentů
BAB 2,3 (82)	Ki-13735	3 050 ± 170	1σ 1 460–1 040 BC 2σ 1 700–800 BC	báze jezerně-bažinatých organických sedimentů

Tab. 1: Radiokarbonové stáří organických vzorků získaných z profilů BAB1 a BAB2.

Tab. 1: Radiocarbon age of the organic samples acquired from the BAB1 and BAB2 profiles.

Poděkování

Príspevek vznikl v rámci řešení grantového projektu AV ČR č. KJB-301-870501 „Kvartérní geochronologie svahových deformací kulminační části Západních Beskyd: absolutní a relativní datování“, vedeného v letech 2005–2007 RNDr. Tomášem Pánkem, Ph.D.

Literatura

Baroň, I. (2004): Structure, dynamics and history of deep-seated slope failures in the Rača unit, Magura nappes, Outer Western Carpathians (Czech Republic). – Dizertační práce, 98 str., Masarykova univerzita. Brno.

Dikau, R. – Brunnsden, D. – Schrott, D. – Ibsen, M. L. (1996): Landslide recognition: identification, movement and causes. – 251 str., Willey. Chichester.

Haczewski, G. – Kukulak, J. (2004): Early Holocene landslide-dammed lake in the Bieszczady Mountains (Polish East Carpathians) and its evolution. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38, 83–96, PAN. Kraków.

Hradecký, J. (2003): Příspěvek k poznání chronologie sesuvů v oblasti Slezských Beskyd. – In: Mentlík, P. (Ed.): *Geomorfologický sborník 2: Stav geomorfologických výzkumů v roce 2003*, 271–278, Západočeská univerzita. Plzeň.

Hradecký, J. – Pánek, T. (2004): Příspěvek k poznání stáří svahových deformací v Jablunkovské brázdě a české části Slezských Beskyd. – *Geol.výzk.Mor.Slez.* v r. 2003, 88–90. Brno.

Margielewski, W. (2006): Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). – *Folia Quaternaria*, 76, 149 str., PAU. Kraków.

Pánek, T. – Smolková, V. – Hradecký, J. – Kirchner, K. (2007): Landslide dams in the northern part of Czech Flysch Carpathians: geomorphic evidences and imprints. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41, 77–96, PAN. Kraków.

Starkel, L. (1977): *Paleogeografia holocenu*. – 362 str., PWN, Warszawa.

MEZOZOIKUM

MESOZOIC

STRATIGRAFIE KŘÍDOVÝCH PESTRÝCH OCEÁNSKÝCH VRSTEV KARPATSKÉHO FLYŠE NA MORAVĚ

Stratigraphy of the Cretaceous Oceanic Red Beds of the Carpathian Flysch in Moravia

Miroslav Bubík¹, Petr Skupien², Lilian Švábenická³

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

² Institut geologického inženýrství, VŠB-TU Ostrava, 17. listopadu, 708 33 Ostrava; e-mail: petr.skupien@vsb.cz

³ Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha; e-mail: lilian.svabenicka@geology.cz

(25-14 Valašské Meziříčí)

Key words: Carpathian Flysch, Cretaceous, oceanic red beds, biostratigraphy, foraminifera, dinoflagellata, nannofossils

Abstract

Cretaceous Oceanic Red Beds are widely distributed through individual tectonic units of the Carpathian Flysch. New stratigraphic research of these strata using integrated biostratigraphy (Foraminifera, Dinoflagellata, calcareous nannofossils) was done in the Silesian, Foremagura, Rača, Bílé Karpaty units and Ultrahelvetikum at the territory of the Czech Republic. Total range of the red beds was proven from the Albian to the Lower Paleocene. Its base and top is heterochronous in different facial zones. The red beds reached their maximum spatial extent during the Turonian. Generally, the time span of the red beds is gradually reduced from abyssal to slope facies and from inner to outer zones. The influx of terrigenous organic matter terminated the red beds in the Carpathian Flysch.

Úvod

Červené křídové oceánské vrstvy představují v hlubokomořských sedimentech globálně rozšířený fenomén odrážející zásadní změnu v ukládání organického uhlíku v oceánu. Sedimenty se vyznačují červenohnědými až červenými barvami způsobenými hematitovým pigmentem. Vznik červených oceánských vrstev je spojován s oxickými oligotrofními podmínkami a nízkou rychlostí sedimentace (Hu et al. 2005). Pestré vrstvy charakterizované střídáním červených, šedých a zelených odstínů pak představují přechod od červených oceánských vrstev do šedých facií zpravidla v důsledku přínosu organické hmoty turbiditními proudy. V minulých letech se studium tohoto tématu stalo předmětem mezinárodní spolupráce v rámci korelačního projektu IGCP 463. Korelační projekt byl iniciován objevem červených vrstev v jižním Tibetu, na jejichž základě byl definován pojem „Cretaceous Oceanic Red Beds – CORB“ (Wang et al. 1999). Korelace v rámci projektu IGCP 463 nemohly pominout evropské alpidy včetně karpatského flyše na našem území, kde svrchnokřídové červené (resp. pestré) vrstvy jsou známy již déle než sto let (pestré jílovce, couches rouges, Scaglia Rossa atd.). Výsledky shrnuté v této práci byly získány během řešení projektu podporovaného grantem GAČR č. 205/05/0917: „Svrchnokřídové oceánské pestré vrstvy české části Vnějších Západních Karpat; sedimentologie, biostratigrafie, geochemie“. Zároveň výsledky výzkumu přispěly k mezinárodním korelacím v rámci IGCP Project 463 (Skupien et al. v tisku).

Materiál a metodika

V rámci projektu byly nově studovány vybrané profily v různých faciálních zónách karpatského flyše (tab. 1). Ve slezské jednotce byly studovány jak ve svahové kelčské facií, tak v úpatní-vějířové facií godulské. V kelčské facií se jednalo

o řadu izolovaných výchozů s vrstevním sledem porušeným zlomy. Oproti tomu profil Bystrý (Skupien – Vašíček 2003) v godulské facií považujeme za téměř souvislý, jen s několika intervaly zakrytými kvartéřními sedimenty (obr. 1). V předmagurské jednotce byly studovány tři profily s tektonicky vyválcovaným vrstevním sledem. V račanské jednotce byly studovány čtyři relativně souvislé profily, které však představují jen fragmenty celého vrstevního sledu červených vrstev této jednotky. Obecně, spodní pelitickéjší část souvrství je tektonicky mnohem více postižena. V bělokarpatké jednotce byly červené vrstvy studovány ve facií abysálních jílu (hlucká facií). Pro úpatní vlárskou facií byla využita dříve publikovaná biostratigrafická data z profilů Svinárský potok 41B a 46B, Snoh 123B, Janegov Mlyn 16, Velký Lopeník 13 až 15 a Javorina 31 (Švábenická et al. 1997, Bubík 1995). Z bělokarpatké jednotky jsou z regionálně geologického hlediska vyčleňovány tzv. púchovské slíny od Hluku a řazeny k ultrahelvetiku. Nově byl revidován jediný povrchový výchoz v Hluku – potok Okluky. Dále byla použita publikovaná data z vrtu Hluk HAG-1 a rýhy 1R (Švábenická et al. 1997, Bubík 1995). V jednotkách ždánické a podslezské nebyly dosud křídové pestré vrstvy zjištěny.

Hlubokomořské aglutinované foraminifery jsou běžnými mikrofosíliemi červených a pestrých vrstev a v případě červených jílovců často jediným fosilním záznamem. Vápnné nanofosílie jsou přítomny ve vápnných jílovcích a slínech kelčské facií slezské jednotky, předmagurské jednotky a ultrahelvetika. Bývají obsaženy rovněž v tenkých turbiditních horizontech vápnných jílovců až slínovců v jinak nevápnných hemipelagitech račanské a bělokarpatké jednotky, zejména v campanu a výše. Totéž platí pro planktonické foraminifery. Fosilní záznam dinoflagellát je dobrý prakticky ve všech studovaných faciích. V červených a pestrých vrstvách se nicméně cysty vyskytují

zpravidla jen v šedých a zelených vložkách. Silicifikované kostry radiolárií se zachovalou morfologií jsou hojné ve spodnoturonských pestrých vrstvách kelčské facie slezské jednotky, dosud však nebyly studovány.

Foraminifery byly získány standardními laboratorními postupy a plaveny na sítu 0,063 mm. Biostratigrafická interpretace planktonických foraminifer byla provedena podle manuálu Premoli – Silva – Verga (2004), aglutinovaných foraminifer podle zonace Geroch – Nowak (1984). Vápnité nanofosílie byly separovány dekantací (frakce 3–30 µm). Těžší frakce byla odstraněna sedimentací po dobu 3 min. Jemná frakce byla slita po 45 min. Biostratigrafické vyhodnocení nanofosilií bylo provedeno pomocí UC zonace Burnett (1998) a standardních paleogenních NP zón Martini (1971). Palynologické vzorky byly rozpouštěny v HCl (38 %) a HF (40 %). Palynomorfy byly separovány na polyetylenovém sítu 0,02 mm a montovány do glycerinové želatiny. Taxonomie cyst dinoflagelátů se řídí indexem Williams et al. (1998). Stratigrafická interpretace dinocyst se opírá o práce Roncaglia – Corradini (1997), Stover et al. (1996), Williams et al. (2004) aj.

Trvalé palynologické preparáty jsou uloženy na Institutu geologického inženýrství VŠB – TU, Ostrava. Preparáty vápnitého nanoplanktonu jsou uchovány v kolekci L. Švábenické na ČGS v Praze. Dokladové úlomky hornin, rezidua z plavení a fosilní materiál foraminifer je uložen na ČGS v Brně.

Godulská facie slezské jednotky

Tato facie, označovaná též jako godulský vývoj, představuje převážně pískovcovo-jílovcový flyš uložený pod kompenzační hloubkou kalcitu (CCD) v rámci mohutného turbiditního vějíře na kontinentálním úpatí. Celková mocnost svrchní křídý dosahuje 3 500 m.

Souvislý profil červenými/pestrými vrstvami byl studován v defilé Bystrého potoka (obr. 1). Fosilní záznam tvoří aglutinované foraminifery a dinocysty. Vápnitý nanoplankton chybí, přestože vápnité jílovce nejsou vzácností. Podloží červených vrstev je lhotecké souvrství tvořené šedými až zelenošedými bioturbovanými jílovcí s tenkými vložkami turbiditních pískovců až písčitých vápenců. Společenstva dobře zachovalých dinocyst *Litosphaeridium conispinum*, *L. siphoniphorum*, *Ovoidinium verrucosum* a *Palaeohystrichophora infusorioides* dokládají nejvyšší alb až spodní cenoman. Indexový druh planktonické foraminifery *Biticinella breggiensis* i aglutinovaný bentos s *Haplophragmoides falcatosuturalis* toto zařazení potvrzují. Nejvyšší člen lhoteckého souvrství je tvořen světle šedým jílovcovo-prachovcovým flyšem s několika vložkami černošedých jílovců s rybími zbytky, křemitých prachovců a rohovců. Výskyt dinocyst *Epelidosphaeridia spinosa*, *Exochosphaeridium bifidum* a *Trigonopyxidia ginella* indikuje spodní až střední cenoman.

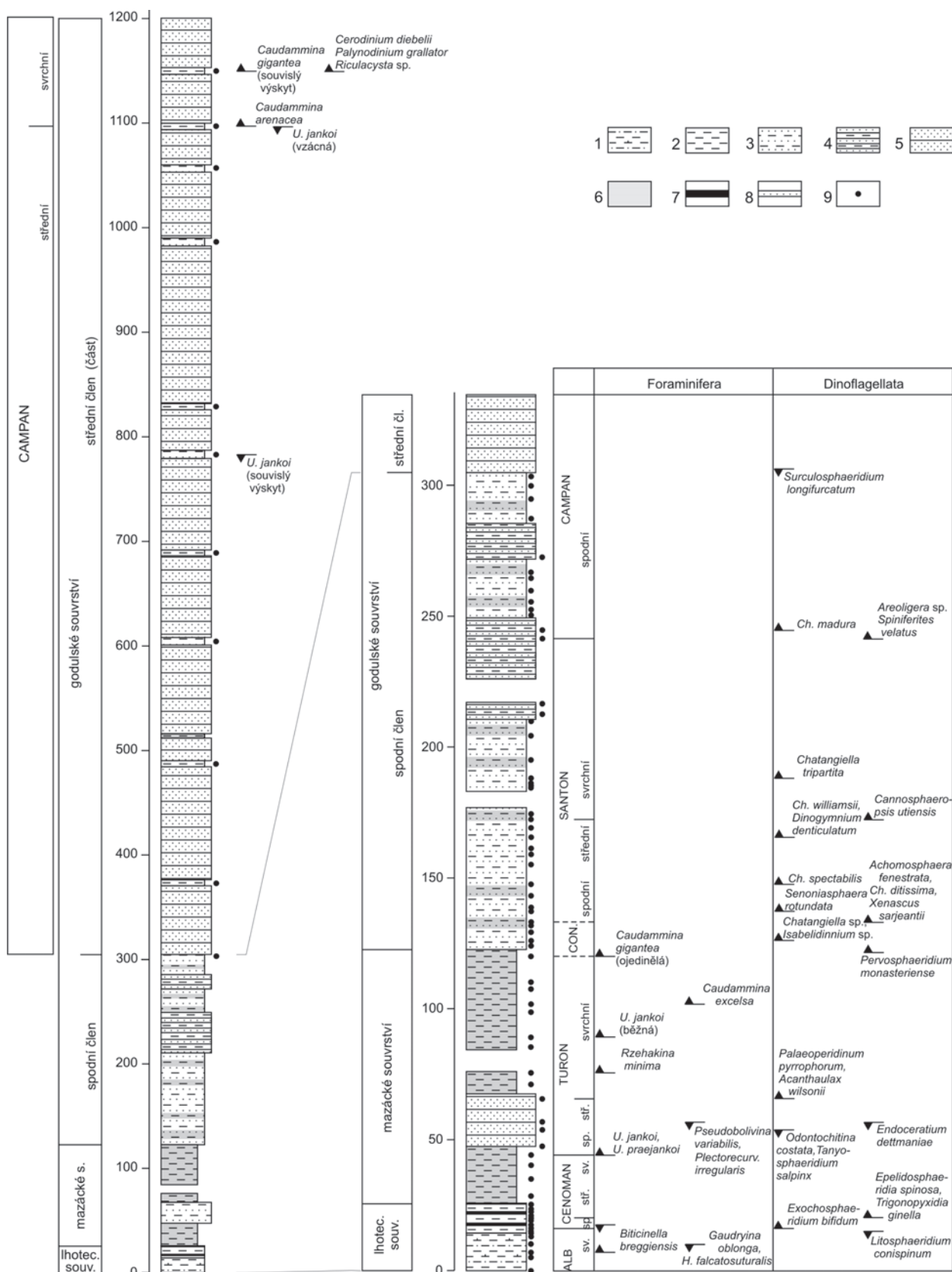
Báze oceánských červených vrstev a zároveň mazáckého souvrství klademe na první izolovanou tenkou vložku červenohnědého jílovce. Převládající litologií souvrství jsou červenohnědé až červené jílovce místy šedě a zelenošedě páskované, výše s tenkými vložkami šedých křemitých pískovců. V nižší části souvrství se vkládá 20 m mocné těleso středně rytmického pískovcového flyše, které patrně laterálně zastupuje ostravické pískovce. Mocnost souvrství je 94 m. Nejhojnějšími mikrofosiliemi jsou aglutinované foraminifery. Na první výskyt *Uvigerinammina jankoi* 18,4 m nad bází červených vrstev klademe bázi turonu, ačkoli drobné formy *Uvigerinammina* se vyskytují prokazatelně již v cenomanu (viz račanská jednotka). Pozoruhodné jsou neobvykle časné nástupy druhů *Rzehakina minima* a *Caudammina gigantea* ve vyšší části souvrství. Chudé společenstvo dinocyst s *Palaeoperidinium pyrophorum* a *Acanthaulax wilsonii* z tělesa písčitého flyše indikuje svrchní turon. Ve stropu souvrství a výše se postupně objevují coniacké druhy *Pervosphaeridium monasteriense*, *Chatangiella ditissima*, *Ch. madura* a *Isabelidinium*.

Godulské souvrství tvoří nadloží mazáckého, pestrá sedimentace však přetrvává. Spodní člen (oddíl) godulského souvrství je tvořen drobně až středně rytmickým flyšem s šedými jílovcí a několika úseky s pestrými jílovcí. Jejich barvy jsou však méně intenzivní: červenošedé, načervenalé hnědošedé a hnědošedé. Spodní člen uzavírá dvě 38 a 13 m mocná tělesa pískovcového flyše. Objevení dinocyst *Dinogymnium denticulatum*, *Isabelidinium* sp., *Senoniasphaera rotundata* a *Xenascus sarjeantii* asi 10 m nad bází spodního členu indikuje santonské stáří. Výše se objevuje *Cannosphaeropsis utiensis*, jehož nástup je různými autory uváděn ve svrchním santonu až spodním campanu. Bázi campanu dokládá nástup *Spiniferites velatus* a *Chatangiella madura* ve spodnějším tělese pískovcového flyše.

Tektonická jednotka – facie	List mapy	dok. bod.	Profil	Začátek profilu
slezská j. – godulská f.	25-232		Bystrý potok	49°31.01'N 18°16.89'E
slezská j. – kelčská f.	25-142	MB17–MB16	Němetice	49°30.77'N 17°51.32'E
slezská j. – kelčská f.	25-142	MB25	Choryně	49°30.29'N 17°53.59'E
slezská j. – kelčská f.	25-142	MB1–MB8	Jasenice	49°31.11'N 17°59.00'E
předmagurská j.	25-243	MB22	Smradlavá	49°25.91'N 18°26.98'E
předmagurská j.	25-243	MB18–MB21	Javořínský p.	49°25.94'N 18°27.01'E
předmagurská j.	25-243	205	Šorštýn	49°26.61'N 18°28.70'E
račanská j.	25-243	MB16	Smradlavá	49°24.94'N 18°26.82'E
račanská j.	25-234	MB53–MB56	Bučkový	49°24.99'N 18°18.19'E
račanská j.	25-233	MB5–MB10	Dražiska	49°25.53'N 18°05.09'E
račanská j.	25-243	13	Salajka	49°24.33'N 18°24.30'E
ultrahelvetikum	35-112	32	Hluk – Okluky	48°58.80'N 17°30.53'E
bělokarpatská j. – hlucká f.	35-131	62–47	Mandát	48°49.27'N 17°23.56'E

Tab. 1: Studované profily v karpatském flyši.

Tab. 1: Studied sections in the Carpathian flysch.



Obr. 1: Stratigrafie měřeného profilu Bystrý. 1 – prachovcovo-jílovcový flyš, 2 – nevápnité jílovce, 3 – drobně rytmičkový 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: Stratigraphical correlation chart of measured 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.

Střední člen godulského souvrství se vyznačuje hrubě lavicovitým pískovcovým flyšem s podřízenými drobně rytmickými polohami. Tento člen definitivně ukončuje sedimentaci pestrých vrstev, ačkoli poslední izolovaný horizont hnědočerveného jílovce byl pozorován 200 m nad bází členu. Poslední výskyt foraminifery *Uvigerinammina jankoi* 794 m nad bází středního členu lze přibližně korelovat s bází svrchního campanu. Potvrzuje to i začátek souvislého výskytu *Caudammina gigantea* a společenstvo dinocyst s *Cerodinium diebelii*, *Palynodinium grallator*, *Paleocystodinium golzovense*, *Raetiaedinium truncigerum*, *Spongodinium delitiense*, *Areoligera* a *Riculacysta*.

Kelčská facie slezské jednotky

Jedná se o svahovou facii slezské jednotky s vysokou převahou jílovců. Celkovou mocnost sedimentů svrchní křídly lze odhadovat na několik set metrů. Podloží pestrých oceánských vrstev jsou šedé a zelenošedé bioturbačně tmavě skvrnitě vápnité jílovce jasenického souvrství. Bohatě společenstvo dinocyst s *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Ovoidinium verrucosum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xenascus* sp. a vápnité nanofosílie *Eiffellithus turriseiffelii* v nejmladší části souvrství dokládají stáří nejvyššího albu až spodního cenomanu.

Pestré vrstvy jsou součástí němetického souvrství. V typové oblasti u Němetic bylo nově pozorováno v pestrých vrstvách s převahou zelenošedých jílovců několik 0,5 až 10 cm mocných horizontů černošedých vápnitých jílovců. Horizonty obsahují izolované zbytky ryb, hojně planktonické foraminifery *Whiteinella praehelvetica*, *W. baltica*, *Dicarinella hagni*, *Heterohelix globulosa* a společenstvo vápnitých nanofosílií s *Quadrum intermedium* (5 segmentů) zóny UC5b–c odpovídající nejvyššímu cenomanu až ?nejnižšímu turonu. Mladší společenstvo nanofosílií s *Eprolithus moratus* a vzácně *Quadrum gartneri* patří do zóny UC6c–?UC7 korelované s nižším spodním turonem. Šedé slínovce z jiné tektonické šupiny v Němeticích obsahovaly nanofosílie *Lithastrinus septenarius* a *Marthasterites furcatus* zóny UC9a vyššího středního turonu a vzácně planktonické foraminifery *Marginotruncana pseudolinneiana* a *Helvetoglobotruncana helvetica*. Společenstva dinocyst s *Apteodinium spinosum*, *Atopoinium cretaceum*, *Dinopterygium cladoides* a *Heterosphaeridium difficile* od Němetic dokumentují spodno- až svrchnoturónské stáří. U Choryně byl ve vyšším spodním turonu zaznamenán výskyt nanofosílie *M. furcatus*.

Nadloží němetického souvrství je souvrství milotické tvořené převážně šedými a tmavošedými proměnlivě vápnitými jíly s písčito-prachovitou příměsí. Vzácně se ještě mohou vyskytnout tenké červenohnědé horizonty a tenké polohy pískovců. Spodnosantonské stáří v milotickém souvrství u Choryně je doloženo výskytem nanofosílií *Prediscosphaera grandis*, *Lithastrinus grillii* a *Marthasterites furcatus* zóny UC11c a společenstvo dinocyst *Endoscrinium campanula*, *Dinogymnium denticulatum*, *Senoniasphaera protrusa* a *Spiniferites velatus*.

Předmagurská jednotka

Předmagurská jednotka vystupuje v úzkých tektonických šupinách podél čela račanské jednotky. Tektonické

vyvácování vrstevního sledu značně komplikuje studium litostratigrafie jednotky. Ve svrchní křídě zcela převažují jílovce. Pro odhad jejich mocnosti není dost podkladů. Sedimentace probíhala pod kalcitovou lyzoklinou.

Za podloží pestrých vrstev lze považovat černošedé nevápnité prachovité jílovce s čočkami a deskami hnědozelenošedých, tmavě skvrnitých nevápnitých prachovců nově objevené v Javořinském potoce u Bílé. Dinocysty *Epidiosphaeridia spinosa*, *Palaeohystrichophora infusorioides* a *Pervosphaeridium pseudhystrichodinium* dokládají stáří nejvyšší alb–spodní cenoman. Společenstvo palynomorf obsahuje až 50 % kontinentálního materiálu (pyly, spory) a je obdobou společenstva svrchní části lhoteckého souvrství. O litostratigrafickém zařazení těchto sedimentů zatím není rozhodnuto. Může jít o nové souvrství.

Pestré vrstvy mají charakter převážně vápnitých zelenošedých, šedo zelených a šedých jílovců s podřízenými červenohnědými polohami. Nevhodně jsou označovány jako podmenilitové souvrství. Tafocenózy foraminifer jsou směsí hlubokomořských „flyšových“ druhů, marssonellové fauny a vzácněji vápnitého bentosu i planktonu. Bentózní druhy *Uvigerinammina jankoi*, *Bulbobaculites problematicus*, *Tritaxia subparisiensis* i planktonické druhy *Dicarinella concavata* a *Marginotruncana sinuosa* dokládají stáří v rámci intervalu santon–campan. Společenstva nanofosílií dokumentují několik stratigrafických úrovní: báze santonu (zóna UC11c s *Lithastrinus grillii* a *Prediscosphaera* sp. cf. *P. grandis* sensu Burnett 1998), nižší spodní campan (zóna UC14 s *Broinsonia parca constricta*, Smradlavá), vyšší spodní campan (zóna UC15cTP s *Uniplanarius sissinghii*, Javořinský potok). Společenstva dinoflagelát s *Achomospaera fenestrata*, *Chatangiella madura*, *Glaphyrocysta* sp. dokládají campanské stáří. Hojně *Cerodinium diebelii* charakterizuje svrchní campan (Javořinský potok).

Račanská jednotka

Svrchní křída račanské jednotky má převážně charakter hemipelagických jílovců a drobně rytmického flyše uložených pod CCD. Od campanu byla tato sedimentace zatlačována progradujícími turbiditními vějíři.

Podloží červených/pestrých vrstev je tence až středně rytmický flyš rajnochovického souvrství charakteristický černošedými převážně nevápnitými jílovci někdy s šedo zelenými hemipelagickými vložkami. Strop souvrství datují vápnité nanofosílie *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lithraphidites acutus* a *Corollithion kennedyi* v rozsahu střední až nižší svrchní cenoman (Švábenická et al. 1997). Tyto vrstvy obsahovaly drobné exempláře foraminifery *Uvigerinammina* gr. *jankoi*, což je linie považovaná většinou autorů za vůdčí pro turon. Svrchní část souvrství rovněž poskytla hojně dinocysty *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Ovoidinium verrucosum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xenascus ceratiooides*, *Xiphophoridium alatum* atd.

Červené/pestré vrstvy jsou součástí kaumbergského souvrství. 0,5 až 4 cm mocné horizonty černošedých jílovců ve spodní části souvrství lze korelovat s anoxickou událostí při hranici cenoman/turon (AOE2). Uvnitř souvrství se vyskytují sekvence drobně rytmického jílovcovo-prachovcového nebo pískovcovovo-jílovcovového flyše. Lokálně se

vyskytují skluzová tělesa jílovců nebo nevytříděných jílovito-prachovitých pískovců. Nejvyšší člen souvrství je tvořen drobně až hrubě rytmickým pestrým jílovcovo-pískovcovým flyšem. Celková mocnost souvrství je odhadována na 300 až 400 m. Společenstva aglutinovaných foraminifer patří k zónám *Uvigerinamina jankoi* a *Caudamina gigantea*. Tenké vložky černošedých jílovců v pestrých vrstvách na lokalitě Dražiska poskytly bohaté společenstvo dinocyst *Odontochitina perforata*, *Senoniasphaera rotundata*, *Subtilisphaera points-mariae* dokládající spodní turon. Stratigraficky vyšší společenstvo s prvním výskytem *Chatangiella ditissima*, *Ch. verrucosa*, *Senoniasphaera protrusa*, *Xenascus perforatus* a posledním výskytem *Xiphophoridium alatum* odpovídá spodnímu santonu až spodnímu campanu (Smradlavá). Nejvyšší část kaumbergského souvrství s prvním výskytem *Laciniadinium biconiculum* a posledním výskytem *Palaeohystrichophora infusorioidea* a *Surculosphaeridium longifurcatum* lze korelovat s vyšším středním campanem (Salajka). Nejvyšší člen kaumbergského souvrství charakteru pestrého flyše obsahoval vložky pestrých slínovců a šedého vápenného jílovce, z kterého byly získány vápenné nanofosilie *Ceratolithoides aculeus*, *C. arcuatus*, *Uniplanarius sissinghii*, *Broinsonia parca parca*, *Prediscosphaera grandis* (úlomky), *Rucinolithus hayi*, *Reinhardtites levis* zóny UC15d–eTP dokládající stáří nižšího svrchního campanu (Bučkový).

Nadloží červených/pestrých vrstev a zároveň kaumbergského souvrství tvoří soláňské souvrství charakteru drobně až hrubě rytmického pískovcovo-jílovcového až pískovcového flyše. V rámci celého souvrství se však objevují vzácně izolované polohy a laminy červenohnědých jílovců, dokumentující obnovení oligotrofního oxického prostředí i v oblasti turbiditního vějíře.

Ultrahelvetikum

Tzv. púchovské slíny vystupující v tektonických šupinách v čele bělokarpatkého příkrovu u Hluku lze srovnávat s obdobnými sedimenty Hauptklippenzone Vídeňského lesa patřícím k ultrahelvetiku (Bubík 1995). Jedná se o batyální hemipelagity, které se uložily blízko kolísající lyzokliny kalcitu pravděpodobně na vnitropánevní elevaci (podmořský hřbet?, goyot?). Dominantní litologií jsou červené slíny a slínovce, vzácně šedě skvrnitě nebo páskované. Na jediném povrchovém výchozu vykazují cyklické střídání slínu a slínovce, které by mohlo představovat Milankovičovy cykly. Nadloží ani podloží červených vrstev není známo. Mocnost zastížená vrty nepřesahuje 100 m.

Stratigrafický rozsah dosud dokumentovaný na základě bohatého obsahu vápenných nanofosilií a foraminifer je svrchní campan–maastricht. Společenstvo nanofosilií s *Uniplanarius trifidus*, *Broinsonia parca*, *Arkhangelskiella cymbiformis* a *Reinhardtites levis* dovoluje zařazení v rozsahu zón UC15dTP–?UC17 odpovídajících svrchnímu campanu až ?bázi maastrichtu. Svrchní maaastricht je doložen výskytem indexové foraminifery *Abathomphalus mayaroensis* ve vrtu Hluk HAG-1 a rýze 1R (Bubík 1995). Slíny neobsahují organickou hmotu a tudíž ani nevápnité dinocysty.

Hlucká facie bělokarpatské jednotky

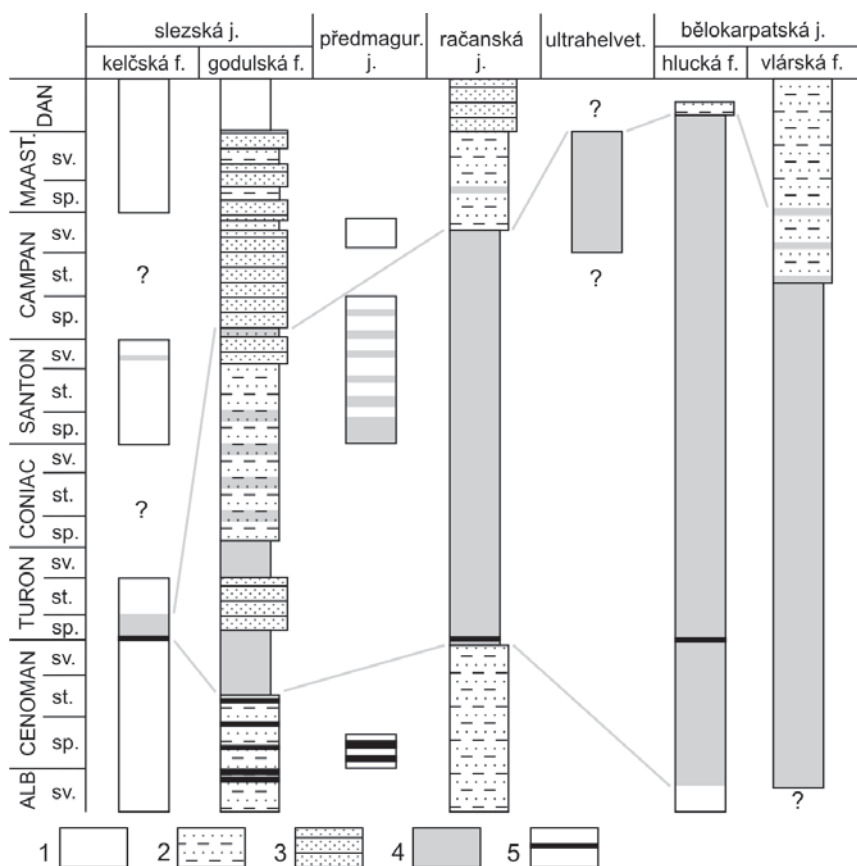
Jako hluckou facii označujeme sukcesi tvořenou hluckým, kaumbergským, svodnickým, nivnickým a kuželovským souvrstvím (barrem–eocén) rozšířenou v čelní a centrální části bělokarpatského příkrovu. Podloží červených vrstev je hlucké souvrství sestávající ve své svrchní části převážně z černošedých a šedozeleňých nevápnitých jílovců. Sedimentovaly v hypoxickém prostředí pod CCD. Společenstvo aglutinovaných foraminifer zóny *Plectorecurvoides alternans* s *Haplophragmoides falcatosuturalis* dokládá stáří v rámci intervalu svrchní alb–cenoman.

Červené vrstvy jsou tvořeny převážně červenohnědými nevápnitými jílovcí a jíly kaumbergského souvrství. Izolované šedé a černošedé horizonty se vyskytují při hranici cenoman/turon. Červené pelity často obsahují diageneticky vzniklé mikrokonkrece manganolitu. Pelity neobsahují vápenné nanofosilie ani dinocysty. Obsahují však bohatá společenstva abysálních aglutinovaných foraminifer, které dokumentují biozóny *Plectorecurvoides alternans*, *Bulbobaculites problematicus*, *Uvigerinamina jankoi* a *Caudamina gigantea*. Tyto biozóny dokládají rozsah červených vrstev (?svrchní alb až maastricht. Nález „*Trochammina*“ sp. 4 (sensu Bubík 1995) v nejvyšší části červených vrstev na lokalitě Mandát ukazuje dokonce na paleocén. Vápenné nanofosilie *Cruciplacolithus intermedius*, *C. tenuis* a *Sullivania danica* v první vložce šedých vápenných jílovců v bezprostředním nadloží červených vrstev nastupují na bázi zóny NP3 (dan). Dinocysty *Cerodinium diebelii*, *Hystrichokolpoma cincta*, *Paleocystodinium golzovense*, *Riculacysta perforata* a *Senoniasphaera inornata* toto zařazení potvrzují. Červené vrstvy hlucké facie sedimentovaly v oligotrofních oxických podmínkách klasticky podvyživené abysální plošiny. Vedle litologie to dokládá charakteristická foraminiferová fauna (Bubík 1995).

Za nadloží červených vrstev v hlucké facii je považováno flyšové svodnické souvrství. V tomto případě by se mělo s červenými pelity kaumbergského laterálně zastupovat přinejmenším v rozsahu campan až nižší dan. Indicie tohoto zastupování (červené horizonty ve svodnickém nebo turbidity v kaumbergském souvrství) však chybí.

Vlárská facie bělokarpatské jednotky

Vlárská facie (vývoj) má na rozdíl od hlucké větší zastoupení psamitů a tvoří samostatný subpříkrov v tylové části bělokarpatské jednotky. Červené oceánské vrstvy vlárské facie se nijak neliší od obdobných sedimentů hlucké facie až po spodní campan. Aglutinované foraminifery dokládají stejné paleoprostředí a stejnou sukcesi biozón. Výše lze sedimenty charakterizovat jako pestré flyšové vrstvy s polohami šedých, zelenošedých, červenohnědých, šedočervených a hnědošedých jílovců proměnlivě vápenných a prachovitých. Jako ondrášovecké vrstvy je popsal Potfaj (1993), ale zároveň zcela odpovídají kaumbergským vrstvám s. s. Vídeňského lesa. Vznikly jako produkt progradujícího turbiditního vějíře pod kolísající CCD. Planktonické foraminifery a vápenný nanoplankton dokumentují stáří v rozsahu spodní campan až bazální maaastricht (Švábenická et al. 1997). S nadložním drobně rytmickým nepestrým flyšem javorinského souvrství je pestrý flyš spojen



Obr. 2: Rozšíření křídových oceánských červených (pestrých) vrstev v karpatském flyši na území ČR. 1 – jílovce, 2 – drobně až středně rytmičkový pískovcovo-jílovcový flyš, 3 – hrubě lavicový pískovcový flyš, 4 – červené (pestré) pelity, 5 – hypoxické horizonty černých jílovců. Výška kolonek není proporcionální k reálným mocnostem.
 Fig. 2: Distribution of the Cretaceous Oceanic Red Beds across the Carpathian Flysch on the territory of Czech Republic. 1 – shale, 2 – thin to medium rhythmic sandstone-shale flysch, 3 – thick-bedded sandstone flysch, 4 – red beds, 5 – black shale hypoxic horizons. Not in scale.

pozvolným přechodem. Javořinské souvrství vzácně obsahuje v různých úrovních vložky červenohnědých jílovců indikující přetrvávání sedimentace červených vrstev v přilehlé pánevní plošině. Spodní část javorinského souvrství se patrně laterálně zastupuje s pestrými vrstevy v rozsahu spodního campanu až spodního maastrichtu.

Závěry

1. Celkový stratigrafický rozsah křídových oceánských červených/pestrých vrstev v karpatském flyši na našem území je svrchní alb až spodní paleocén.
2. Obecně lze konstatovat, že stratigrafický rozsah červených/pestrých vrstev se zmenšuje od vnitřnějších jednotek k vnějším (obr. 2), přičemž maximální plošný rozsah zaujímaly v turonu.
3. Měřený profil Bystrý v godulské facii slezské jednotky (obr. 1) dovolil kalkulaci rychlostí sedimentace. Během cenomanu–turonu dosahovala 7,6 až 9,6 m/My, což odpovídá

rychlosti sedimentace současného abysálního červeného jílu. V campanu rychlost sedimentace dosáhla hodnoty kolem 224 m/My, což lze srovnávat s velkými turbiditními vějíři severního Atlantiku.

4. Biostratigraficky doložený paleocén v červených vrstvách bělokarpatské jednotky poněkud zpochybňuje příslušnost abysálních červených vrstev k téže jednotce jako svodnické a javorinské souvrství. Litostratigrafické i tektonické členění jednotky vyžaduje revizi.
5. Integrovaná biostratigrafie na základě nanofosilií, dinocyst a foraminifer dovolila vzájemnou kalibraci a upřesnění rozsahů vůdčích druhů aglutinovaných foraminifer. Časné první výskyty *Uvigerinammina gr. jankoi* při hranici alb/cenoman, *Caudammina gigantea* v coniacu a *Rzehakina minima* v santonu je potřeba ověřit na dalších profilech. Nelze vyloučit, že vzácný raný výskyt zmíněných druhů představuje evoluční objevení v jejich evolučním centru předcházející pozdější akme.

Literatura

Bubík, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty Unit (West Carpathians, Czech Republic). In: Kaminski, M. A. – Geroch, S. – Gasinski, M. A. (eds.): Proceedings of the 4th International Workshop of Agglutinated Foraminifera, Grzybowski Found. Spec. Publ., 3, 71–116. Kraków.
 Burnett, J. A. (1998): Upper Cretaceous, in: Bown, P. R. (ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, Cambridge University Press, p. 132–199, London.
 Geroch, S. – Nowak, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian–Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. In: Oertli, H. (ed.): Benthos '83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau (France), April 11 – 15, 1983: Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, p. 225–239.

- Hu, X. – Jansa, L. – Wang, C. – Sarti, M. – Bak, K. – Wagreich, M. – Michalík, J. – Soták, J. (2005): Upper Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age and environments. – *Cretaceous Research*, v. 26, p. 3–20.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (ed.): *Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma (1970)*, Edizioni Tecnoscienza, 2, 739–785, Roma.
- Potfaj, M. (1993): Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. – *Geologické Práce, Správy*, 98, 55–78.
- Premoli Silva, I. – Rettori, R. – Verga, D. (2004): *Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera*. International School on planktonic Foraminifera, 3rd Course: Cretaceous, Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, p. 283.
- Roncaglia, L. – Corradini, D. (1997): Upper Campanian to Maastrichtian dinoflagellate zonation in the northern Apennines, Italy. – *Newsletters on Stratigraphy* 35 (1), 29–57.
- Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty), Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – *Tech. univ. Ostrava, Řada hornicko-geologická*, roč. 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.
- Stover, L. E. – Brinkhuis, H. – Damassa, S. P. – De Verteuil, L. – Helby, R. J. – Monteil, E. – Partridge, A. D. – Powell, A. J. – Riding, J. B. – Smelror, M. – Williams, G. L. (1996): Chapter 19. Mesozoic–Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: Jansonius, J. – McGregor, D. C. (eds): *Palynology: principles and applications*. AASP Foundation, 641–750. Salt Lake City.
- Švábenická, L. – Bubík, M. – Krejčí, O. – Stráňák, Z. (1997): Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of Nappes in Moravia (Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 48, 3, 179–191.
- Wang, C. S. – Hu, X. M. – Li, X. H. (1999): Dissolved oxygen in palaeocean: anoxic events and high-oxic event. – *Marine Geology and Quaternary Geology*, 19, 3, 39–47.
- Williams, G. L. – Lentin, J. K. – Fensome, R. A. (1998): *The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates*, 1998 edition, American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 28, p. 1–856.
- Williams, G. L. – Brinkhuis, H. – Pearce, M. A. – Fensome, R. A. – Weegink, J. W. (2004): Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the late Cretaceous – Neogene. In: Exon, N. F. – Kennett, J. P. – Malone, M. J. (eds): *Proceedings of the ODP, Scientific Results 189*, 1–98.

JAK VYSVĚTLIT ROZDÍLY V ORIENTACI VRSTEVNATOSTI V REGIONU STAROJICKÉHO KOPCE (VNĚJŠÍ KARPATSKÉ PŘÍKROVY, SLEZSKÁ JEDNOTKA): VRÁSA NEBO ZLOM?

How to explain differences in bedding orientation in the area of Starý Jičín Hill (Outer Carpathian nappes, Silesian Unit): fold or fault?

Josef Havíř^{1,2}, Josef Adámek¹

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

² Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: Josef.Havir@ipe.muni.cz

(25-12 Hranice)

Key words: Silesian unit, Starý Jičín type conglomerate, tectonics

Abstract

The variable orientation of bedding was found at sites in the area of Starý Jičín Hill. This variability cannot be explained by simple fold structure with steep axial plane. The hypothesis of recumbent fold requires the opposite gradation in different fold limbs, while the gradation seems to be identical. This is why the most probable hypothesis explaining the observed situation is combination of fault and fold structures. The fault structure can be represented either by southward dipping thrust or by NW-SE trending strike-slip.

1. Úvod

Při geologickém mapování na listu 25-124 Starý Jičín (Adámek et al. 2007), prováděném v rámci projektu „Základní geologické mapování 1 : 25 000 oblasti Maleník-Poodří“, byla počátkem roku 2007 prováděna strukturní měření na lokalitách situovaných v tektonické trosce slezského příkrovu formující Starojický kopec (viz obr. 1 a 2). Plochy vrstevnatostí v sedimentech příkrovové trosky mají dvě různé dominantní orientace (obr. 3). Cílem tohoto článku je stručně diskutovat o tom, jaký by mohl být charakter deformace postihující sedimenty příkrovové trosky na Starojickém kopci, aby jí bylo možné vysvětlit zmíněnou změnu orientace ploch vrstevnatosti.

2. Charakteristika sedimentů

Sedimenty zastoupené v popisované lokalitě jsou na základě nových výzkumů kladeny do nově vymezené neformální litostratigrafické jednotky pískovců a slepenců typu Starý Jičín. Tyto řadíme do kelčského vývoje slezské jednotky (svrchní křída–coniac). Jedná se o sedimenty budované centimetrovými až metrovými polohami hrubozrnných až blokových tilloidních slepenců s písčito-jílovitou příměsí a dále polohami hrubě až jemně zrnitých pískovců. Slepence jsou budovány převážně oválnými, semioválnými až ostrohannými valouny a bloky vápenců štramberského a kopřivnického typu o velikosti až do několika metrů, dále křemitými porfyry a různými typy pískovců. Slepence často přecházejí do pískovců. Mezerní hmota je tvořena bělošedými mikritickými vápenci, rudohnědými, zelenošedými a modrošedými vápenci a černošedými vápnitými jílovci. Mocnosti litofacie jsou odhadovány do 300 m.

Popisovaná litostratigrafická jednotka vystupuje ve formě výrazných, morfologicky se uplatňujících těles, usměrněných zhruba do směru S-J. Podílí se tak význam-

ně na formování příkrovových trosk slezské jednotky naložených na jednotce podslezské, a to nejen na formování příkrovové trosky Starojického kopce, ale i dalších obdobných těles zjištěných v blízkém okolí.

3. Strukturní poměry v příkrovové trosce tvořící Starojický kopec

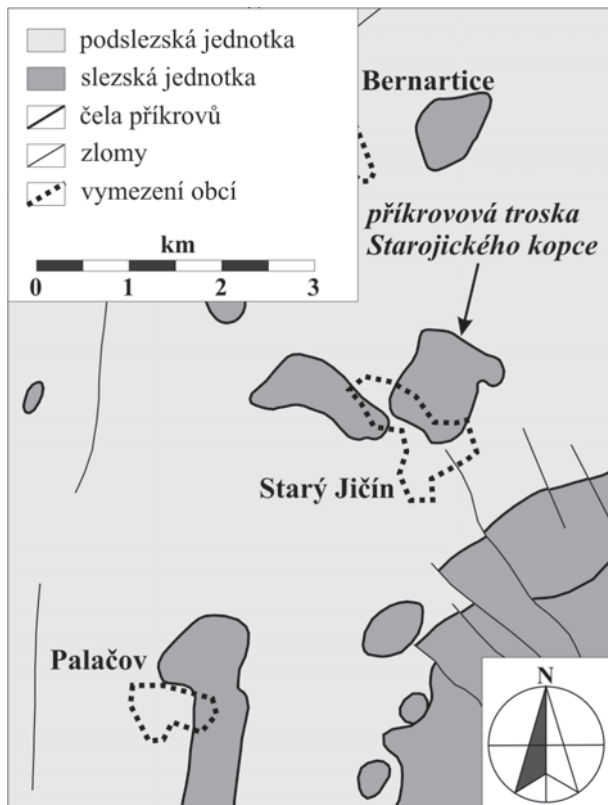
V sedimentech příkrovové trosky Starojického kopce lze pozorovat zřetelnou prostorově závislou variabilitu v orientaci ploch vrstevnatosti. Ve střední až severní části Starojického kopce se vrstevnatost zřetelně uklání pod středními úhly k Z až JZ. Na jižněji situovaných lokalitách lze pozorovat naopak střední úklony k V až JV (obr. 2). Tyto dvě orientace představují dominantní prvek charakterizující pozorované strukturní poměry. Na jediné lokalitě umístěné při j. úpatí kopce (lokalita A134) byly zjištěny mírné až střední úklony k jihu.

Změna trendu v orientaci vrstevnatosti z úklonu k Z až JZ do úklonu k V až JV je náhlá. Lokalita A135 a A216 situované na vrcholu Starojického kopce jsou vzájemně vzdáleny pouze přibližně 100 metrů, ke změně v orientaci ploch vrstevnatosti dochází mezi nimi. Lokalita, na které by mohl být přímo pozorován charakter struktury oddělující celky s různou orientací vrstevnatosti, ale nalezena nebyla.

Pozice lokalit umožňuje proložit Starojickým kopcem hypotetickou plochu oddělující lokality s rozdílným trendem v orientaci ploch vrstevnatosti. Ve vrcholové partii Starojického kopce byly ve střední části příkrovové trosky pozorovány úklony k V až JV, úklony k Z byly zjištěny až na lokalitě v nejsevernější části vrcholové partie. Naopak při úpatí kopce se nachází rozhraní, na kterém dochází ke změně v orientaci vrstev, zřetelně jižněji. Možná orientace hypotetické plochy oddělující

prostory s rozdílným trendem orientace vrstevnatosti byla hledána na základě prokládání ploch všech možných orientací soustavou bodů, jejichž souřadnice odpovídaly souřadnicím lokalit. Tato analýza ukázala, že diskutovaná hypotetická plocha se uklání pod mírnými až středními úhly k jihu (obr. 4).

Sedimenty příkrovové trosky Starojického kopce jsou porušeny velkými strmými puklinami převážně směru V–Z. Ve vrcholové partii je tento v.-z. směr zvýrazněn existencí několik metrů hluboké rozsedliny se strmými stěnami. V místě rozsedliny ale zůstává trend orientace vrstevnatosti nezměněn.



Obr. 1: Schematická geologická mapa s vyznačením pozice příkrovové trosky Starojického kopce.

Fig. 1: Schematic geological map with positions of nappe outlier forming the Starý Jičín hill.

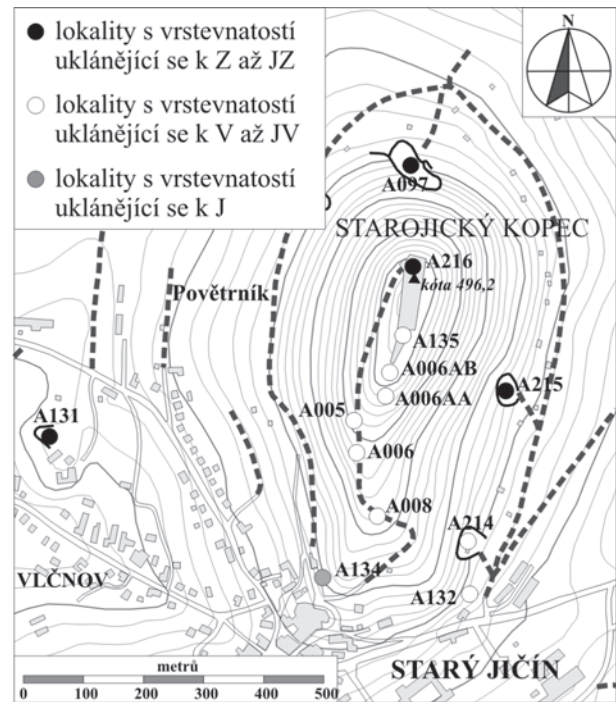
4. Možný charakter struktury oddělující celky s různou orientací vrstevnatosti

Změna orientace vrstevnatosti může být vysvětlena buď vrásovým ohybem, nebo zlomem oddělujícím různě ukloněné bloky nebo kombinací obou struktur.

4.1. vrásový ohyb

Pokud by ke změně vrstevnatosti v sedimentech příkrovové trosky Starojického kopce docházelo vlivem vrásového ohybu, tak obě dominantní orientace ploch vrstevnatosti (úklony k Z až JZ a úklony k J až JV) reprezentují orientace vrásových ramen. Orientaci osy vrásy pak lze odvodit jako průsečík vrásových ramen. Osa hypotetické vrásy na Starojickém kopci by měla jen mírné úklony a byla by orientována přibližně ve směru S–J.

Osní rovina hypotetického vrásového ohybu by při středních až strmých úklonech měla přibližně s.-j. směr a její orientace by nebyla v souladu s možnou orientací plochy oddělující prostory s rozdílným trendem orientace vrstevnatosti. Diskutované ploše by mohla odpovídat pouze ležatá vrása s osní rovinou uklánějící se mírně k jihu. Protože lokality se západním až jz. úklonem vrstevnatosti leží nad plochou oddělující prostory s rozdílným trendem orientace vrstevnatosti, zatímco lokality s vrstevnatostí uklánějící se k V až JV jsou situovány pod touto plochou, hypotetická ležatá vrása by musela mít východní vergenci. Tato geometrie hypotetické vrásy ovšem předpokládá vzájemně



Obr. 2: Schematická mapa studovaných lokalit.

Fig. 2: Schematic map of studied sites.

opačný vrstevní sled v odlišně ukloněných vrstvách, což nebylo v terénu doloženo. Charakter gradace pozorované v sedimentech na lokalitách A135 a A216 spíše ukazuje na shodný vrstevní sled na obou lokalitách, které jsou situovány každá v opačném rameni hypotetické vrásy.

4.2. zlom

Pozorovanou situaci lze vysvětlit také pomocí hypotetického zlomu, který odděluje dva bloky s odlišnou orientací vrstevnatosti. Orientace hypotetického zlomu by musela korespondovat s orientací plochy oddělující prostory s rozdílným trendem orientace vrstevnatosti. Muselo by tedy jít o zlom uklánějící se pod mírnými až středními úhly k jihu.

Pouhá translace podél zlomové plochy ale nemůže vysvětlit změnu orientace vrstevnatosti v jednotlivých blocích oddělených zlomem. Pro vysvětlení rozdílné orientace vrstevnatosti je nutné předpokládat buď rotační pohyb některého z bloků (uklonění tektonického bloku jako celku) nebo kombinaci posunutí na zlomu s vrásovým ohybem.

4.3. kombinace zlomu a vrásového ohybu

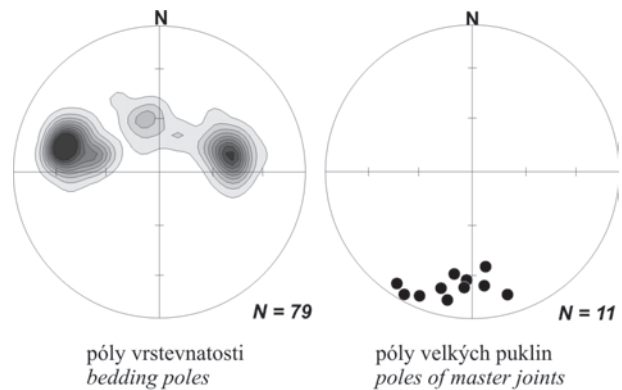
V případě kombinace zlomu a vrásového ohybu lze uvažovat buď o porušení starší vrásové struktury mladším zlomem nebo o vrásovo-násunové struktuře, ve které je vrásnění geneticky spjato s pohybem podél zlomové plochy. Pokud vrásnění probíhalo současně s pohybem podél zlomové plochy, lze očekávat pozorovatelný vztah mezi geometrií vrásy a kinematikou zlomu. Pokud zlom porušuje starší vrásovou strukturu, není důvod takový vztah očekávat a geometrie vrásy i zlomu může být zcela nezávislá. Pozorovaná změna v orientaci vrstevnatosti tak může být vysvětlována současně oběma strukturami (vrásou i zlomem), jejichž orientace může být odlišná. V takovém případě nemusí nutně existovat jediná plocha, která by reálně oddělovala prostory s rozdílným úklonem vrstevnatosti, ale prostorové rozložení lokalit s rozdílným trendem vrstevnatosti může být vymezeno více různě orientovanými plochami. Jedna plocha, na které dochází k náhlé změně v orientaci vrstevnatosti, může být reprezentována mladším zlomem, druhá, jinak orientovaná plocha oddělující rovněž prostory s rozdílným trendem vrstevnatosti, může být reprezentovaná osní rovinou starší vrásové struktury.

Lokality s vrstevnatostí uklánějící se k V až JV situované ve střední a j. části Starojického kopce jsou vzájemně relativně málo vzdálené a není mezi nimi prostor, kam by bylo teoreticky možné umístit zámkovou oblast a opačné rameno hypotetické vrásové struktury. Lze tedy předpokládat, že tyto body leží v jednom a tom samém vrásovém rameni hypotetické vrásové struktury. Stejný předpoklad lze analogicky doložit na lokalitách s vrstevnatostí uklánějící se k Z až JZ situovaných v s. a v. části Starojického kopce. Nelze jej však doložit pro lokalitu A131 ležící z. od Starojického kopce. Z uvedených úvah tedy plyne, že změna v orientaci vrstevnatosti mezi lokalitami v s. a j. části Starojického kopce může být vysvětlována jinou (a jinak orientovanou) strukturou, než změna v orientaci vrstevnatosti mezi lokalitami v j. části Starojického kopce a lokalitou A131 ležící z. od Starojického kopce.

Západní úklony na lokalitě A131 lze snadno vysvětlit vrásovou strukturou se severojižní mírně ukloněnou vrásovou osou, ve které by lokality s v. úklonem vrstevnatosti v j. části Starojického kopce reprezentovaly jedno vrásové rameno, zatímco lokalita A131 by reprezentovala opačné rameno. Lokalita A134 situovaná na jz. okraji Starojického kopce, na které se vrstevnatost uklání pod mírnými až středními úhly k jihu, by do tohoto schématu snadno zapadala jako lokalita ležící v zámkové oblasti diskutované hypotetické vrásové struktury.

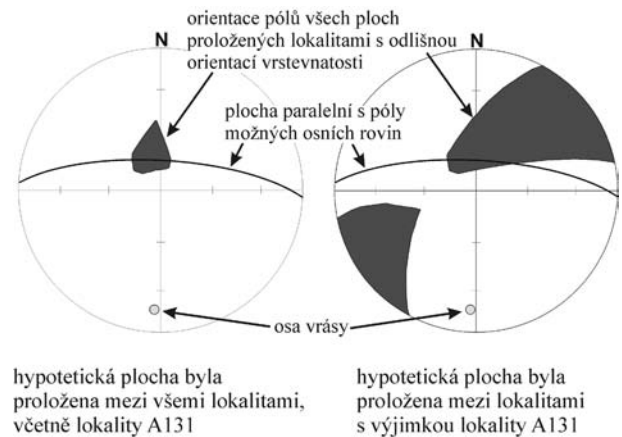
Geometrie plochy oddělující prostory s rozdílným trendem vrstevnatosti v j. a s. části Starojického kopce tedy v tomto případě, kdy uvažujeme o kombinaci zlomu a vrásové struktury, nemusí respektovat polohu lokality A131. Možné orientace pólů takové hypotetické plochy pak vykazují mnohem větší variabilitu (obr. 4). Může jít jednak o plochy uklánějící se pod mírnými až středními úhly k jihu, ale může jít také o středně až strmě ukloněné plochy směru SZ-JV. Podobně jako v případě, kdy byla předpokládána pouze jednoduchá vrása, také v této situaci

by mohla uvedená hypotetická ploše odpovídat pouze vrása s osní rovinou uklánějící se mírně k J či JZ a muselo by jít opět o ležatou vrásu s odlišným vrstevním sledem v různých vrásových ramenech. Proto lze diskutovanou plochu interpretovat spíše jako zlom orientovaný šikmo k vrásové struktuře se sj. osní rovinou. Otázka bližšího vymezení orientace a kinematiky tohoto zlomu vyžaduje další údaje a je zatím otevřená. S ohledem na tektoniku širšího regionu lze uvažovat např. o k jihu ukloněném násunu, nebo o strmém horizontálním posunu směru SZ-JV.



Obr. 3: Konturový diagram pólů ploch vrstevnatosti a bodový diagram pólů velkých puklin (Lambertova projekce, dolní polokoule).

Fig. 3: Contoured diagram of bedding poles and diagram of poles of master joints (Lambert projection, lower hemisphere).



Obr. 4: Diagram pólů hypotetických ploch proložených lokalitami s odlišnou orientací vrstevnatosti (Lambertova projekce, dolní polokoule).

Fig. 4: Diagram of poles of hypothetical planes dividing the sites with different orientation of bedding (Lambert projection, lower hemisphere).

5. Diskuze a závěr

Strukturální analýza prováděná na lokalitách situovaných v příkrovové trosce Starojického kopce ukazuje, že nejpravděpodobnějším vysvětlením pozorované variability v orientaci ploch vrstevnatostí je kombinace vrásového ohybu a zlomu. V souladu s pozicí studovaných lokalit je více možných hypotetických zlomových ploch, mimo jiné

k J mírně ukloněný násun nebo strmý horizontální posun směru SZ-JV. Strmé zlomy směru SZ-JV byly zjištěny při mapování čela slezského příkrovu j. a jv. od Starojického kopce, existence podobného zlomu v regionu Starojického kopce je možná. Rovněž existenci k J ukloněného násunu

porušujícího příkrovovou trosku Starojického kopce lze předpokládat vzhledem k vergenci thin-skinned příkrovové stavby vnějších západokarpatských příkrovů ve studované oblasti (viz např. Pícha et al. 2006).

Literatura

- Adámek, J. – Bubík, M. – Buriánek, D. – Geršl, M. – Godány, J. – Havíř, J. – Maštera, L. – Novák, Z. – Novotný, R. – Havlín-Nováková, D. – Nývlt, D. – Otava, J. – Pálenský, P. – Poul, I. – Petrová, P. – Skácelová, Z. – Skácelová, D. – Stráník, Z. – Švábenická, L. (2007): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 25-124 Starý Jičín. – ČGS Praha.
- Pícha, F. J. – Stráník, Z. – Krejčí, O. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J. – Pícha F. J. (Eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, AAPG Memoir 84, 49–175.

VEŘOVICKÉ SOUVRSTVÍ KELČSKÉHO VÝVOJE SLEZSKÉ JEDNOTKY U BERNARTICE

Veřovice Formation of the Kelč Facies of the Silesian Unit near Bernartice

Josef Havíř^{1,2}, Josef Adámek¹, Miroslav Bubík¹

¹ Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: josef.adamek@geology.cz, miroslav.bubik@geology.cz

² Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: Josef.Havir@ipe.muni.cz

(25-12 Hranice)

Key words: Silesian Unit, Veřovice Formation, tectonics, lithology, paleontology

Abstract

The sediments of the Veřovice Formation of the Kelč Facies, dominated by black shale, were studied at two sites (A261, A261A) to the NW of Bernartice nad Odrou village. Although the Veřovice Formation is generally known as barren or poor in fossils, shale of both sites contained relatively abundant foraminifer fauna evidencing the stratigraphical range of the Formation within the Aptian-late Albian interval. At the site A261A, the SSE gently dipping fault was observed. The asymmetric fold structure accompanying the discussed fault proves the thrust movement along this plane.

Úvod

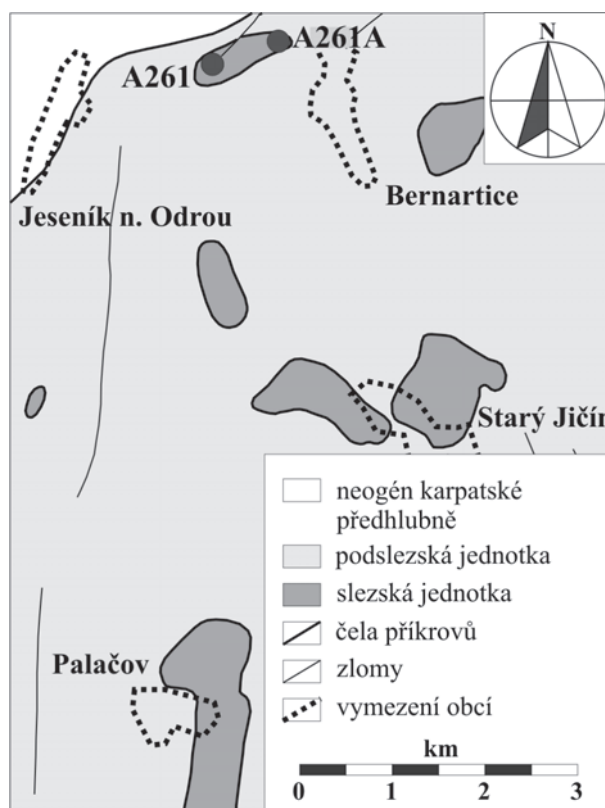
V rámci mapovacích prací na listu 25-124 Starý Jičín (Adámek et al. 2007) byly v meandru pravého nárazového břehu řeky Odry sz. od obce Bernartice (viz obr. 1) prokázány na dvou izolovaných lokalitách (A261 a A261A) tektonicky postižené sedimenty veřovického souvrství (svrchní část spodní křídly, apt–alb). K jejich dobré odkrytosti přispěly povodně v minulých letech. I když na starších mapách (1 : 25 000 a 1 : 50 000) není veřovické souvrství plošně vymezeno, Pokorný (1959) se zmiňuje o jeho výskytu v okolí Bernartic v textové části listu M 33-96-B-b Suchdol.

Litologická a mikropaleontologická charakteristika sedimentů

Veřovické souvrství popsal a nazval jako „Wernsdorfer-schichten“ Hohenegger (1858). Označil tak černé jílovce se sférosiderity ve spodní křídle godulské facie slezské jednotky. V jeho pojetí veřovické vrstvy zahrnovaly i svrchní část hradištského a spodní část lhoteckého souvrství v dnešním pojetí (Matějka a Roth 1949, Roth et al. 1962, Eliáš et al. 2003). Podle Rotha et al. (1962) je veřovické souvrství odkryto v typickém litologickém vývoji v zářezu železnice z. od železniční stanice Veřovice. S podložním hradištským a nadložním lhoteckým je veřovické souvrství spojeno pozvolnými přechody. Spodní hranice veřovického souvrství je definována vymizením vápničných jílovců typických pro hradištské souvrství. Svrchní hranici vyznačuje objevení šedých skvrnitých jílovců (Roth et al. 1962). Pozvolný přechod do nadložního lhoteckého souvrství popisují Matějka a Roth (1949) z údolí Jičínky jv. od Veřovic. Podle výzkumů Vašíčka a Skupiena (2003) je

spodní hranice veřovického souvrství v godulském vývoji pravděpodobně diachronní.

Když Eliáš (1979) vymezil v rámci slezské jednotky kelčský vývoj (Kelč Facies), konstatoval pouze, že veřovické souvrství zde má běžnou litologii a mocnost nepřesahuje několik desítek metrů. Podrobnější litologická pozorování a analytická data z veřovického souvrství kelčské facie dosud scházela.



Obr. 1: Schematická geologická mapa s vyznačením pozice studovaných lokalit (A261 a A261A).

Fig. 1: Schematic geological map with positions of studied sites.

Veřovické souvrství u Bernartic vytváří příkrovovou trosku ležící na podslezské jednotce. Sedimenty veřovického souvrství jsou zde reprezentovány černými až sazově černými, slabě písčitými jílovci a prachovci se zvýšeným obsahem organické hmoty (až 3,19 % TOC). Jílovce jsou velmi často silicifikované, nevápnité až podřízeně vápnité (?druhotně) a obsahují zvýšený obsah síry (pyrit). Obsahují konkrce sideritových jílovců až jílovitých sideritů.

Podle mikrofauny sedimentovalo veřovické souvrství v podmínkách otevřeného moře v hloubkách odpovídajících svahu pod CCD. Vysoký obsah organické hmoty v jílovcích a prachovcích indikuje hypoxické podmínky. Běžná přítomnost bentosních foraminifer ukazuje na dysoxii spíše než anoxii. Fosilní záznam veřovického souvrství je na studovaných výchozech relativně bohatý a zastoupený aglutinovanými foraminiferami a nevápnitými cystami dinoflagelátů. Foraminifery umožnily vymezit dvě stratigrafické úrovně:

1) apt (?alb). Tomuto stáří odpovídají černošedé nevápnité jílovce na lokalitě A261A, ve kterých bylo zjištěno následující společenstvo aglutinovaných foraminifer:

- „*Rhizammina*“ sp. – častá
- Saccamina grzybowskii* (Schubert)
- Sorosphaera* sp.
- Haplophragmoides concavus* (Chapman)
- Recurvoidella vocontiana* (Moullade)
- „*Dorothia*“ *filiformis* (Berthelin)
- Pseudobolivina* aff. *foeda* (Reuss)
- Thalmanammina neocomiensis* Geroch

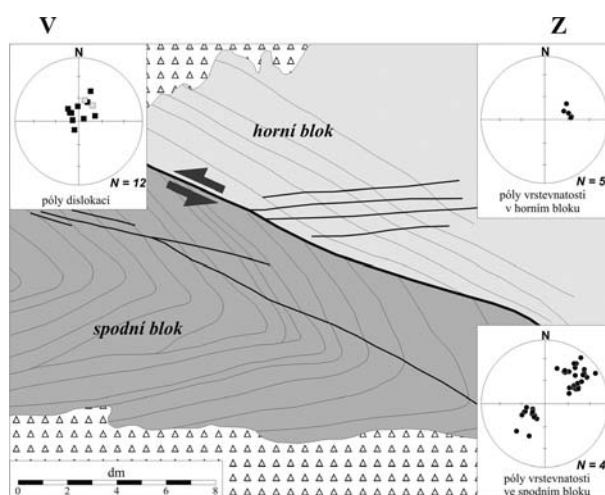
2) vyšší alb–cenoman. Sem patří černošedé nevápnité prachovité jílovce z lokality A261, z kterých bylo získáno následující společenstvo aglutinovaných foraminifer:

- „*Rhizammina*“ sp. – hojně
- Pseudonodosinella troyeri* (Tappan) – častá
- Pseudonodosinella parvula* (Huss)
- Hipocrepina depressa* Vašíček
- Glomospira charoides* (Jones & Parker)
- Glomospira gordialis* (Jones & Parker)
- Ammodiscus infimus* Franke
- Ammodiscus planus* Loeblich
- Caudammina silesica* (Hanzlíková)
- Kalamopsis silesica* Hanzlíková
- Haplophragmoides* cf. *cucullatus* Motanato-Gallitelli
- Budashevaella? exigua* (Fuchs)
- Bulbobaculites problematicus* (Neagu)
- Pseudobolivina variabilis* (Vašíček)
- Gaudryina oblonga* Zaspelova
- Verneuilinoides subfiliformis* Bartenstein
- Trochammina* cf. *murgeanui* Neagu

Foraminiferová biostratigrafie tedy dokládá pokračování sedimentace veřovického souvrství přinejmenším do albu, tj. do doby, kdy v godulské facii slezské jednotky již probíhala sedimentace spodní části lhoteckého souvrství.

Pozorované strukturní prvky

Na lokalitě A261A situované blíže k Bernarticím byl pozorován zlom uklánějící se pod mírnými až středními úhly k JJZ, doprovázený dalšími menšími tektonickými plochami s převážně mírnými úklony. Tento mírně až středně ukloněný zlom odděluje dvě tektonické šupiny tvořené sedimenty veřovického souvrství. Plochy vrstevnatosti jsou ve spodním bloku (tj. v podloží diskutovaného zlomu) v těsné blízkosti zlomu ohýbány a vytváří tak vlečnou vrásu se subhorizontální osou orientovanou ve směru SZ-JV (obr. 2). Ve spodním rameni vrásy, které je více vzdálené od zlomu, je vrstevnatost mírně ukloněná k SV, vrstevnatost v horním překocené rameni se uklání k JZ. Geometrie této střížné vrásové struktury ukazuje na násunový charakter diskutovaného k JJZ ukloněného zlomu. Vrstevnatost v horním bloku (tj. v nadloží diskutovaného zlomu) se uklání pod středními úhly k Z až ZJZ. Stejná orientace ploch vrstevnatosti byla pozorována také



Obr. 2 a, b: Násun doprovázený vrásou na lokalitě A261A. Bodové diagramy (Lambertova projekce, dolní polokoule) ukazují orientaci pólů ploch vrstevnatosti (kolečka) a dislokací (čtverečky: šedé čtverečky – póly plochy násunu oddělujícího dva tektonické bloky; černé čtverečky – póly doprovodných dislokací).

Fig. 2 a, b: Thrust structure accompanied by fold at site A261A. Diagrams (Lambert projection, lower hemisphere) show the orientations of bedding poles (circles) and the poles of dislocations (squares: grey squares – thrust limiting the two tectonic blocks; black squares – accompanying dislocations).

na druhém odkryvu veřovického souvrství (A261) situovaném přibližně 700 m západněji. Sedimenty zde nejsou detailně zvrátněny ani porušeny zlomy, pouze se místy vyskytuje intenzivnější puklinatost.

Diskuse a závěr

Tektonická pozice sedimentů veřovického souvrství sz. od Bernartic ukazuje, že se jedná o součást relativně drobné příkrovové trosky slezské jednotky situované na podslezské jednotce. Stratigrafické vyhodnocení mikrofauny veřo-

vického souvrství od Bernartic ukazuje na větší rozsah souvrství směrem do nadloží v kelčské facii (do vyššího albu) oproti facii godulské. Kelčská facie představuje facii svahu, kde regionálně rozšířená zóna kyslíkového minima byla stabilnější. Naproti tomu godulská (pánevní facie) byla spíše pod vlivem prokysličených dnových vod obdobně jako v jiných oceánských pánvích. Vzhledem k malému počtu mikropaleontologicky studovaných vzorků (3 vzorky) jsou výsledky pouze předběžné a měly by být pobídkou k detailnímu zpracování profilů.

Literatura

- Adámek, J. et al. (2007): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 25-124 Starý Jičín. – MS Archiv, Česká geologická služba, Praha.
- Eliáš, M. (1979): Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part Czechoslovak Flysch Carpathians. – Věst. Ústř. Úst. Geol., 54, 327–339. Praha.
- Eliáš, M. – Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň.-Techn. Univ., Ř. horn.-geol., 49, Monografie 8, 7–13. Ostrava.
- Hohenegger, L. (1858): Erläuterungen zur geognostischen Karte des Kreises Teschen. Amtlicher Bericht über die 32. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte im Spt. 1856, 134–142. Wien.
- Matějka, A. – Roth, Z. (1949): Předběžné poznámky ku geologii Moravskoslezských Beskyd. – Sbor. Stát. geol. úst. ČSR, 16, 293–328. Praha.
- Pokorný, M. (1959): Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvných útvarů Ostravska a Moravské brány za rok 1959. Území jižně od Suchdola list M-33-96-B-b. – MS Archiv Ústř. Úst. Geol. Praha.
- Roth, Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-34-XIX Ostrava. – Ústř. úst. geol. Praha.
- Vašíček, Z. – Skupien, P. (2003): Přehled hlavních biostratigrafických a litostratigrafických poznatků z výzkumu české části slezské jednotky za léta 2000–2002 (vnější západní Karpaty). – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, XLIX, řada hornicko-geologická, 127–134. Ostrava.

PALEOZOIKUM

PALEOZOIC

DICKIT Z HYDROTERMÁLNÍ ŽÍLY NA LOKALITĚ ZLATÝ DŮL U HLUBOČEK (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

Dickite from hydrothermal vein at locality Zlatý důl near Hlubočky (Culm of the Nížký Jeseník)

Zdeněk Dolníček¹, Jan Filip²

¹ Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc; e-mail: dolnicek@prfnw.upol.cz

² Centrum výzkumu nanomateriálů PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(25-11 Hlubočky)

Key words: Culm, Nížký Jeseník, dickite, hydrothermal mineralization

Abstract

A white clay filling of drusy cavity within dolomite vein hosted by Lower Carboniferous flysch sediments at Zlatý důl near Hlubočky was characterized using thin section petrography, X-ray powder diffraction and electron microprobe. The studied material is composed of a dominating phyllic mineral showing low both the refractive indices and birefringence and minor fragments of older dolomite gangue. Microprobe analyses indicate presence of stoichiometric phyllosilicate belonging to kaolinite group. X-ray diffraction analysis identified this clay mineral as dickite. It originated probably during interaction of hydrothermal fluids and surrounding siliciclastic sediments at latest stage of the mineralizing process.

Úvod

Lokalita Hlubočky – Zlatý důl se nachází přibližně 900 m sz. od žel. stanice Hlubočky-Mariánské Údolí, na břehu bezejmenného pravostranného přítoku řeky Bystřice. Na levém břehu potoka se v blízkosti rekreačního objektu (chaty) nacházejí zbytky haldiček po historické těžbě (či snad prospekci) polymetalického zrudnění. Geologické prostředí je reprezentováno spodnokarbonskými kulmskými sedimenty moravického souvrství (za chatou je drobný lůmek, v němž lze pozorovat vrstvy světlejších prachovců, střídající se s polohami tmavších břidlic; orientace vrstev SSV-JJZ s úklonem 50° k VJV). Hydrotermální zrudnění je ve formě pravých žil vázáno na strmé dislokace směru SZ-JV. V haldovém materiálu lze studovat charakter hydrotermální mineralizace, kterou se podrobněji mineralogicky zabývali Zimák a Večeřa (1991), Novotný et al. (2005) a Novotný a Pauliš (2006). Úlomky žiloviny z odvalů mají masivní, brekciovitou nebo páskovanou texturu. Jsou tvořeny zejména křemenem a karbonáty (starším dolomitem až Fe-dolomitem a mladším kalcitem), v nichž jsou vtroušena zrna nebo i větší kumulace sulfidických minerálů. Z nich je nejběžnější galenit (až několik cm velké hrubozrné agregáty) a chalkopyrit (nepravidelná zrna podobných velikostí jako u galenitu), podstatně vzácnější jsou zrna pyritu a hnědého sfaleritu. Akcesoricky se v žilovině vyskytl i anatas a šupiny muskovitu. Mineralogické studium prokázalo dvě vývojové etapy hypogenního mineralizačního stadia, přičemž hlavní část sulfidických minerálů vznikla v mladší etapě. Ze sekundárních minerálů byl zjištěn „limonit“, covellín, chalkozín, malachit, chryzokol, anglesit, cerusit a oxihydroxidy manganu. Nově byl popsán i aragonit, cementační ryzí stříbro, směsný sekundární oxid Cu-Fe, brochantit, linarit a chalkantit (Novotný et al. 2005, Novotný a Pauliš 2006).

Při návštěvě lokality v r. 2007 byl na rozkopené haldičce nalézající se cca 20 m na JZ od chaty nalezen vzorek žiloviny obsahující mj. i bílý minerál jílového vzhledu, jehož základní mineralogická charakteristika je předmětem tohoto článku.

Materiál a metodika

Studovaný vzorek je tvořen zejména karbonátem dolomitové skupiny, který tmelí brekcií okolních hornin (černých tektonicky rozklouzaných břidlic, méně prachovců). Karbonát je drobnozrný (individua do 2 mm) a navětralý (rezavá barva). V centrální části vzorku byla přítomna v karbonátu dutina, lemovaná růstově zonálními klencovými krystaly karbonátu. Dutina byla zcela vyplněna bílou jílovou hmotou. Ze vzorku byl po zpevnění zhotoven výbrus, dále byla provedena identifikace fázového složení jílové hmoty pomocí RTG difrakční analýzy a stanovení chemického složení jílového minerálu na elektronové mikrosondě.

Chemické složení bylo stanoveno na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na společném pracovišti ČGS a PřF MU v Brně (operátor P. Gadas). Analýzy byly provedeny ve vlnově disperzním modu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud vzorkem 10 nA, šířka svazku 5 mm. Jako standardy byly použity syntetické fáze či dobře definované minerály.

RTG difrakční analýza byla provedena v Centru pro výzkum nanomateriálů PřF UP v Olomouci na přístroji PANalytical X'Pert PRO MPD s Co rentgenkou ($\lambda = 1,78901 \text{ \AA}$, $U = 40 \text{ kV}$, $I = 30 \text{ mA}$, analytik J. Filip). Vzorek byl nanesen na bezdifrakční Si-destičku a měřen v Bragg-Brentanově parafokusující geometrii.

Výsledky

Jílová hmota ze Zlatého dolu je ve výbruse tvořena převážně izometrickými okrouhlými zrny o velikosti 30–40 μm .

Na mnohých průřezech je patrná dokonalá slídová štěpnost minerálu (viz obr. 1), a v řezech víceméně kolmých na optickou osu je patrný hexagonální obrys jednotlivých individuí. Místy jsou přítomny i mírně protažené červíkovité formy, složené z vějířovitě uspořádaných šupinek. Minerál má nízký index lomu i nízký dvojlom. Ojediněle byly v ploše výbrusu zastíženy i drobné ostrohranné úlomky karbonátu.



Obr. 1: Jílová hmota ze Zlatého dolu ve výbruse. V horních rozích snímku zachyceny krystaly dolomitu povlečené limonitem. Polarizované procházející světlo, spodní strana snímku měří 0,5 mm.

Fig. 1: Clay material from Zlatý důl in thin section. In upper corners are crystals of dolomite coated by limonite. The polarized transmitted light, lower side of the photo represents 0.5 mm.

V obrazu odražených elektronů je patrná kompozičně homogenní stavba dané minerální fáze. Chemické složení (tab. 1) odpovídá minerálu ze skupiny kaolinitu (suma WDX analýzy cca 85 hmot. %, poměr Al:Si blízký 1:1 (apfu), absence Na, K, Mg, Fe, suma 8 kationů na vzorcovou jednotku).

Prášková RTG difrakční analýza studovaného vzorku ukazuje na přítomnost dickitu (viz tab. 2) s nepatrnou příměsí karbonátů (kalcit, dolomit) a křemene.

Závěr

Jílový minerál vyplňující jako nejmladší fáze drúzovou dutinu v karbonátové žilovině ze Zlatého dolu byl určen jako dickit. Vzhledem k tomu, že dickit na rozdíl od kaolinitu obvykle vzniká za zvýšených teplot (Weaver 1989), lze předpokládat genetickou vazbu na doznívající hydrotermální procesy, nikoliv na naložené zvětrávací procesy. Uvedené možnosti by nasvědčoval i nízký stupeň navětrání Fe-dolomitových krystalů v drúzové dutině. Původ hliníku a křemíku pro tvorbu dickitu lze hledat v hostitelských spodnokarbonských siliciklastických sedimentech.

Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi (MU Brno) za vyhotovení WDX analýz. Studie byla finančně podpořena granty GAČR 205/07/P130 a FRVŠ 1435/2007.

	# 1	# 2
SiO ₂	46,23	46,13
Al ₂ O ₃	37,42	37,57
FeO	0,05	0,05
MnO	0	0,02
MgO	0,01	0
CaO	0,10	0,10
NiO	0	0
ZnO	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0	0
BaO	0	0,06
TiO ₂	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,04	0,07
Na ₂ O	0,04	0,06
K ₂ O	0	0,06
Cl	0,03	0,03
F	0,05	0,07
Total	84,03	84,28

Si	4,065	4,050
Al	3,878	3,888
Fe	0,004	0,004
Ca	0,009	0,009
Zn	0,004	0,004
Na	0,007	0,010
K	0,000	0,006
catsum	7,967	7,971
Cl	0,004	0,004
F	0,014	0,020
O	13,982	13,976
ansum	14	14

Tab. 1: Chemické složení jílového minerálu ze Zlatého dolu. Empirické vzorce přepočteny na základ 28 negativních nábojů.

Tab. 1: Chemical composition of clay mineral from Zlatý důl. Empirical formulas are recalculated on the basis of 28 negative charges.

Zlatý důl		dickit JCPDS 100446	
d-hodnota	I rel	d-hodnota	I rel
7,886	2		
7,141	100	7,150	100
4,121	2	4,124	70
3,789	2	3,799	60
3,577	84	3,580	100
3,026	3	3,099	20
2,386	9	2,386	10
2,323	3	2,326	90
1,762	5	1,762	5
1,650	2	1,652	50
1,319	2		
1,318	2		

Tab. 2: Výsledky práškové RTG-difrakční analýzy jílového materiálu ze Zlatého dolu a jejich porovnání s tabelovanými hodnotami pro dickit.

Tab. 2: Results of X-ray powder diffraction analysis of the clayey material from Zlatý důl and its comparison with values tabled for dickite.

Literatura

- Novotný, P. – Pauliš, P. (2006): Stříbro z Mariánského Údolí a kalciopetersit z Domašova nad Bystřicí. – Zprávy VMO, přír. vědy, 285–287, 2–32. Olomouc.
- Novotný, P. – Sejkora, J. – Pauliš, P. (2005): Nové nálezy supergenních minerálů v horninách moravskoslezského spodního karbonu (kulmu) v okolí Olomouce. – Bull. Mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. Praha, 13, 172–176. Praha.
- Weaver, C. E. (1989): Clays, muds and shales. *Developments in sedimentology* 44, 1–819. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.
- Zimák, J. – Večeřa, J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě „Zlatý důl“ u Hluboček – Mariánského Údolí u Olomouce. – Acta Univ. Palack. Olom., Fac. Rer. Nat., Geogr.-geol. XXX, vol. 103, 63–74. SPN Praha.

KRYSTALINIKUM

CRYSTALLINE COMPLEX

HEMATIT-MAGNETITOVÉ ZRUDNĚNÍ V POLIČSKÉM KRYSTALINIKU

The Hematite-magnetite mineralization in Polička Crystalline Complex

David Buriánek

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

(14-33 Polička, 24-11 Nové Město na Moravě)

Key words: Polička Crystalline Complex, magnetite-hematite mineralizations, amphibolites, metamorphism, mineral chemistry, whole-rock geochemistry

Abstract

Small hematite-magnetite ore occurrences are situated in the northwest part of the Polička Crystalline Complex. The layers and lenses finely bedded quartz-magnetite-hematite (\pm Grt, Ep, Amp) mineralization, up to several meters thick are spatially and genetically bounded to the amphibolites with MORB geochemical signatures. Studied deposits precipitate from submarine exhalations are metamorphosed in amphibolite facie under T 566-619 °C and P 5-6 kbar. During a second metamorphic event under greenschist facie were magnetite partially replaced by hematite (martitized).

Geologická situace

Poličské krystalinikum je vulkano-sedimentární komplex metamorfovaný během variské orogeneze převážně v amfibolitové facii, který je prorážen mladšími variskými plutonickými horninami (Buriánek et al. 2003). Na základě litologie můžeme tuto geologickou jednotku rozčlenit na tři rozdílná pásma (Melichar 1995). Na jihozápadě při kontaktu se svrateckým krystalinikem je spodní pásmo tvořené perlovými a migmatitizovanými rulami, amfibolity, mramory a leukokratickými ortorulami. Na jihovýchodním okraji této zóny vystupuje granulitové těleso u Víru. Střední pásmo tvoří drobnozrnné biotitické pararuly s vložkami muskovit-biotitických rul se sillimanitem, svorů, metakonglomerátů a proniky metatonalitů. Svrchní patro v okolí Stašova má charakter svorů, kvarcitů a grafitických hornin.

Poličské krystalinikum je na rozdíl od sousedního svrateckého krystalinika poměrně chudé na výskyty zrudnění. Většina zjištěných mineralizací má spíše mineralogický charakter a nachází se poblíž kontaktu poličského krystalinika se svrateckým krystalinikem. Litologicky se jedná o horniny tzv. spodního pásma. V této jednotce je popsáno zejména uranové zrudnění, které bylo studováno v letech 1984 až 1985 a dokonce ověřováno kutacími rýhami, šachticemi a vrty. Tato mineralizace je vázána na dislokační pásma sz. směru, při styku svrateckého a poličského krystalinika. Jednalo se o výskyty uranových slíd, vázaných na tektonicky výrazně porušené křemenné žíly a na grafitické, často limonitizované horniny (Veselý 1986). V mramorech v okolí Sedlišť byl popsán drobný výskyt polymetalického zrudnění (Slobodník – Hladíková 1994). Mramory a vápenatosilikátové horniny obsahují drobné polohy a čocky se sulfidy (sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrotin, markazit, pyrit) a barytem. Typickým akcesorickým minerálem pro celý pruh trhonických mramorů, relativně bohatých Zn a Mn, je také gahnit ($ZnAl_2O_4$). Novák et al. (1997) na základě specifického chemického složení

a přítomnosti gahnitu srovnávají trhonické mramory s podobnými mramory staroměstského krystalinika. Ze všech rudních výskytů v poličském krystaliniku byly hornicky těženy jedině železné rudy u obce Telecí. V roce 1870 se tu těžila železná ruda pro vysokou pec v Polničce. Znovu bylo toto ložisko studováno v letech 1944 a 1950–1951 (Tuček 1970).

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX100 v Brně (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby) ve vlnové disperzním módu. Analýzy minerálů byly provedeny při urychlovacím napětí 15 kV, proudu svazku 10 nA (amfibol, živce, slídy) a 20 nA (granáty), Použité standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Hlavní prvky byly načítány na 10-20 s. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985). Slídy byly přepočteny na 12 anionů, veškeré Fe bylo uvažováno jako Fe^{2+} a obsah vody byl doložen $OH+F+Cl=2$. Granáty byl přepočteny na 12 O, Fe^{2+} a Fe^{3+} byly rozpočteny podle stechiometrie ($Si+B$ -pozice = 5). Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et al. (1997) a trojmočné železo bylo počítáno metodou 13 eCNK (Schumacher 1996). Zkratky minerálů byly použity podle Kretze (1983). Při výpočtech PT podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 2.7. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (Holland – Powell 1998). Chemické analýzy hornin byly provedeny v laboratořích Acme Analytic Laboratories Ltd. ve Vancouveru v Kanadě metodou ISP-ES a ICP-MS. Horninové analýzy byly vyhodnoceny pomocí programu GCDkit (Janoušek et al. 2006).

Rozsah hematit-magnetitového zrudnění

Hematit-magnetitové rudy jsou prostorově svázány s pruhy amfibolitů, které vystupují podél kontaktu poličského krystalinika se svrateckým. Pruhy amfibolitů na geologické mapě probíhají podél celého jv. okraje poličského krystalinika. Na severozápadě začínají u Proseče a pokračují až k Borovnici, kde se dělí na dvě větve, z nichž jedna dále kopíruje okraj krystalinika a na jihovýchodě končí u Víru. Druhá větev jde středem krystalinika k obci Nyklovice.

Prozatím byly zjištěny dva povrchové výskyty těchto rud v severní a střední části poličského krystalinika. První lokalita zrudnění leží východně od Proseče na severním svahu Farského kopce, asi 500 m severně od opuštěného lomu v amfibolitech. Druhý významnější výskyt leží asi 830 m ssv. od kostela sv. Maří Magdaleny v severní části obce Telecí.

Tyto dva povrchové výskyty hematit-magnetitového zrudnění ale nemusí představovat maximální rozsah studované mineralizace jak dokládají výsledky aeromagnetometrie. Amfibolity obsahují běžně akcesorický magnetit a díky tomu mohou být touto metodou dobře sledovatelné. Na kontaktu svrateckého a poličského krystalinika je situována zóna drobných kladných magnetických anomálií v sz.-jv. směru odpovídající právě pruhům zmíněných amfibolitů. Severovýchodně od obce Telecí vytváří výskyty magnetitových rud poněkud výraznější kladnou anomálii pokračující k Luckému vrchu a k obci Korouhev (Buriánek et al. 2006).

Petrografie

Amfibolity jsou horniny drobnozrnné, až středně zrnité. Mají granonematoblastickou strukturu a místy obsahují větší porfyroblasty plagioklasu nebo pyroxenu. Na severozápadě jsou výrazně plošně paralelní, zatímco na jihovýchodě u Nyklovic převládají masivní typy. Někdy se vyskytují páskované amfibolity, v nichž se střídají až několik mm mocné pásky složené převážně z amfibolu a pásky s převahou světlých minerálů. Mezi Prosečí a Svato Kateřinou tvoří amfibolity tenký pruh směru SSZ-JJZ v granitech na hranici tonalitů a rul nebo mezi svorovými rulami a perlovými rulami (Hanžl et al. 2005). Jemně až středně zrnitý páskovaný amfibolit tvoří ve střední části

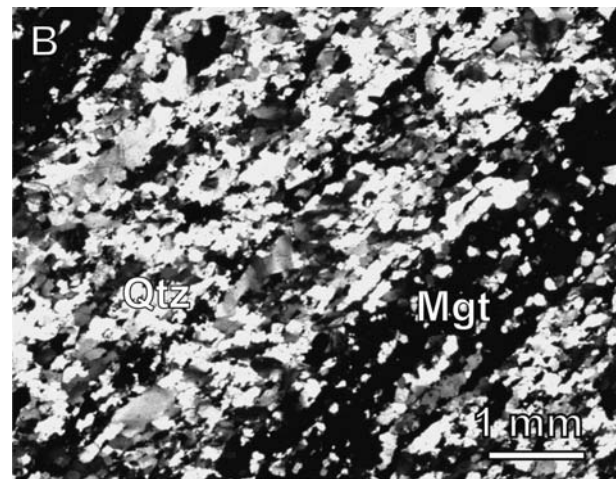
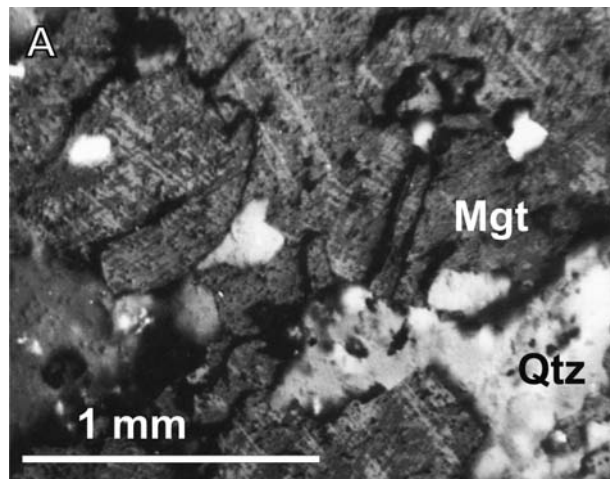
krystalinika několik pruhů. Nejvýraznější pruh se táhne především od obce Telecí přes Borovnici až k obci Nedvězí a pokračuje dále na jv. Velmi často jsou amfibolity obklopeny perlovými rulami a dvojslídny rulami. Někdy amfibolity proráží žilky mladších biotitických granitů. Vrtný průzkum v okolí Lačnova prokázal, že amfibolitové pruhy mají často mocnost jen několik desítek metrů a že hlavní pruhy jsou někdy provázeny drobnějšími, často jen několik metrů mocnými polohami amfibolitů (Zrůstek 1963).

V jižní části poličského krystalinika magnetitové rudy nalezeny nebyly, avšak u obce Nyklovice se vzácně vyskytují polohy granátických amfibolitů. Tyto horniny mají minerální asociaci podobnou některým metamorfovaným Ferudám (např. Mücke 2003). Převažuje v nich amfibol cummingtonit-gruneritové řady ($Fe/(Fe+Mg) = 0,50-0,55$; $Si = 7,57-8,00$ apfu). Pouze v malém množství je přítomen amfibol tschermakit-ferotschermakitové řady ($Fe/(Fe+Mg) = 0,44-0,62$; $Si = 5,74-6,53$ apfu). Granát (tab. 1) tvoří až 1,5 cm velké porfyroblasty ($Grs_{5-12} Alm_{68-71} Sps_{4-7} Prp_{13-15} Adr_{0-5}$). V hornině je přítomen hypautomorfní plagioklas (An_{23-24}) o velikosti 0,2 až 0,8 mm. Křemen je poměrně vzácný.

Proseč

Podle plošného rozšíření úlomků v ornici má výskyt zrudnění u městečka Proseč jen nepatrný rozsah (maximálně několik m mocná poloha nebo čočka). Jemnozrnné až drobnozrnné křemen-magnetitové rudy jsou složeny z pásků o mocnosti 0,2 až 1 mm. Ve světlých polohách je magnetit zastoupen jen podružně a hlavní složkou je xenomorfní křemen. Tmavé polohy se skládají ze zrn magnetitu o velikosti 0,1 až 0,7mm. Na některých vzorcích podléhá magnetit částečné, nebo úplné martitizaci. Během této přeměny vznikají v magnetitu lamely hematitu orientované souhlasně s plochami oktaedru (obr. 1A). Martitizace je vázána hlavně na jemnozrnnější partie s výrazněji protaženými páskami magnetitu. Tento proces tedy postihuje hlavně partie, které nesou známky výraznější deformace.

Zrudnění je prostorově svázáno s tmavě šedozeleňými, masivními, často jemně páskovanými amfibolity. Střídají se pásky složené převážně z plagioklasu a křemene



Obr. 1: Magnetit (Mgt) postížený martitizací v křemeni (Qtz) z lokality Proseč (A) a páskovaná křemen-magnetitová ruda z lokality Telecí (B).
 Fig. 1: Magnetite (Mgt) affected by martitization in quartz (Qtz) from locality Proseč (A) and banded quartz magnetite ore from locality Telecí (B).

	1	1	2	2
SiO ₂	35,55	35,59	37,01	36,85
TiO ₂	0,00	0,38	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	2,24	2,68	20,44	20,62
Fe ₂ O ₃	22,51	22,24	1,11	1,43
FeO	6,84	6,84	31,26	31,43
MnO	0,70	1,23	2,88	2,91
MgO	0,00	0,00	3,53	3,68
Na ₂ O	0,00	0,00	0,43	0,30
CaO	31,74	31,61	2,97	3,21
Total	99,58	100,57	99,65	100,48
Si	3,030	3,003	2,979	2,949
Ti	0,000	0,000	0,001	0,003
T site	3,030	3,003	2,980	2,951
Al	0,225	0,267	1,939	1,944
Fe ³⁺	1,444	1,412	0,067	0,086
Ti	0,000	0,024	0,000	0,000
B site	1,669	1,703	2,006	2,031
Fe ²⁺	0,487	0,482	2,104	2,104
Mn	0,051	0,088	0,196	0,197
Mg	0,000	0,000	0,424	0,439
Ca	2,898	2,858	0,256	0,275
Na	0,000	0,000	0,103	0,072
A site	3,436	3,428	3,082	3,087
Alm	0	0	71	69
Adr	87	84	3	4
Grs	11	12	5	5
Prp	0	0	14	15
Sps	2	3	7	7

Tab. 1: Chemické složení granátů z lokalit: 1 Telecí (Fe-ruda), 2 Nyklovice (amfibolit).

Tab. 1: Chemical composition of garnet from localities: 1 Telecí (Fe-ore), 2 Nyklovice (amphibolite).

a pásy s převahou amfibolu nad plagioklasem. V malém množství je zastoupen křemen, magnetit a titanit. Někdy se v hornině vyskytují izolované lupínky biotitu. Tento minerál také vzniká na mladších střížných zónách v amfibolitu. U Proseče se setkáváme s amfibolitem tvořeným střídajícími se pásy původního amfibolitu s pásy složenými převážně z biotitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,44-0,45$, $Al^{IV} = 2,36-2,42$ apfu). Plagioklasy vzácně tvoří větší automorfní porfyroblasty. Většinou se vyskytují jako drobná hypautomorfní zrna v základní hmotě. Bazicitá plagioklasů kolísá v rozmezí An_{17-29} . Plagioklasy jsou jen slabě zakalené patrně jílovými minerály, nebo slabě sericitizované. Amfi-

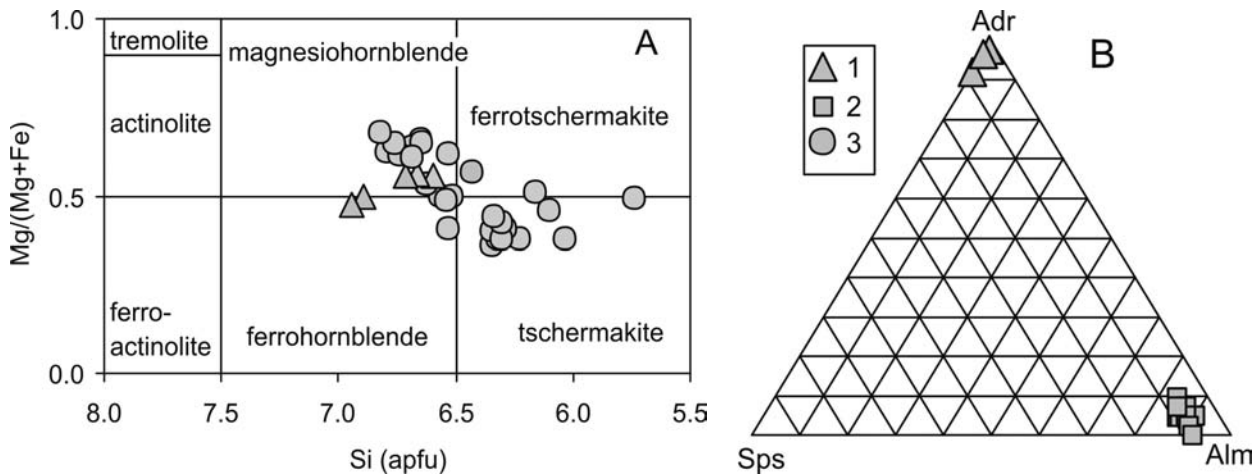
bol tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 1,5 mm. Množství amfibolu dosahuje 35 až 68 % objemu horniny. Svým chemickým složením amfiboly v klasifikaci Leakeho et al. (1997) odpovídají (obr 2A) magnesiohornblendu, ferrohornblendu, ferrotschermatitu, pargasitu a ferropargasitu, edenitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,37-0,62$, $Si = 6,20-6,80$ apfu). Typickým akcesorickým minerálem je magnetit, který tvoří drobná automorfní zrna, často uspořádaná do neprůběžných pásků.

Místy se v tělesech amfibolitů vyskytují erlánové polohy. V nich je bazicitá plagioklasů vyšší (An_{56-83}). V erlánových polohách se společně s amfibolem vyskytují drobná zrna i větší porfyroblasty diopsidického pyroxenu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,36-0,41$). Porfyroblasty pyroxenů jsou většinou omezené hypautomorfně a mají velikost až 2 mm. Společně s ním se hojně objevují drobná automorfní zrna titanitu.

Telecí

Ložisko u obce Telecí bylo otevřeno asi 1 km dlouhou štolou, která odkryla 60 až 90 cm mocnou rudní polohu (Kratochvíl, 1957). Podle stejného autora je zrudnění tvořeno nejen magnetitem, ale i hematitem. Dnes na povrchu nalezené vzorky rudniny jsou drobnozrnité a páskované (obr. 1B). Jde o masivní drobně až středně zrnité horniny, tvořené z 40–70 mod. % středně zrnitým křemenem. Magnetit ($MnO = 0,3-0,6$ hm. %, $TiO_2 = 0,0-0,1$ hm. %) je přítomen v okrouhlých zrnek, mnohdy seskupených do protáhlých agregátů až pásků o šířce až 2 mm. Světlé pásy tvoří xenomorfní křemen až 1 mm velký. V této hornině je možné nalézt i proužky s amfibolem a plagioklasem, které představují přechod do amfibolitů. Amfibol v těchto páscích má stejné chemické složení jako amfibol v okolních amfibolitech. Místy se vyskytuje i granát ($Adr_{83-87} Sps_{2-7} Grs_{10-12}$, obr. 2B), který tvoří drobná izometrická zrna o velikosti maximálně 1 mm. Granát uzavírá četná zrna křemene a je přítomen v protáhlých zrnek o délce až 1cm. V celém vzorku jsou roztroušena drobná zrna klinopyroxenu, která jsou silně chloritizovaná.

Amfibolity provázející tento výskyt jsou tmavě šedé, místy nazelenalé, drobně až středně zrnité horniny s výraznou plošně paralelní stavbou. Někdy se střídají několik mm mocné polohy vápenatosilikátových hornin s podobně mocnými polohami amfibolitů. Typická je granonematoblastická struktura. Amfibol odpovídá magnesiohornblendu až ferrohornblendu ($Fe/(Fe+Mg) = 0,34-0,53$, $Si = 6,6-7,0$ apfu). Tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 1,5 mm. Množství amfibolu dosahuje 35 až 73 modálních % horniny. Plagioklas tvoří xenomorfní, až hypautomorfní zrna o velikosti 0,1 až 1 mm, která jsou jen někdy polysynteticky zdvojitá. Mnohdy je zakalen patrně jílovými minerály, nebo postižen sericitizací. Plagioklas má složení An_{34-35} . V některých amfibolitech se mohou objevit v malém množství i xenomorfní zrna draselného živce (Ab_{2-3}). Xenomorfní zrna křemene jsou kolem 1 mm velká a v amfibolitech tvoří maximálně 5 %. V některých amfibolitech se setkáváme s polohami, které obsahují drobná zrna, nebo 1 až 2 mm velké porfyroblasty klinopyroxenu. Magnetit je v amfibolitech poměrně běžnou akcesorií. Tvoří kolem 0,3 mm velká, okrouhlá zrna. Mnohdy se koncentruje v až 1 mm mocných



Obr. 2: Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997) (A) a diagram Sps-Adr-Grs pro minerály granátové skupiny (B): z magnetit-hematitová ruda (1), polohy cummingtonitového amfibolitu (2), amfiboly z poličského krystalinika (3).
 Fig. 2: Classification diagram of amphiboles (Leake et al. 1997) (A) and diagram Sps-Adr-Gr for garnet group minerals (B): from magnetite-hematite ore (1), cummingtonite amphibolites (2), and amphibolites from Polička Crystalline Complex (3).

páscích. Jeho modální obsah v hornině může dosáhnout až 16 %. Apatit je přítomen v akcesorickém množství a tvoří 0,1 mm dlouhé sloupce. Někdy je přítomen světlezelený chlorit, který je produktem sekundárních přeměn tmavých minerálů jako amfibol a pyroxen. Jeho obsah v hornině může dosáhnout až 11 mod. %. Epidoty (Ps 29–30 %) jsou přítomny jako až 0,5 mm velká zrna. V hornině nebývají roztroušeny rovnoměrně, ale tvoří polohy o mocnosti až několik cm. Příkladem může být lokalita Telecí, kde epidoty v některých polohách naprosto převažují a tvoří polohy složené hlavně epidotem a křemenem. Polohy drobnozrnných epidozitů (mocnost až 10 cm) hojně vystupují na hranici mezi amfiboly a magnetitovými rudami. Někdy epidozity obsahují až několik mm mocné polohy bohaté na magnetit. Titanit je v některých vzorcích poměrně hojný a dosahuje až 8 mod. %. Vesměs jde o hypautomorfní zrna 0,4 až 0,6 mm velká. Některé vzorky amfibolitů z Telecího si zachovaly relikty původních staveb. Původní hornina obsahovala porfyrické vyrostlice plagioklasu a amfibolu. Dnes jsou větší porfyrické vyrostlice rekrystalované na agregáty drobných zrn. Původní porfyrická vyrostlice plagioklasu obsahuje ve střední části zrna (An_{45-62}) s vyšší bazicitou než na okraji (An_{32-35}).

Geochemie

Na základě chemického složení v TAS diagramu (obr. 3A; Le Bas et al. 1986) můžeme protolit amfibolitů klasifikovat jako tholeitické bazalty až pikrobazalty ($SiO_2 = 40,6-49,5$ hm. %; $K_2O + Na_2O = 2,3-4,4$ hm. %). Ve většině klasifikačních diagramů (např. Pearce - Norry 1979 nebo Meschede 1986) leží tyto amfibolity v poli odpovídajícím MORB bazaltům ($Zr/Y = 3-4$; $TiO_2 = 1,6-2,7$ hm. %). Tomu odpovídají také křivky REE normované na chondrit (Boynton 1984), které jsou relativně ploché ($Ce_N/Yb_N = 0,8-1,1$) a mají negativní europiovou anomálii ($Eu/Eu^* = 0,7-0,9$). Oproti typickým MORB bazaltům jsou však studované amfibolity obohacené o LILE prvky (např. Rb = 7–36 ppm).

Hematit-magnetitové rudy mají ve srovnání s amfibolity vyšší obsahy SiO_2 (54,8 vs. 40,6–49,5 hm. %)

a Fe_2O_3 (43,8 vs. 2,2–17,6 hm. %) obsahy ostatních hlavních i stopových prvků jsou nižší než v průměrném amfibolitu. Magnetitové rudy mají také nízké obsahy REE ve srovnání s okolními amfibolity (15 vs. 57–142 ppm). Křivka REE (obr. 3B) normovaná na chondrit (Boynton 1984) je relativně plochá s mírným úklonem od LREE k HREE ($Ce_N/Yb_N = 2,3$). Charakteristická je negativní europiová anomálie $Eu/Eu^* = 0,7$. Obsahy P_2O_5 ve vzorku hematit-magnetitové rudy (0,16 hm. %) jsou srovnatelné s obsahy v amfibolitech (většinou kolem 0,17 s jednou anomální hodnotou 0,37 hm.%). Tyto obsahy souvisí s přítomností apatitu v rudnině. Obsahy Mn, Zn, Cu, Pb, Ni, V, TiO_2 jsou v rudnině relativně nízké ve srovnání s průměrnými obsahy v okolních amfibolitech.

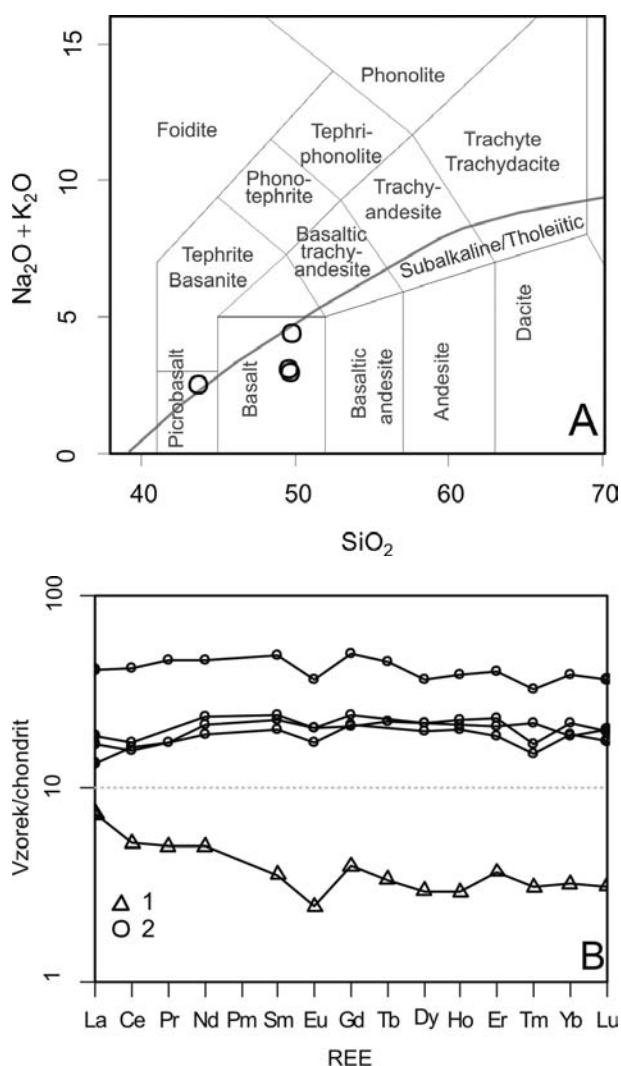
Metamorfóza

Během variské orogeneze prošly rudy společně s amfibolity nejméně dvěma metamorfózami. PT podmínky starší metamorfózy byly vypočtené pro okolní ruly programem THERMOCALC 2.7. Pro severní okraj krystalinika byly zjištěny PT podmínky z metapelitů na lokalitě Paseky (jižně od obce Proseč) 566 ± 28 °C a 5 ± 1 kbar. Biotitická rula z obce Borovnice indikuje podmínky metamorfózy pro amfibolity ve střední části poličského krystalinika (619 ± 29 °C a 6 ± 1 kbar).

Magnetitové rudy nesou známky retrogradní metamorfózy, která se projevuje hlavně martitizací magnetitu. Martitizace indikuje existenci mladší metamorfózy následující po vzniku magnetitu a to za podmínek relativně vysoké fugacity kyslíku. Tato mladší retrogradní metamorfóza patrně proběhla ve facii zelených břidlic, jak dokládají pozorování z vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku (Buriánek 2006). Protože většina studovaných vzorků magnetitových rud byla postižena zvětváváním, proto je pravděpodobné že část hematitu vznikla také během tohoto procesu.

Vznik a metamorfóza magnetit-hematitových rud

Hematit-magnetitové rudy jsou prostorově vázány na amfibolitové pruhy, které se táhnou od Proseče až k obci Telecí. Oba studované výskyty rud vystupují na okraji



Obr. 3: Srovnání chemického složení hematit-magnetitové rudy (1) a amfibolitů (2): (A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986), (B) chondritem normalizované REE křivky (složení chondritu podle Boyntona, 1984).

Fig. 3: Comparison chemical composition of magnetite-hematite ore (1) and amphibolites (2): (A) TAS diagram (Le Bas et al. 1986), (B) chondrite-normalized REE patterns (chondrite composition is after Boynton, 1984).

amfibolitových pruhů. Tomu odpovídá chemické složení amfibolu, který se vyskytuje vzácně v některých páscích uvnitř magnetitových rud. Amfiboly mají podobné chemické složení jako v okolních amfibolitech. V magnetitových rudách nebyly nalezeny Fe-Mg amfiboly typické pro exhalitu (Mücke 2003). Vtroušený magnetit se také vyskytuje přímo v amfibolitech. Charakter a pozice těchto rud naznačují, že jde o rudy vzniklé v souvislosti s vulkanickou činností. Tento vulkanismus byl vázán na dno mořského bazénu s oceánskou kůrou, protože amfibolity geochemicky odpovídají bazaltům oceánského dna (MORB).

Chemické složení studované rudy naznačuje, že vznikla jako výsledek vysrážení vulkanických exhalitů. Charakteristický je nízký obsah hliníku a alkálií, což naznačuje nízký podíl klastů silikátových minerálů v původním protolitu ($Al_2O_3 + Na_2O + K_2O = 0,7$ hm. %). Mobilita Eu

velmi závisí na redox a teplotních podmínkách v mořské vodě. Negativní Eu anomálie může souviset s precipitací v relativně chladném a oxidovaném prostředí (Parr 1992). Ochuzení o Eu je charakteristické pro dnešní hydrotermální fluida spojená s orogenními pásmo (Michard – Albarède, 1986). Pro studovaný vzorek je charakteristický také vyšší obsah La oproti ostatním REE. Podle Barreta a Jarvise (1988) jsou zvýšené obsahy La typické pro dnešní sedimenty exhalitů. Obsahy Ni (31 ppm) a V (42 ppm) jsou charakteristické pro Fe formace a jsou nízké oproti hodnotám typickým pro magnetitové magmatické rudy (Loberg – Horndahl 1983).

Studované vzorky jsou svým charakterem podobné páskovaným magnetit-hematitovým rudám, svázaným s podmořskou vulkanickou činností (například ložiska typu Lahn-Dill). Důležitá je přítomnost drobného výskytu polymetalických rud na blízké lokalitě Sedlišť. Toto zrudnění interpretují (Slobodník – Hladíková 1994) jako ložisko typu „sediment-hosted“. Prostorová souvislost mezi polymetalickým zrudněním vázaným na trhonické mramory a studovaným magnetitovým zrudněním naznačuje mírně zvýšené obsahy Zn (106–128 ppm), Cu (32–38 ppm) a Pb (7–18 ppm) v rulách obklopujících amfibolity a mramory (Buriánek et al. 2006). Přímou ve studovaném rudním vzorku magnetit-hematitové rudy jsou však obsahy Zn (6 ppm), Cu (5 ppm) a Pb (0,4 ppm) nízké. Drobné výskytu Fe rud v poličském krystaliniku jsou tedy patrně produktem srážení relativně chladných hydrotermálních roztoků produkovaných vulkanickou činností na mořském dně. Na základě zjištěných dat můžeme předpokládat, že představují část drobného výskytu ložiska typu SEDEX.

Magnetitové rudy a amfibolity prodělaly metamorfózu v amfibolitové facii. V této souvislosti je velmi zajímavá přítomnost andraditového granátu (obr. 2B) v magnetit-hematitových rudách u obce Telecí. V amfibolitech poličského krystaliniku je totiž granát poměrně vzácný a vyskytuje se jen v jižní části krystaliniku v okolí obce Nyklovce, kde byly nalezeny polohy granátických amfibolitů. Almandinový granát (Alm_{68-71}) se vyskytuje v asociaci s amfiboly cummingtonit-gruneritové řady, křemenem a plagioklasem. Granát zde mohl vzniknout například reakcí grunerit + anortit = grossular + almandin + křemen + H₂O (Curetton – Essene 1994). Na rozdíl od granátu v magnetit-hematitových rudách, kde převažuje andraditová komponenta, je zde v převaze komponenta almandinová. Andraditový granát mohl vznikat reakcí: křemen + kalcit + hematit + magnetit + O₂ = andradit + CO₂, která probíhá v podmínkách amfibolitové facie (Taylor a Liou, 1978). Granát je tedy přítomen pouze v horninách s vysokým obsahem železa, což je typické pro amfibolity, které dosáhly vrcholných podmínek metamorfózy ve střední amfibolitové facii.

Vznik hematitu na úkor magnetitu je výsledkem retrográdní metamorfózy. Pravděpodobně také část epidotu ve studovaných rudách vznikala během retrográdní metamorfózy. Avšak samotná přítomnost hematitu v asociaci s epidotem neumožňuje blíže specifikovat teplotní, nebo tlakové podmínky, protože stabilita magnetitu je výrazně závislá na fugacitě kyslíku. V některých vzorcích může také martitizace souviset s pozdějším zvětráváním.

Závěr

Hematit-magnetitové rudy v poličském krystaliniku jsou prostorově a geneticky svázány s amfibolity, které svým chemickým složením odpovídají MORB bazaltům. Drobné výskyty Fe rud jsou produktem precipitace ze submarinálních hydrotermálních roztoků svázaných s podmořskou vulkanickou činností. Studované zrudnění se sráželo z relativně chladných roztoků v prostředí s vysokou fugacitou kyslíku a to ve větší vzdálenosti od vulkanického centra. Pravděpodobně jsou tyto rudy geneticky spřízněny

s polymetalickou mineralizací v trhonických mramorech. Během variské orogeneze prošly tyto rudy metamorfózou v amfibolitové facii a pozdější retrogradní metamorfózou patrně ve facii zelených břidlic.

Poděkování

Autor děkuje S. Houzarovi a B. Fojtovi za kritické pročetí rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika“.

Literatura

- Barret, T. J. – Jarvis, I. (1988): Rare-earth elements geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Reg 92: the East Pacific Rise transect. – *Chem. Geol.* 67, 243–259.
- Boynnton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. – Developments in Geochemistry 2 (Henderson, R., ed.), 89–92, Elsevier, Amsterdam.
- Buriánek, D. – Břízová, E. – Čech, S. – Čurda, J. – Fűrých, V. – Hanzl, P. – Kirchner, K. – Lysenko, V. – Roštinský, P. – Rýda, K. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Verner, K. – Vít, J. (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 24-112 Jedlová. – MS, Výzkumná zpráva, MS MŽP, Archiv ČGS, 89 s.
- Buriánek, D. – Němečková, M. – Hanzl, P. (2003): Petrology and geochemistry of tonalites from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). – *Bull. Czech Geol. Survey*, 78, 1, 9–22.
- Buriánek, D. (2006): Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae* 91, 10, 191–206.
- Cureton, S., – Essene, E. (1994): Cummingtonite-plagioclase-garnet-quartz: A new geobarometer for amphibolites. – *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 26(7), A-43.
- Hanzl, P. – Břízová, E. – Buriánek, D. – Buriánková, K. – Čurda, J. – Fűrých, V. – Kirchner, K. – Lysenko, V. – Mrnková, J. – Otava, J. – Pertoldová, J. – Roštinský, P. – Rýda, K. – Skácelová, Z. – Vít, J. – Zelenka, P. (2005): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list 14-333, Svratka. ČGS.
- Holland, T. J. B. – Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metamorph. Geol.*, 16, 309–343.
- Janoušek, V. – Farrow, C. M. – Erban, V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). – *J. Petrology*, 47, 1255–1259.
- Kratochvíl, J. (1957): Topografická mineralogie Čech, 2. vyd., ČSAV Praha, 1432 s.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineralogist*, 68, 277–279.
- Le Bas, M. J. – Le Maitre, R. W. – Streckeisen, A. – Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrol.* 27 3, pp. 745–750.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandaino, J. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651. Stuttgart.
- Loberg, B. – Horndahl, A. (1983): Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores. *Miner. Depos.*, 18, 487–504.
- Melichar, R. (1995): Analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. – MS, Přír. fak. Univ. Karl. Praha.
- 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.
- Michard, A. – Albare`de, F. (1986): The REE content of some hydrothermal fluids. – *Chem. Geol.* 55, 51–60.
- Mücke, A. (2003): General and comparative considerations of whole-rock and mineral compositions of Precambrian iron-formations and their implications. – *Neu. Jb. Mineral.*, Abh 179, 175–219.
- Novák, M. – Houzar, S. – Šrein, V. (1997): Gahnite-bearing marbles and their significance for regional classification of the eastern part of the Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 42, 1–2, 33–40. Brno.
- Parr, J. M. (1992): Rare-earth element distribution in the exhalites associated with Broken Hill-type mineralisation at the Pinnacles deposit, New South Wales, Australia. – *Chem. Geol.* 100, 73–91.
- Pearce, J. A. – Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. – *Contrib Mineral Petrol*, 69, 33–47.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Slobodník, M. – Hladíková, J. (1994): Sulphidic mineralization in the Polička crystalline complex; a discussion of the sediment-hosted type mineralization. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69, 3, 37–45. Praha.
- Schumacher, J. (1996): The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. – *Can. Mineral.* 34, 238–246.
- Taylor, B. E. – Liou, J. G. (1978): The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids *Amer. Mineralogist*, 63, 378–393.
- Tuček, K. (1970): Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951–1965. – Academia, Praha.
- Veselý, T. (1986): Zpráva o výsledku geologicko – průzkumných prací za rok 1985. ČUP Příbram, závod Liberec. – MS, ČGS – Geofond. Praha.
- Zrůstek, V. (1963): Závěrečná zpráva o geologickém mapování oblasti styku svratecké antiklinály a poličského krystalinika v širším okolí obce Telecí v roce 1962. – MS Geofond Praha. P 15908.

GEOCHEMIE A PETROGRAFIE AMFIBOLITŮ Z TULEŠIC

Geochemistry and petrography of amphibolites from the Tulešice quarry

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 Moravský Krumlov)

Key words: Moldanubian Zone, amphibolite, geochemistry, petrography

Abstract

The amphibolites form a few larger bodies and smaller intercalations in granulites of the Gföhl Group on the southern border of the Náměšť nad Oslavou granulite body. According to their modal compositions, the plagioclase-amphibole and epidote-plagioclase amphibolite there occur. Amphibolites are a metamorphic equivalent of tholeiite basalts with significant signature of the middle ocean ridge basalts.

Úvod

Amfibolity odkryté v opuštěném lomu na jižním okraji Tulešic, západně od Moravského Krumlova, jsou součástí jednoho z protáhlých těles, prostorově spjatého s náměšťským granulitovým masivem. Předložený článek přináší nové geochemické údaje z těchto amfibolitů.

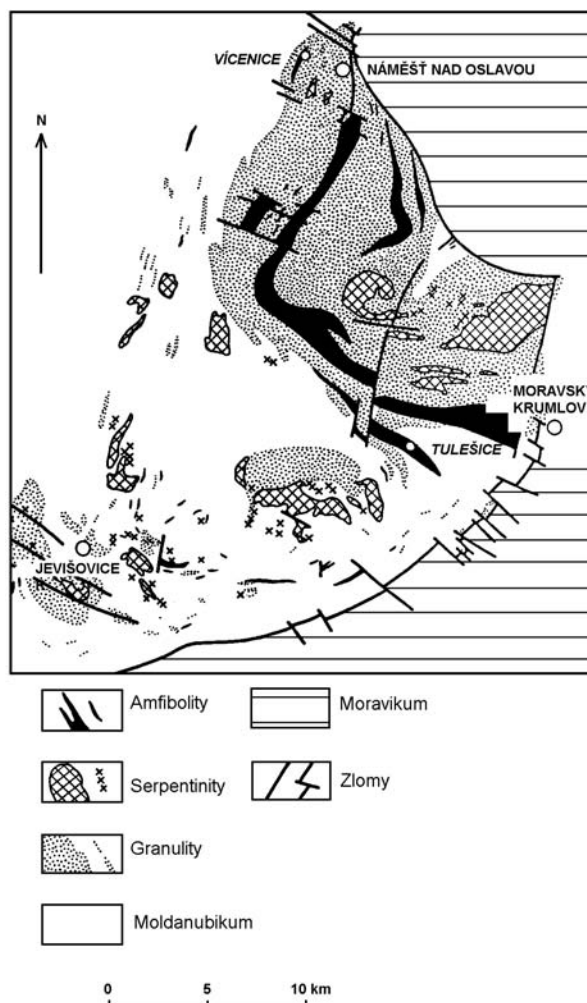
Geologická pozice

Amfibolity, které jsou odkryty v tulešickém lomu jsou součástí protáhlého, několik kilometrů dlouhého tělesa, které lemuje jižní okraj náměšťského granulitového tělesa. Přestože v bezprostředním okolí lomu již vystupují metasedimenty gföhlské skupiny moldanubika, amfibolity jsou nepochybně integrální součástí magmatické suity náměšťských granulitů. Vlastní granulitový masiv je tvořený felsitickými granulity granitového složení (Matějovská 1967). Amfibolity na jižním okraji granulitového masivu vytvářejí jednak široký lem oddělující granulity od metasedimentů gföhlské skupiny, jednak tvoří několik drobnějších čoček ležících již v horninách gföhlské skupiny (obr. 1). Amfibolity odkryté v tulešickém lomu jsou součástí jedné z těchto čoček, které jsou integrální součástí metasedimentů gföhlské skupiny (Matějovská 1987).

Petrografie

Amfibolity tvoří různě velké skalky na severním okraji částečně rekultivovaného lomu. V těchto skalkách lze najít masivní plagioklasové a nezřetelně páskované epidotické amfibolity. Amfibolity jsou drobnozrnné, s granoblasticko-nematoblastickou strukturou. Amfibol, který je převažujícím minerálem, tvoří 0,3–0,8 mm velká, hypidioblasticky omezená, sloupečkovitá zrna s výrazným pleochroismem hnědozelené barvy. Jeho optické vlastnosti odpovídají hornblendu. Obsah amfibolu se v jednotlivých typech amfibolitů pohybuje v rozmezí 70–80 %. Plagioklas (An_{34-42}) je obvykle zastoupený 15–20 % a svými xenoblasticky omezenými zrny nebo drobně zrnitými agregáty vyplňuje prostor mezi sloupečky amfibolu. Draselný živec, tvořící velmi drobná, hypidioblasticky až xenoblasticky omezená zrna, se vyskytuje ve výrazně podřadném množství (1–2 %). V nezřetelně

páskovaných amfibolitech se vyskytují drobně zrnité agregáty nebo hypidioblasticky až xenoblasticky omezená zrna epidotu. Epidot je velmi nevýrazně pleochroický, nažloutlý



Obr. 1: Geologická mapa náměšťského granulitového tělesa (podle Matějovské 1987, upraveno autorem).

Fig. 1: Geological map of the Náměšť granulite body (after Matějovská 1987, modified by author).

až světle žlutozelený. Na základě jeho strukturního vztahu k amfibolu lze epidot považovat za progradní fázi. Přítomnost epidotu v amfibolitech z této oblasti zjistila rovněž Šichtařová (1981). Akcesorické minerály jsou zastoupené apatitem, zirkonem, magnetitem a ilmenitem.

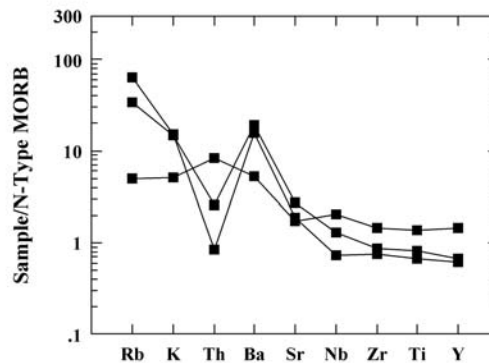
Chemické složení

Geochemické studium amfibolitů z lokality Tulešice je založeno na třech nových 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 využita metoda ICP-MS a spektrometr Perkin Elmer Sciex ELAN 6100 v laboratořích Actlabs v Kanadě (analytik D'Anna) (tab. 1, 2).

	Re-1589	Re-1590	Re-1591
hmot. %			
SiO ₂	45,70	46,54	47,66
TiO ₂	0,85	1,03	1,74
Al ₂ O ₃	17,44	15,42	14,08
Fe ₂ O ₃	2,58	4,13	3,60
FeO	5,88	6,20	9,08
MnO	0,11	0,15	0,19
MgO	9,43	9,02	7,21
CaO	11,59	9,93	10,45
Na ₂ O	2,37	3,80	3,49
K ₂ O	1,09	1,08	0,37
P ₂ O ₃	0,07	0,14	0,18
H ₂ O ⁺	1,36	1,47	0,90
H ₂ O ⁻	0,28	0,26	0,25
Celkem	98,75	99,17	99,20
ppm			
Ba	98	121	33
Rb	36	19	3
Sr	168	246	154
Zr	55	63	108
Nb	2	3	5
V	176	276	382
Ni	259	130	75
Cr	419	310	186
Sc	41	43	47
Th	0,1	0,3	1
Y	17	19	41

Tab. 1: Analýzy amfibolitů z lomu Tulešice. Re-1589 – drobnozrnný plagioklasový amfibolit, Re-1590 – nezřetelně páskovaný, epidotický amfibolit, Re-1591 – drobnozrnný plagioklasový amfibolit.

Tab. 1: Analyses of amphibolites from the Tulešice quarry.



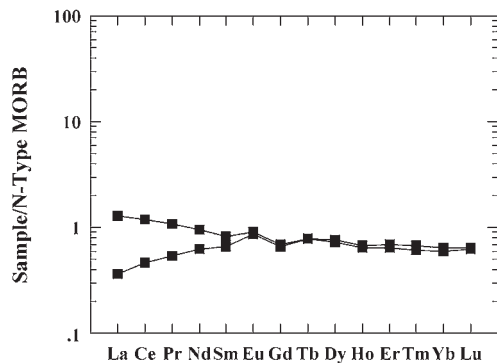
Obr. 2: Spider diagram amfibolitů z tulešického lomu. Normalizace byla provedena obsahy v bazaltech středooceánských hřbetů (N-MORB) podle Harta et al. (1999).

Fig. 2: Spider plot of amphibolites from the Tulešice quarry normalized by N-MORB. Normalizing values are from Hart et al. (1999).

Zkoumané amfibolity lze zařadit ve smyslu klasifikace TAS (Le Bas et al. 1986) do skupiny bazaltů. V klasifikaci podle Jensena (1976) lze zkoumané amfibolity přiřadit k hořčíkem bohatým tholeiitickým bazaltům. Ve srovnání s obsahem vybraných prvků v bazaltech středooceánských hřbetů (N-MORB) (obr. 2), lze ve zkoumaných amfibolitech pozorovat významné nabohacení Rb, K a Ba. Obsahy rubidia a draslíku jsou pravděpodobně odrazem přítomnosti draselného živce a velmi pravděpodobně souvisí s úzkou prostorovou vazbou amfibolitů na granuly. Distribuce ostatních stopových prvků odpovídá jejich distribuci v bazaltech středooceánských hřbetů. Distribuce prvků vzácných zemin normalizovaných jejich obsahem v bazaltech středooceánských hřbetů je rovněž velmi podobná distribuci těchto prvků v uvedených bazaltech, zejména pokud jde o obsahy těžkých vzácných zemin (obr. 3).

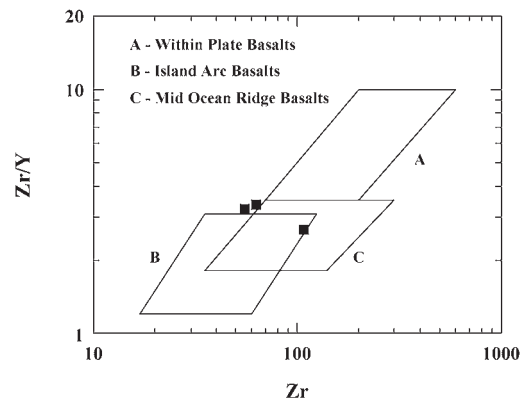
	Re-1589	Re-1590
La	0,90	3,22
Ce	3,53	8,88
Pr	0,72	1,43
Nd	4,52	7,00
Sm	1,72	2,17
Eu	0,89	0,93
Gd	2,42	2,56
Tb	0,53	0,52
Dy	3,48	3,28
Ho	0,69	0,65
Er	2,04	1,89
Tm	0,31	0,28
Yb	1,94	1,83
Lu	0,29	0,28
La _N /Yb _N	0,31	1,19
Eu/Eu ⁺	1,33	1,21

Tab. 2: Obsah prvků vzácných zemin v amfibolitu z lomu Tulešice (ppm).
Tab. 2: Content of rare earth elements in amphibolite from the Tulešice quarry (ppm).



Obr. 3: Distribuce prvků vzácných zemin. Pro normalizaci obsahem bazaltů středoocéánských hřbetů byla použita data Suna a McDonougha (1989).

Fig. 3: N-MORB-normalized REE pattern. Normalizing values are from Sun and McDonough (1989).



Obr. 4: Klasifikace bazaltů podle Pearceho a Cann (1973).

Fig. 4: Basalt discrimination plot after Pearce and Cann (1973).

Diskuse a závěr

Geochemie amfibolitů tvořících lineárně výrazně protáhla čočkovitá tělesa v náměšťském granulitovém masivu a jeho bezprostředním okolí byla v minulosti zkoumána Šichtařovou (1982) a Matějovskou (1987). Obě autorky přiřazují amfibolity k tholeiitickým bazaltům, Matějovská (1987) na základě studia distribuce prvků vzácných zemin rovněž zdůrazňuje podobnost amfibolitů doprovázejících náměšťský granulitový masiv s bazalty středoocéánských hřbetů. Na druhé straně Matějovská (1987) z úzké vazby amfibolitů na granulity usuzuje na jejich vznik na kontinentálním okraji, resp. v kolizní zóně mezi oceánickou

a kontinentální svrchní kůrou. Takovému tektonickému prostředí by nasvědčovaly zejména zvýšené obsahy rubidia a draslíku, na druhé straně jak obsahy prvků vzácných zemin, tak obsahy zirkonia a yttria svědčí spíše pro vznik v prostředí středoocéánských hřbetů (obr. 4).

Poděkování

Předložená práce vznikla v rámci výzkumného záměru ÚSMH AV ČR, v.v.i. AV0Z30460519 za finanční podpory programu AKTION 2005/7 a KONTAKT ME 845. Za velmi podnětné připomínky k původnímu rukopisu děkuji recenzentovi článku RNDr. S. Houzarovi, Ph.D.

Literatura

- Hart, S. R. – Blusztajn, J. – Dick, H. J. B. – Meyer, P. S. – Muehlenbachs, K. (1999): The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 4059–4080. Oxford.
- 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.
- Pearce, J. A. – Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290–300. Amsterdam.
- Sun, S. S. – McDonough (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.

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

APPLIED GEOLOGY

CHEMICKÉ SLOŽENÍ LOŠTICKÝCH POHÁRŮ

Chemical composition of ceramic tumblers from Loštice

Renata Čopjaková¹, Vladimír Goš³, Miroslava Gregerová¹, Martin Hložek², Radek Škoda¹¹ Ústav geologických věd, PřF MU Kotlářská 2, 61137 Brno; e-mail: mirka@sci.muni.cz² Ústav archeologie a muzeologie, FF MU Arna Nováka 1, 602 00 Brno; e-mail: 10001@mail.muni.cz³ Ústav historie a muzeologie, Filosoficko-přírodovědecká fak. v Opavě, Masarykova třída 37, Opava; e-mail: vladimir.gos@fpf.slu.cz**Key words:** pottery, technology, almandine melting, chemical composition, chemical formula, firing temperature**Abstract**

The paper summarizes results of geochemical examination of the Loštice pottery. A clay nodule found during archaeological works was used for a part of tumbler replicas' production as a plastic raw material. At the temperature over 1 200 °C, the replicas made of loess collapsed. The affect of garnets on formation of "blebs" was experimentally verified. The results showed that the ceramic tumblers of the (010) and (020) groups were made of clay soil with the addition of almandine garnet as non-plastics. The "blebs" form by thermal decomposition of almandine. The firing temperature must exceed 1 200 °C. Cordierite (sekaninaite, possibly ossumilite) crystallizes from the melt. Another part of replicas was made of local loess.

Úvod

Cílem provedeného studia je rozšíření poznatků o technologickém procesu a chemickém složení středověké keramické skupiny, jež byla produkována v Lošticích a blízkém okolí od počátku 15. století do poloviny 16. století. Keramika, zejména pak poháry s věncem oušek na podhrdlí, zaujaly již ve středověku na trhu nezastupitelné místo a zpestřovaly stoly vysoké šlechty i obyčejných měšťanů. Dnes již těžko pochopíme, proč hrubý povrch pokrytý puchýřky byl ve své době tak populární. Vysvětlením může být snaha vzdělaných renesančních šlechticů zakládajících tzv. Kunstkomory (Goš 2007). V rámci stavebních aktivit v Lošticích se v roce 1978 podařilo zachytit rozsáhlé střeptišť (Goš 1983), prokazující usedlost hrncíře. Vstup do prostor byl od nynější Komenského ulice. Výměty z pecí byly uloženy na úrovni původního povrchu, takže nebylo možné stanovit přesnější rozměry.

V jámě 17 se nacházelo zhruba 700 jedinců keramiky rozdrčených na velmi malé kousky. Z nich nejpočetnější byly střepy představující tzv. loštické zboží. Cca 450 nádob, většinou pohárů štíhlých tvarů s okrajem ve tvaru okruží mělo povrch s puchýřky a hnědavou barvu (skupina 010). Do skupiny (020) spadalo 100 úlomků, do skupiny (030) můžeme zařadit 50 částí hrnců s okrajem ve tvaru okruží a 100 jedinců náleží skupině (040) – keramice písčité. Dalšími výkopy byla odkryta malá pec. Půdorys pece byl obdélníkový o vnější šířce 110 cm a vnitřní 60 cm. Stěny pece byly zbudovány z velkých kamenů omazaných hlínou, která byla do červena vypálená. Kopuli pece tvořila jemná mazanice silně promíšená střepy z těl masivních zásobnic. Dno pece bylo rovné, tvrdě vypálené do žluto červena. Vypalovací prostor měl pravděpodobně kruhovitý tvar o průměru cca 160 cm. Z pece se dochoval v jižní části lalok o celkové šíři 70 cm s vnitřní světlostí 40 cm. Lalok se plynule rozšiřoval do vypalovacího prostoru. Obě vnější stěny byly zesíleny naplocho položenými kameny. Na jaře 2004 zahájil Městský úřad v Lošticích přístavbu tělocvičny

v prostoru mezi obchodním domem Jednota a základní školou. Během výkopových prací byly odkryty další dvě pece a střepišť, které plynule navazovalo na destrukci pecí. Střeptišť obsahovalo keramické střepy skupiny (010), zlomky pohárů, hrnce s okraji ve tvaru okruží, se silně přepáleným povrchem. Keramická skupina (020) zde byla zastoupena 28 ks (hrnce). Ostatní keramické skupiny zde chybí (vyjma 1 ks hrnce skupiny 030).

Metodika

Chemické silikátové analýzy byly stanoveny v laboratořích ACME ve Vancouveru v Kanadě (celková horninová analýza hlavních oxidů byla stanovena ICP-emisní spektrometrií a stopové prvky ICP-MS). Vybrané vzorky byly analyzovány tzv. mokrou cestou v chemické laboratoři ÚGV (analyzovali P. Kadlec a I. Zavadilová), PřF MU Brno. Jednotlivé složky byly stanoveny těmito metodami: -H₂O – sušením na 110 °C; + H₂O – Penfieldova metoda; SiO₂ – vážkově; TiO₂ – fotometricky s H₂O₂; Al₂O₃ – titračně KIII; Fe₂O₃ – fotometricky; FeO – titračně K₂Cr₂O₇; MgO – AAS; CaO – titračně KIII; Na₂O – AAS; K₂O – AAS; P₂O₅ – fotometricky; MnO – AAS; SO₃ – vážkově; S – vážkově; C, F, Cl; CO₂ – absorpčně. Výsledná data byla zpracována v programu MS Excel 2002. Přepočet na normativní minerály sedimentárních hornin byl proveden pomocí programu MINLITH.

Leštěné výbrusové preparáty vybraných keramických artefaktů z pohárů byly analyzovány na elektronové mikroskopě CAMECA SX 100 za podmínek: urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA, průměr svazku 2–10 μm, doba načítání 10–30 s na prvek (Laborať elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, ÚGV, PřF MU Brno. Analyzovali: R. Čopjaková, P. Sulovský, R. Škoda). Jako standardy pro silikáty a sklovinu byly použity: albit (Na), andradit (Ca, Fe), sanidin (K, Si), Ni (Ni), rhodonit (Mn), andalusit (Al), olivín (Mg), baryt (Ba), fluorapatit (P, F), vanadinit (Pb, Cl), chromit (Cr), pro spinelidy byly použity: gahnit (Al, Zn), andradit (Ca, Fe), titanit (Ti), chromit (Cr), spinel (Mg).

Chemické složení archeologických artefaktů

Charakteristické poháry s povrchem pokrytým puchýřky se v Lošticích, případně jejich okolí začaly vyrábět na počátku 15. století, ještě před husitskými válkami (Goš 2007).

Pro posouzení celkového složení výchozí suroviny byly provedeny chemické silikátové analýzy. Chemické analýzy byly provedeny u osmi artefaktů keramiky, dvou předpokládaných surovin a na 4 vzorcích odebraných z kupole pece (viz tab. 1). Již na první pohled je patrné, že sprašová hlína (L2) je podobná surovině použité na výstavbu pece (23/0). U ostatních analyzovaných artefaktů jsou patrné určité rozdíly v zastoupení oxidů. Protože v petrologii existují relace mezi minerálním a chemickým složením, byly vytvořeny přepočty, které dovolují převést chemickou analýzu na minerální složení. Pro odlišení od reálného minerálního složení se pro vypočtené minerální standardy používá termín „normativní minerál“. Jde o normativní křemen, albit, plagioklas atd. Stanovení těchto norm se provádí podle standardních zjednodušených vzorců minerálů pomocí počítačových programů např. MINLITH. V tab. 1 jsou uvedeny pouze vybrané normativní minerály, které byly využity pro grafické znázornění (Q – křemen, C – uhlík, Pl – plagioklasy, Carsd – karbonáty, Ill+Kn – illit + kaolinit).

Výsledky přepočtu prokázaly, že suroviny keramické skupiny (010), (020), (030) i skupiny (040) si jsou vzájemně velmi blízké. Pro ověření možnosti uplatnění normativních minerálů pro identifikaci surovinové báze loštické keramiky byly vybrány tři vzorky vizuálně rozdílných artefaktů (L4, L5, L6) první keramické skupiny (010), dva artefakty (L3, L9) druhé keramické skupiny (020) a po jednom vzorku ze zbývajících tří keramických skupin.

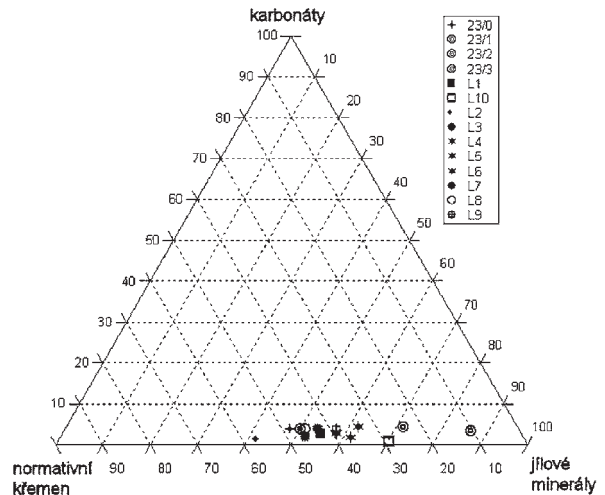
Z tab. 1, 2, 3 a obr. 1, 2 je patrné, že přepočty normativních minerálů z chemických silikátových analýz a z WDX mikrochemických analýz základní hmoty a skloviny jsou vzájemně relevantní.

Přítomnost grafitu, v minerální normě artefaktů spolu s identifikací grafitu mezi reálnými minerály ve výbrusových preparátech prokazuje používání i grafitové suroviny. Kvalitní část vytríděných grafitových klastů mohla být použita v procesu technologie grafitové keramiky. Tzv. odpad (méně grafitu v klastech, více slíd, křemene, oxidů železa tzn. horší kvalita) mohl být naopak vhodným doplňkem ostrůva v technologii keramických nádob s povrchem pokrytým puchýřky tj. zejména skupiny (010). V analyzovaných artefaktech skupiny (010) je grafit přítomen pouze od 0,2 do 1,9 hm. %.

Povrchové červené zbarvení keramických artefaktů skupiny (010) vyvolává železnatá glazura s přídatkem taviva. S výjimkou jediného ze studovaných vzorků neobsahovaly glazury Pb. Výsledky studia mikrochemismu Pb glazury jsou uvedeny v tab. 7. Je velmi pravděpodobné, že i ostatní glazury byly alkalické a obsahovaly přídatek plaveného cihlářského jílu, který během výpalu vyvolá červené až fialové červené zbarvení všech glazur. Přídatky železitých jílů nemusely být vysoké, u loštických pohárů se pravděpodobně na červeném zbarvení střepu podílela podglazurová mezivrstva.

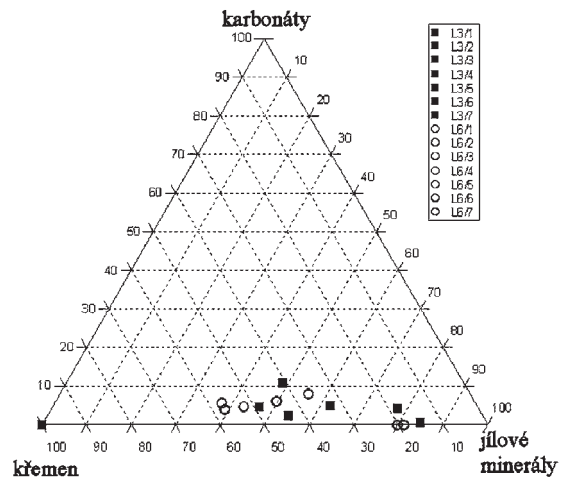
Experimentální ověření teplot výpalu a minerální skladby surovin

Pro zhotovení miniatur loštické keramiky byly jako plastické suroviny použity místní spraše a jíly, které byly odkryty během archeologických vykopávek v r. 1982. Jejich chemické složení je uvedeno v tab. 4.



Obr. 1: Normativní složení studovaných artefaktů a srovnávaných surovin, vypočtené z chemických silikátových analýz.

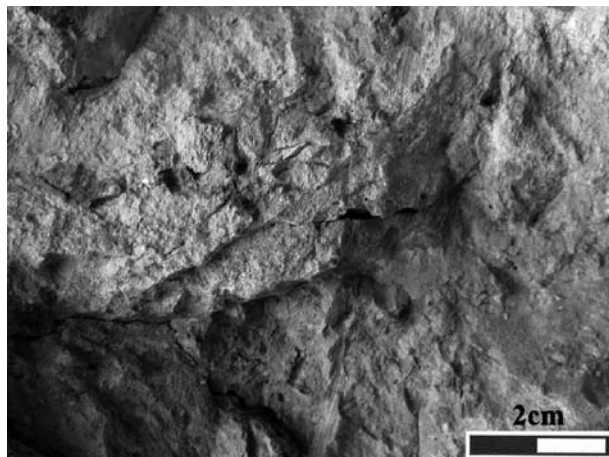
Fig. 1: Normative composition of examined artefacts and raw materials calculated from chemical silicate analyses.



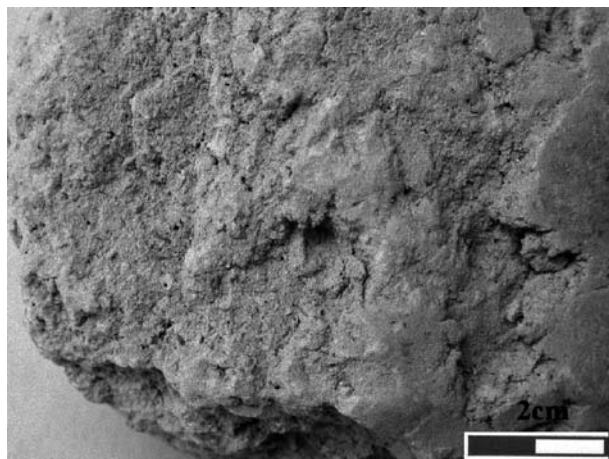
Obr. 2: Normativní složení studovaných artefaktů vypočtené z mikrochemismu skloviny a pojiva. Výsledky elektronové mikroskopie. Analyzoval P. Sulovský.

Fig. 2: Normative composition of examined artefacts calculated from the microchemism of glass and binder. Analyzed by P. Sulovský.

Vzorek makroskopicky označený jako tuhová surovina odpovídá jílu. Grafit je rozptýlený jako pigment. Surovina odpovídá terciérním ložiskům, které byly dobývány i pro výrobu keramiky v Žadlovicích a později v Litovli. Grafitový pigment zlepšoval vlastnosti střepu při vypalování (slinutější střep). Výpal surovin byl vždy bílý, na řezu střepu



Obr. 3: Jílová surovina použitá na experiment. Foto M. Hložek.
Fig. 3: Sample of clay raw material used for the experiment. Photo by M. Hložek.



Obr. 4: Spraš použitá na experiment. Foto M. Hložek.
Fig. 4: Sample of loess used for the experiment. Photo by M. Hložek.

byly stopy šedých šmouh. Zdánlivě tmavší zbarvení jílu je vysvětlováno primárním přeplavením výchozích surovin. Rozdíl mezi jílem a spraší je patrný již makroskopicky. Načervenalé zbarvení střepeu po výpalu souvisí s oxidy Fe.

Suroviny (obr. 3, 4) byly rozpracovány s vodou na plastické keramické těsto, do kterého byl jako ostřívo přimíšen granátový koncentrát (almandinové složení, obr. 5).

Výpal byl proveden v oxidační peci za teploty 1 250 °C. V průběhu výpalu vznikl v pohárcích zhotovených ze spraše takový obsah taveniny, že se zcela zhortily (obr. 6). Výrobky z jílové suroviny dokázaly odolávat vysokým teplotám bez deformace tvaru.

Ve sklovině experimentu i v keramických artefaktech skupiny (010) a (020) byly identifikovány novotvořené minerální fáze. Z obr. 7 a 8 je zřejmé, že jde o novotvořené krystaly vznikající z taveniny. Jedná se o minerály skupiny cordieritu (cordierit – sekaninait) a osumilit. Spolu nimi se objevují i spinelidy (hercynit, magnetit, magnesioferit), viz tab. 7. Výsledky chemických analýz jsou uvedeny v tab. 5 a 6.

V některých artefaktech skupiny (040) byly identifikovány reliktní granáty – pyropy (94,6 % pyropové, 4,4 % almandinové složky).



Obr. 5: Almandinový koncentrát použitý na experiment. Foto M. Hložek.
Fig. 5: Sample of almandine concentrate used for the experiment. Photo by M. Hložek.



Obr. 6: Miniatury loštických pohárů po výpalu v oxidační peci při teplotě 1 250 °C. Roztavené jsou poháry zhotovené ze spraše.
Fig. 6: Miniatures of the Loštice pottery after the firing in oxidation furnace at the temperature of 1 250 °C. The melted tumblers have been made of loess.

Provedené experimenty nám podávají důkaz o zá-
měrném používání granátu almandinu. Repliky pohárů loštické keramiky zcela jednoznačně prokazují shodu patrnou makroskopicky, pozorujeme na nich stejné „puchýře“ jako u originálů. Optická i elektronová mikroskopie, výsledky studia mikrochemismu novotvořených minerálů v replikách experimentálně vypálených zcela jednoznačně prokázaly shodu mezi minerálními fázemi identifikovanými v replikách a originálech (porovnej tab. 5, 6 s tab. 8, obr. 7, 8 s obr. 9 a údaje uvedené v tab. 9).

Souhrn

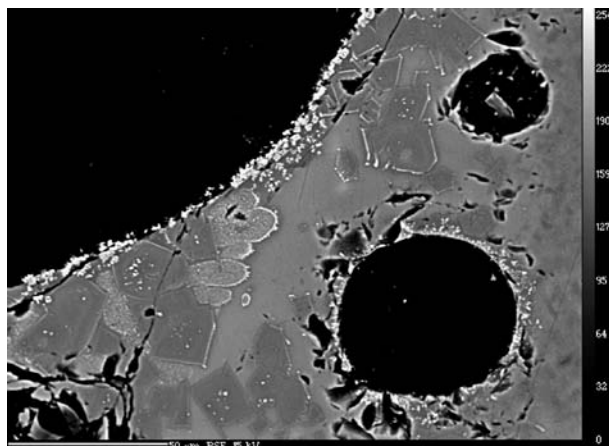
Z uvedených výsledků vyplývá, že technologie výroby loštických pohárů byla zcela odlišná, než jak ji popisují starší práce (Měchurová et al. 1992). Základní plastická surovina odpovídala jílu s nízkým obsahem velmi jemného grafitu (5–8 %). Pro experimenty byla použita originální surovina, která byla odebrána ze skládky hlíny v hrnčířské dílně zkoumané v Lošticích. Použití místní spráše z podloží bylo vyvráceno experimentálním výpalem replik zhotovených z této suroviny. Experimentální poháry z ní zhotovené se při teplotách kolem 1 200 °C zcela zdeformovaly – roztavily. Názor na vznik puchýřků rozkladem sulfidů, které obsahuje svinovský grafit (Měchurová, Čejka, Zalabák 1992) byl rovněž experimentem vyvrácen. Replika zhotovená z hlíny, odebrané v hrnčířské dílně, po provedeném výpalu neměla na povrchu žádné „puchýřky“. Ty se objevily pouze na replikách pohárů, které byly zhotovené ze shodné suroviny s přísadkou almandinu. Pro získání specifického zabarvení povrchu byla na vysušené repliky, před vlastním výpalem, nanášena engoba obsahující železité minerály a tavivo. Experimentální výpal dokazuje, že teplota výpalu loštické keramiky

se pohybovala mezi 1 200–1 250 °C. Všechny provedené analýzy vedou k jednoznačnému závěru. Počet a vzhled „puchýřů“ na pohárech loštické keramiky závisí na obsahu a chemickém složení granátu almandinu v surovinové směsi. Konverzní proces tavení granátu pyropalmandinového typu s kaolínem lze znázornit následující rovnicí: $2(\text{Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \rightarrow (\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + 4(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2\text{O}_4 + 8\text{H}_2\text{O} + 9\text{SiO}_2$.

Složení spinelu, vznik cordieritu, sekaninaitu případně osumilitu závisí nejen na složení granátu, ale i na výchozí plastické surovině (Abbott – Clarke 1979, Green 1977). Teplota výpalu loštických pohárů byla téměř o 300 °C nižší než teplota uváděná Měchurovou et al. (1992) na základě RTG identifikace cristobalitu (1 470 °C). Zvýšení teploty nad 1 250 °C vede k otevření „puchýřů – bublin taveniny“ a vzniku „trychtýřů“.

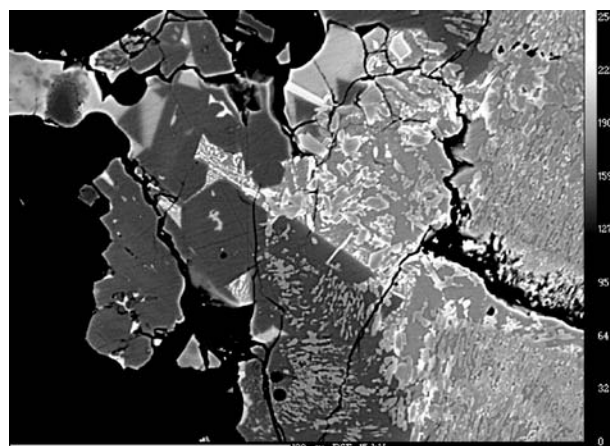
Poděkování

Příspěvek byl řešen jako součást výzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární studium výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku“.



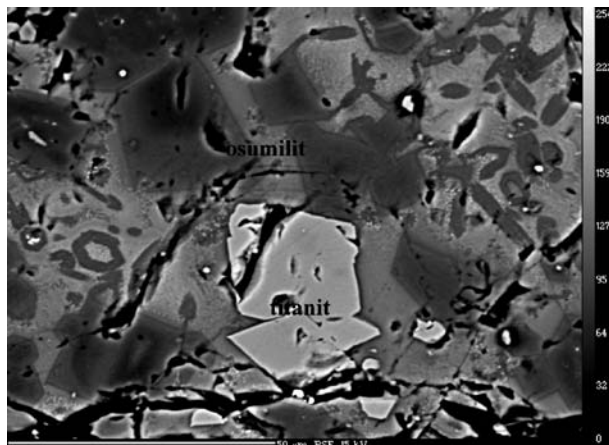
Obr. 7: „Puchýř“ loštické keramiky skupiny (020), vz. L 3, lemovaný tenkou vrstvou spinel a sklovinou s novotvořeným cordieritem. Foto R. Škoda.

Fig. 7: „Bleb“ in the Loštice pottery of the (020) group (sample no. L 3) lined with a thin layer of spinel and glass matter containing a new-formed cordierite. Photo by R. Škoda.



Obr. 9: Detailní snímek části „puchýře“ skloviny s novotvořeným cordieritem v provedeném experimentu. Foto R. Škoda.

Fig. 9: Detailed image of a glass „bleb“ with new-formed cordierite a sample after the experiment. Photo by R. Škoda.



Obr. 8: Detailní snímek osumilitu z „puchýře“ loštické keramiky skupiny (010), vz. L 1. Osumility nebývají lemované spinely. Foto R. Škoda.

Fig. 8: Detailed image of ossumilitite from the „bleb“ in the (010) group Loštice ceramics (sample no. L 1). The ossumilitite individuals are not rimmed with spinel. Photo by R. Škoda.

	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	Pec	Pec	Pec	Pec
											23/0	23/1	23/2	23/3
SiO ₂	55,7	72,9	66,7	60,4	58,9	64,7	68,6	67,4	65,2	45,4	72,5	58,1	54,2	51,1
TiO ₂	0,9	0,8	1	1	1	1	0,9	0,9	0,9	0,7	0,5	1,2	0,8	0,4
Al ₂ O ₃	21,8	11,2	23,4	24,8	24,8	23,2	20,9	22,1	24	17,3	13,8	31,6	25,9	30,6
Fe ₂ O ₃	4	4,1	4	5,1	5,6	5,3	4,3	3,4	3	7,4	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,2	3,5	10,9	10,4
MgO	1	1,1	1	1,1	1,3	1,2	0,9	1	1,1	1,6	0,8	0,9	2,9	2,7
CaO	0,9	0,9	0,9	0,9	1	0,8	0,6	0,9	0,9	0,9	1,2	0,7	0,9	0,7
Na ₂ O	0,3	1,1	0,4	0,2	0,4	0,3	0,5	0,4	0,5	0,1	0,6	0,5	0,4	0,4
K ₂ O	1,9	2,7	2,3	2,3	2,4	2,4	2,8	2,3	2,7	2,6	4,4	3	3	2,7
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,6	0	0	0	0
MnO	0	0,1	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0,1
C	0,6	0,2	0	1,9	1,4	0,2	0	0	0	8	0	0	0	0
S	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0,7	0	0	0	0
CO ₂	0,4	0	0	1,8	2,4	0,3	0	0	0	14,2	0	0	0	0
SO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	87,7	95,2	99,9	99,7	99,4	99,7	99,7	98,6	98,3	99,5	99	99,5	98,8	99
Normativní složení														
Q	26,4	54,1	29,2	24,3	21,7	28,4	35,1	32,1	27,4	22,2	46,6	12,9	14,8	6,8
C	0,6	0,2	0	1,9	1,4	0,2	0	0	0	8	0	0	0	0
Pl	0	10,2	0,1	0	0	0	2,5	0,2	0,9	0	5,4	2,2	0	0
Carsd	2,8	1,3	2,6	1,2	2,9	2,1	1,7	2,8	2,5	0,7	3,2	2,4	3	2,3
Ill+Kn	55	28	50,9	53,4	55,1	49,1	48,8	49,2	54,2	41,6	33,7	73,1	48,6	58,6
Chl+Mm+Sp	12,2	0,6	14	17,9	15,4	17,8	8,3	13,1	12,8	22,9	0	6,7	29,8	28,7
Ht	1,5	3,4	2	0	2,1	1	2,5	1,4	0,9	0	3,4	1,6	3,1	3,2

Tab. 1: Chemické složení vybrané loštické keramiky. Minerální norma artefaktů vyjádřená pomocí normativního křemene, plagioklasů, uhlíku a karbonátů.

Vysvětlivky: L1 – surovina šedá, jílovitá s kousky grafitu, L2 – surovina sprašová hlína, L3, L7 – keramika skupiny (020), L4, L5, L6 – keramika skupiny (010), L8 – keramika skupiny (030) L9 – keramika skupiny (040), L10 – grafitová keramika (050). Chemické analýzy vzorků označených 23/0, 23/1, 23/2, 23/3 byly stanoveny na elektronovém mikroskopu CAMECA SX100. Zkratky normativních minerálů: Q – křemen, C – grafit, Pl – plagioklas, carsd – karbonáty, Ill – illit, Kn – kaolinit, Chl – chlorit, Mm – montmorillonit, Sp – serpentín, Ht – hematit. Chemické analýzy vzorků L1–L10 byly stanoveny klasickou silikátovou analýzou tzv. mokrou cestou.

Tab. 1: Chemical composition of selected Loštice pottery fragments. The mineral norm of the artefacts is expressed using normative quartz, plagioclases, carbon and carbonates.

	světlá	světlá	tmavá	tmavá	tmavá	světlá	tmavá	světlá	světlá	světlá	světlá	tmavá	tmavá	tmavá
	L3/1	L3/2	L3/3	L3/4	L3/5	L3/6	L3/7	L6/1	L6/2	L6/3	L6/4	L6/5	L6/6	L6/7
SiO ₂	66,5	68,9	58,8	58,2	57,4	62,5	51,9	68,1	72,7	69	69,2	49,6	49,4	62,5
TiO ₂	1,6	1,5	1,3	1,1	0,2	1,2	0,3	0,1	0	0	1,1	0,4	0,4	1,3
Al ₂ O ₃	14,9	13,8	30,3	33,5	29,1	14,9	36,2	18,9	13,6	20,3	15,4	33,3	33,7	16,2
FeO	7,7	6,7	2,8	1,9	4,5	5,7	2,5	3,9	3,8	2,9	3,2	4,9	4,8	4,2
MgO	0,8	0,7	1,5	1,5	3,6	1,1	7,1	0,5	0,7	0,8	1,4	10,8	11,3	4,1
CaO	1,4	1,3	1,1	1	0,6	1,5	0,1	1,3	1,8	1,4	3,5	0	0	6,1
Na ₂ O	0,6	0,5	0,2	0,5	0,1	0,4	0,1	0,7	0,8	0,8	0,7	0	0	0,5
K ₂ O	4,4	4,6	2,1	2,1	0,4	3,1	1,2	4,1	4,6	3,7	3,4	0,1	0,2	1,9
P ₂ O ₅	0,2	0	0	0,2	0	0	0	0,4	0,3	0	0,8	0	0	1,5
MnO	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1	0	0,5	0,7	0	0,1	0	0,1	0,3
Total	98,1	98	97,9	99,9	95,8	90,3	99,5	97,9	98,4	98,9	98,6	99,1	99,8	98,4

Tab. 2: Chemické složení světlé a tmavé skloviny. Výsledky WDX analýz. CAMECA SX 100.

Tab. 2: Chemical composition of light and dark matter. WDX analyses results.

	světlá	světlá	tmavá	tmavá	tmavá	světlá	tmavá	světlá	světlá	světlá	světlá	tmavá	tmavá
	L3/1	L3/2	L3/3	L3/4	L3/5	L3/6	L3/7	L6/1	L6/2	L6/3	L6/4	L6/5	L6/6
Ab	4,8	4,3	0	0	0	1	0	5,4	6,4	6,4	3,6	0	0
An	0,5	0,5	0	0	0	0,1	0	0,6	0,7	0,7	0,4	0	0
Pl	5,3	4,8	0	0	0	1,1	0	5,9	7,1	7,1	4	0	0
Or	4,8	8,2	0	0	0	0	0	8,5	9,9	0	0	0	0
Q	39,9	42,8	17	9,3	19,9	38,7	6	35,7	45,2	36,3	40,7	10,7	10,2
Mm	0	0	6	14,8	2,6	10,7	4,7	0	0	1,2	9,6	0	0
Ill	37	33,3	20,5	20,3	4,4	34,6	11,2	26,4	30,2	37,9	34,6	1	1,6
Chl	0	0	4,7	2,2	17,3	0	21,8	0	0	0	2,2	41,2	42
Kn	0,8	0	48,1	50,1	54,3	3,4	54,9	17	0	13,2	0	46,7	45,7
Ap	0,5	0	0	0,5	0	0	0	0,9	0,8	0	1,8	0	0
Cc	0	0	1,2	0,4	0,8	0	0	0	0	0,1	2,4	0	0
Dl	0	0,1	0	0	0,4	0	0,3	0	0,3	0	0	0	0
Ank	3,8	4,6	1,3	1,5	0	5,8	0	2,7	4,3	4,3	3,6	0	0
Rch	0	0	0	0	0,1	0,2	0	0	0	0	0,2	0	0
Sd	0	0	0	0	0	4,5	0	0	0	0	0	0	0
Srp	0	0	0	0	0	0	0,8	0	0	0	0	0	0
Ht	6,1	4,7	0	0	0	0	0	2,4	1,5	0	0	0,1	0,1
Prl	0,2	0,2	0	0	0	0	0	0,6	0,8	0	0	0	0,1
Rt	1,6	1,4	1,2	1	0,2	1,2	0,3	0,1	0	0	1,1	0,3	0,3
Fsp	10,2	13	0	0	0	1,1	0	14,4	17	7,1	4	0	0
Pel	37	33,3	31,2	37,3	24,3	45,2	38,5	26,4	30,2	39,1	46,4	42,2	43,7
PelFsp	47,2	46,3	31,2	37,3	24,3	46,3	38,5	40,8	47,2	46,1	50,4	42,2	43,7
Carsd	3,8	4,6	2,5	1,9	1,2	10,3	0,3	2,7	4,5	4,4	6	0	0
Ill+Kn	37,8	33,3	68,6	70,4	58,7	38	66,1	43,3	30,2	51	34,6	47,7	47,3
Chl+Mm+Srp	0	0	10,7	17	19,9	10,7	27,3	0	0	1,2	11,8	41,2	42

Tab. 3: Normativní minerální složení světlé a tmavé skloviny. Přepočteno programem MINLITH.

Vysvětlivky : L6 – keramika skupiny (010), L3 – keramika skupiny (020). Ab – albit, An – anortit, Pl – plagioklas, Or – ortoklas, Q – křemen, Mm – montmorillonit, Ill – illit, Chl – chlorit, Gb – gipsit, Kn – kaolinit, Ap – apatit, C – grafit, Cc – kalcit, Dl – dolomit, Ank – ankerit, Rch – rodochrosit, Sd – siderit, Srp – serpentín, Ht – hematit, Prl – pyrolusit, Rt – rutil, Fsp – total živce, Pel – total jílové minerály, PelFsp – suma živců a jílových minerálů, Carsd – suma uhličitánů, Ill+Kn – illit+kaolinit, Chl+Mm+Srp – chlorit + montmorillonit+serpentín.

Tab. 3: Normative mineral composition of light and dark glass matter. Recalculated using the MINLITH software.

Vzorek	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	C grafit	SO ₃
1	74,79	3,32	0,54	10,2	0,95	0
2	66,97	3,17	1,17	10,43	0,17	0

Tab. 4: Výsledky parciálních silikátových analýz (Silikátové analýzy byly provedeny GP Ostrava v r. 1985, nepublikováno.).

Vysvětlivky: 1 – Tuhová surovina (odběr 1982, čtverec 4cs1, hloubka 120 cm, zásyp objektu); 2 – podložní spraš (odběr 1982, čtverec 3bs21, hloubka 200 cm).

Tab. 4: Results of partial silicate analyses.

Legends: 1 – Graphitic material; 2 – Loess in footwall.

	L 3	L 3	L 5	L 5	L6	L6	L 11	L 11	L 11	L 15	L 15	L 15
SiO ₂	54,6	47,6	49,3	48,5	49,6	47,6	47,1	47,1	46	48,3	46,3	47,3
TiO ₂	0,3	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	29	36,5	32,6	33,2	33,3	33,8	32,3	32,3	33,9	32	32,8	32,4
FeO	8	7,7	7,2	7	4,9	8,5	14	14	13,6	16,3	16,8	16,7
MnO	0	0,1	0,1	0,1	0	0,1	0	0	0	0	0,1	0,1
MgO	7,4	7,8	9,1	9,9	10,8	8,7	4,9	4,9	4,9	3,2	3,3	3,2
CaO	0,2	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,1	0	0,2	0,1	0	0	0,1	0,1	0	0	0	0
K ₂ O	1	0,3	0,6	0,5	0,1	0,2	0,4	0,4	0,4	0,7	0,6	0,5
P ₂ O ₅	0,1	0,1			0	0	0	0	0			
Total	101	100,5	99,3	99,4	99,1	99,4	99,1	99,1	99,2	100,9	99,9	100,3
NaKCa												
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
K	0,1	0,3	0,1	0,1	0	0	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1
Suma	0,1	0,3	0,1	0,1	0	0	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1
FeMgMn												
Fe _(ii)	0,7	0,6	0,6	0,6	0,4	0,7	1,2	1,2	1,2	1,4	1,5	1,5
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1,1	1,2	1,4	1,5	1,6	1,3	0,8	0,8	0,8	0,5	0,5	0,5
Al	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0				
Subtot	1,9	2	2	2,1	2	2	2	2	2	1,9	2	2
SiAl												
Si	5,6	4,8	5	4,9	5	4,8	4,9	4,9	4,8	5	4,9	5
Al	3,4	4,2	4	4,1	4	4,1	4,1	4,1	4,2	4	4,1	4
suma	9	9	9	9	9	8,9	9	9	9	9	9	9
O	18,3	18,1	18	18,1	18,1	17,9	18	18	17,9	18	17,9	17,9

Tab. 5: Chemické složení (WDX) cordieritu v keramickém střepu ložtických pohárů skupiny (010), vz. L-5, L-6 a skupiny (020), vz. L-11, L-3 a sekaninaitu skupiny (020), vz. L15. Chemický vzorec sekaninaitu: Fe₂Al₃[AlSi₅O₁₈], chemický vzorec cordieritu: Mg₂Al₃[AlSi₅O₁₈].

Tab. 5: Chemical composition (WDX) of cordierite in ceramic fragment of the (010) group (sample no. L-5 and L-6) and (020) group (sample no. L-11) and sekaninaite in the (020) group (sample no. L15). Chemical formulae of sekaninaite: Fe₂Al₃[AlSi₅O₁₈], chemical formulae of cordierite: Mg₂Al₃[AlSi₅O₁₈].

Comment	L 3	L 3	L 5	L 5	L6	L6	L 9	L 9	L-19	L- 19	L-24	L-24
SiO ₂	60,3	58,6	59,8	54,7	62,5	62,9	60	57,6	54,1	56,5	55,3	54,5
TiO ₂	0,1	0,1	0,8	0,3	1,3	1,5	1,1	0,8	2	1,7	1,6	1,6
Al ₂ O ₃	12,5	11,6	18,4	26	16,2	15,1	23,2	30,8	12,5	13,3	15	14,7
FeO	17,9	20,3	15,8	10	4,2	4,6	6,6	2,6	23,1	20,2	15,3	15,7
MnO	0,1	0,1	0	0,1	0,3	0,3	0,1	0	0,2	0,2	0,4	0,4
MgO	0,9	0,6	0,9	4	4,1	3,8	3,1	2,1	0,4	0,4	1,3	1,4
CaO	0,7	0,9	1,2	0,5	6,1	6,3	1,2	1,1	2,7	2,7	3,2	3,5
Na ₂ O	0,7	0,8	0,2	0,8	0,5	0,6	0,7	0,3	0,2	0,2	0,8	0,7
K ₂ O	4,5	4,5	2,7	2,7	1,9	2,1	4,1	3,1	2,9	3,6	3,4	3,2
Cl	0	0			0,3	0,3	0,1	0,1	0	0		
F	0	0	0	0	1,5	1,8			0	0		
BaO	0,2	0,2	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1				
P ₂ O ₅	0,1	0,1			0	0	0	0				
Total	98	97,8	100	99,3	99	99,4	100,4	98,7	98,1	98,8	96,2	95,7
NaKCa												
Na	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0,3	0,3
K	1,1	0,9	0,6	0,6	0,4	0,5	0,9	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7
Ca					0,3			0,2	0,3	0,1	0	0
Suma	1,2	1	0,6	0,7	0,8	0,6	1	0,9	1,1	1	1,1	1
FeMgMn												
Fe _(ii)	1,4	1,6	1,5	1,5	0,2	0,2	1	0,4	1,6	1,4	0,9	0,9
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1
Mg	0,3	0,2	0,2	0,6	1,1	1	0,8	0,5	0,1	0,1	0,4	0,4
Ca	0,1	0,2	0,2	0,1	0,9	1,2	0,2	0	0,3	0,4	0,7	0,7
Al	0	0	0	0	0	0		1,1		0,1		
Subtot	1,8	2	1,9	2,2	2,2	2,5	2	2	2	2	2,1	2,1
FeAlTi												
Al	1,7	1,3	2,4	3	2,4	2,3	2,9	3	0,7	1,1	1,3	1,2
Ti	0	0	0,1	0	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2
Fe	1,3	1,5	0,4	0	0,4	0,5			2	1,6	1,4	1,6
Subtot	3	2,8	2,9	3	3	3	3	3,1	3	3	3	3
SiAl												
Si	11	10,8	10,6	9,6	11	11,1	10,2	9,9	10	10,3	10,1	10
Al	1	1,2	1,4	2,4	1	0,9	1,8	2,1	2	1,7	1,9	2
Subtot	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
O	30,3	30,2	30	29,9	30,8	30,8	30,3	30,8	30,3	30,3	30,2	30,1

Tab. 6: Chemické složení osumilitu (WDX) v keramických artefaktech loštických pohárů skupiny (010), vz. L-5, L-6, L-24, L-19 a (020), vz. L-3, L-9. Chemický vzorec Fe-osumilitu : (K,Na)(Fe,Mg)₂(Al,Fe)₃(Si,Al)₁₂O₃₀, chemický vzorec Mg-osumilitu : (K,Na)(Mg,Fe)₂(Al,Fe)₃(Si,Al)₁₂O₃₀.

Tab. 6: Chemical composition (WDX) of ossumilite in the ceramic artefacts of Loštice pottery of the (010) group (sample no. L-5, L-6, L-24, L-19) and (020) group (sample no. L-3, L-9). Chemical formulae of Fe-osumilite: (K,Na)(Fe,Mg)₂(Al,Fe)₃(Si,Al)₁₂O₃₀, chemical formulae of Mg-osumilite : (K,Na)(Mg,Fe)₂(Al,Fe)₃(Si,Al)₁₂O₃₀.

PbO	70,39	70,91	70,15
SiO ₂	20,93	20,63	20,19
TiO ₂	0,23	0,26	0,21
Al ₂ O ₃	5,73	5,76	6,32
Fe ₂ O ₃	2,24	2,15	2,37
MgO	0,26	0,31	0,26
CaO	0,54	0,53	0,56
Na ₂ O	0,13	0,09	0,11
K ₂ O	0,45	0,45	0,48
P ₂ O ₅	0	0	0,08
	100,9	101,09	100,72

Tab. 7: Chemické složení glazury vz. L 19, keramické skupiny (010). Analyzovala: R. Čopjaková.

Tab. 7: Chemical composition of enamel, (010) group (sample no. L 19). Analyzed by R. Čopjaková.

Comment	1.I	1.II	1.III	1.IV	1.V	2.I	2.II	4.I	4.II	4.III	4.IV	4.V	4.VI
SiO ₂	47,6	47,3	47,9	44,6	47,1	56	52,5	51,1	51,7	51,7	47,7	50,7	48,9
TiO ₂	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,1	0	0,1	0,1	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	34	34,5	33,5	36	34,3	24,4	27,3	32	32,5	32,5	29,2	32,3	36,2
FeO	7,7	7,2	7,8	8,5	7,7	14,4	14	3,3	2,6	3,6	1,9	4,3	3,2
MnO	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	8,9	9,1	8,6	9,1	8,7	2	3,6	11,9	12,3	11,4	4,1	11,2	10,7
CaO	0,1	0	0	0	0,1	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	15,8	0,4	0
Na ₂ O	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0	0	0	0	0	0,4	0	0
K ₂ O	0,7	0,9	0,7	0,9	0,8	0,9	0,4	0,2	0,3	0,2	0,1	0,5	0,3
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0,3	0,1	0	0	0,1	0	0,1	0
Total	99,3	99,5	99,1	99,6	99,2	98,9	98,6	98,8	99,6	99,7	99,4	99,7	99,7
NaKCa													
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0
K	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0	0	0	0	0,1	0
Ca	0	0	0	0	0	1,1	0	0	0	0	0	0	0
suma	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0	0,1	0	0,1	0,1	0,1
FeMgMn													
Mg	1,3	1,4	1,3	1,4	1,3	0,5	0,6	1,8	1,8	1,7	0,6	1,7	1,6
Fe	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	2,3	1,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0						0	0	1,2	0	0,2
Subtot	2	2	2	2,1	1,9	2,8	1,9	2,1	2	2	2	2	2
FeAlTi													
Al						3							
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0
Subtot	0	0	0	0	0	3,1	0	0	0	0	0	0	0
SiAl													
Si	4,8	4,8	4,9	4,5	4,8	9,9	5,6	5,1	5,1	5,1	4,9	5	4,8
Al	4,2	4,2	4,1	4,5	4,2	2,1	3,4	3,9	3,9	3,9	4,1	4	4,2
Subtot	9	9	9	9	9	12	9	9	9	9	9	9	9
O	18	18	18	17,9	17,9	30,5	18,2	18,2	18,1	18,1	18	18,1	18

Tab. 8: Chemické složení cordieritu, sekaninaitu a osumilitu v keramických miniaturních replikách pohárů experimentálně vyrobených a vypálených na teplotu 1 250 °C.

Tab. 8: Chemical composition (WDX) of cordierite, sekaninaite and ossumilite in ceramic miniature replicas of tumblers experimentally produced at the temperature of 1 250 °C.

	L 13	L 13	L 13	L 11	L 11	L19	L19	exp 4	L 24	L 24	exp 4	exp 4	exp-1	exp-1	exp-2	exp-2
SiO ₂	0,3	0,4	0,6	0,3	0,4	0	0	0,3	5,7	2,9	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4
TiO ₂	1,1	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6	1	0,4	0,4	0,9	0,8	0,4	0,4	0,3	0,3
Al ₂ O ₃	22,2	42,2	56,6	47	49,3	57,8	56,5	25	48,8	49,8	26,4	26	61,4	61,1	42,5	58
Cr ₂ O ₃	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,4	0	2,9	2,6	0	0	0,2	0,4	0	0,4
V ₂ O ₃	0,1	0,1	0,6	0,2	0,2	0,3	0,9	0	0,2	0,2	0	0	0,4	0,5	0,1	0,3
FeO	66,3	48,5	36,3	45,9	43,9	39	39,7	65,8	31,4	29,8	65,5	65,7	27,4	28,9	52,9	34,8
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0	0,1	0,1	2,1	0,2	0,2	2,2	2,2	0,2	0,3	0,3	0,3
MgO	3,7	4,4	3	3,9	4,2	4,7	3,6	2,4	8,7	8,4	2,5	2,5	9,3	8,4	2	4,9
CaO	0,1	0	0,1	0	0	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0	0	0	0
ZnO	1	0,9	0,1	0,5	0,6	0	0	0	0,3	0,2	0,1	0	0,2	0,2	0,5	0,1
NiO	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0	0	0	0,3	0,3	0	0	0	0	0	0
SnO	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0
Total	95	97,5	98,2	98,7	99,4	102,6	101,9	96,9	98,9	94,8	97,7	97,3	99,6	100,2	98,8	99,5
Si	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0	0	0,1	1,3	0,7	0	0	0	0	0	0,1
Ti	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0
Al	7	12,1	15,5	13,2	13,6	15,1	15	7,8	13,1	13,8	8,1	8	15,7	15,7	12,2	15,4
Cr	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0,5	0,5	0	0	0	0,1	0	0,1
V	0	0	0,1	0	0	0,1	0,2	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0	0,1
Fe(iii)	8,3	3,4	0	2,5	2	0,7	0,6	7,7	0	0	7,5	7,6	0	0	3,6	0,1
Fe(ii)	6,6	6,4	7	6,6	6,6	6,5	6,9	6,8	6	5,9	6,7	6,7	5	5,3	7,2	6,4
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0,5	0	0	0,5	0,5	0	0,1	0,1	0,1
Mg	1,5	1,6	1	1,4	1,5	1,6	1,2	1	2,9	2,9	1	1	3	2,7	0,7	1,6
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0,2	0,2	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0
Total	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24

Tab. 9: Chemické složení spinelidů ve studovaných úlomcích loštických pohárů a experimentálně zhotovených miniaturách.
 Tab. 9: Chemical composition of spinelides in the examined fragments of the Loštice tumblers and in the experimentally produced miniatures.

Literatura

Abbott, R. N. Jr. – Clarke, D. B. (1979): Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al₂O₃-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H₂O)<1. – Can. Mineral 17, 549–560.
 Goš, V. (1983): Středověké hrnčířství v Lošticích. – Pět let archeologických výzkumů města, Archaeologia historica, 8, 197–209.
 Goš, V. (2007): Loštice. Město středověkých hrnčírů. Opava.
 Green, T. H. (1977): Garnet in silicic liquids and its possible use as a PT indicator. – Contr. Mineral. Petrology 65,59–67.
 Měchurová, Z. – Čejka, J. – Zalabák, P. (1992): Příspěvek k problematice tzv. loštické keramiky. – Časopis Moravského muzea – vědy společenské 57, 201–212, Brno.

KERAMICKÁ PETROGRAFIE LOŠTICKÉ HRNČINY

Ceramic Petrography of Pottery from Loštice

Miroslava Gregerová¹, Martin Hložek²

¹ Ústav geologických věd, PřF MU Kotlářská 2, 61137 Brno; e-mail: mirka@sci.muni.cz

² Ústav archeologie a muzeologie, FF MU Arna Nováka 1, 602 00 Brno; e-mail: 10001@mail.muni.cz

Key words: pottery, technology, ceramic petrography, firing temperature

Abstract

The paper summarizes the results of micropetrographic examination of pottery from Loštice. The burning temperature was experimentally verified. The results showed that (010), (020) and (030) pottery groups might have been made of the same, or very similar, plastic raw material with petrographically different non-plastics. The experiments showed that the burning temperature was reached 1 200–1 250 °C.

Úvod

Keramické nádoby s povrchem pokrytým puchýřky nazývané loštická keramika jsou naprostým unikátem mezi ostatní středověkou hrnčířskou produkcí ve střední Evropě (obr. 1 a 2).

Dílny produkující tuto keramiku byly objeveny přímo v intravilánu města Loštice na severní Moravě.

Výroba a těžba surovin probíhala na katastrech dalších třech přilehlých vesnic – Žádlovice, Líšnice a Svinov. Poprvé byla střeptišť loštické keramiky zachycena roku 1876 amatérskými archeology (Goš 2007). Od té doby vyvolává loštická keramika zájem dalších generací amatérských a profesionálních archeologů. Značná část současného



Obr. 1: Loštický pohár bez oušek. Sbírký Moravského muzea v Brně.

Fig. 1: The Loštice cup without ears. Collections of the Moravian Museum in Brno.



Obr. 2: Loštický pohár s šesti oušky. Sbírký Moravského muzea v Brně.

Fig. 2: Loštice cup with six ears. Collections of the Moravian Museum in Brno.

fondu loštické keramiky byla získána při záchranných archeologických výzkumech v různých částech katastru Loštic v 70. a 80. letech minulého století (Goš 1982, 1983; Goš – Novák 1976).

Z nálezových situací vyplývá, že na katastru Loštic pracovala ve středověku řada dílen produkujících loštickou keramikou, ze kterých byly zachyceny relikty vypalovacích zařízení a množství výrobního odpadu. Unikátní jsou samotné hrnčířské pece. Jedná se o mířovité pece se čtyřmi topnými otvory. V těchto vypalovacích zařízeních bylo dosaženo vysokých teplot (až 1 250 °C). Z rozboru archeologických nálezů vyplývá, že tyto dílny produkovaly loštickou keramikou pokrytou puchýřky mezi lety 1350–1550 n. l.

Loštickou keramikou můžeme podle funkce rozdělit do pěti skupin (Měřínský 1969, Goš 2007):

- Hrnce
- Poháry
- Poklice
- Trojnožky
- Zvláštní keramické tvary a miniatury

Hrnce a poháry byly na základě morfologického skupinění rozděleny na několik typů. Nejhonosnější vzhled mají loštické poháry s věncem oušek na podhrdlí. Unikátním tvarem je bota nebo poklička loštické proveniencí tvarovaná jako cimbuří s přiléhající válcovitou věží. Výzdoba loštické keramiky je minimální. Omezuje se na jednoduché výzdobné techniky – zdobení hrdla pohárů jednoduchou šroubovicí a dále se objevují pásy radélkovaných vrypů na stěnách nádob. Výzdobu patrně zcela zastupoval specifický puchýřkovitý povrch. Z pohledu metriky se průměrná výška loštických pohárů pohybuje kolem 16 cm a průměrný objem kolem 400 ml.

Loštická keramika upoutávala pozornost již v době své výroby, kdy se dostávala na tehdejší trhy. Je zmiňována v několika dobových písemných pramenech. V závěru minulého století se postupně rozšiřoval nálezový katastr loštických pohárů ve střední Evropě, pozoruhodný je jejich výskyt na východním Slovensku (Slivka 1983) či východních Čechách (Bláha, Frolík, Sigl 2003), nálezy z Uher, Horního a Dolního Rakouska uvádí Goš (2007). Je zřejmé, že nádoby s puchýřky si získaly oblibu v celé střední Evropě.

Vzhledem k velké poptávce byly loštické poháry v řadě zemí hrnčíři napodobovány. Zajímavý příspěvek k technologii jejich výroby, na základě studia materiálu z Konůvek, předložili Měchurová – Čejka - Zalabák (1992).

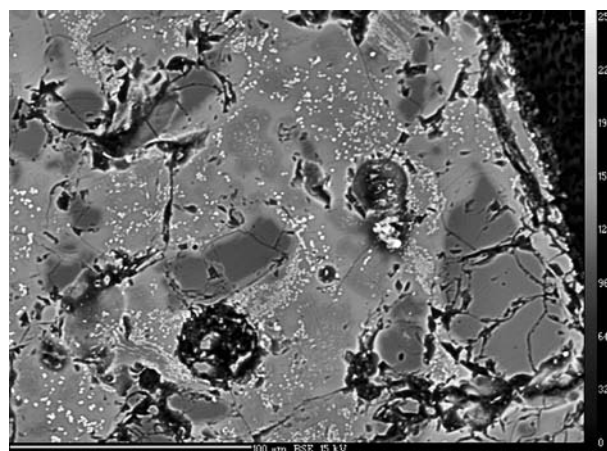
Jedním z dokladů fascinace těmito výrobky je vyobrazení poháru na obrazu brabantského malíře a mystika Hyeronyma Bosche, Zahrada pozemských rozkoší z počátku 16. století. O pozdější vzácnosti této keramiky svědčí poháry dochované ve šlechtických „kunstkomorách“ zdobené stříbrnými fasetami (Goš 2007).

Výsledky

Velké množství odpadu a pozůstatky pecí dokládají skutečnost, že se do Loštic keramika nedovážela. Velké série nádob připravených pro vsádku do pece a později po nezdařeném vypálení vyhozených na skládku, které

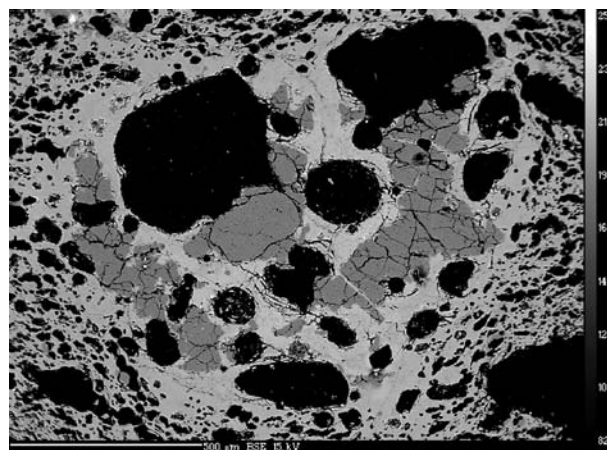
byly nalezeny v Lošticích, dovolily rozdělit hrnčířskou produkci jen do pěti základních keramických skupin (Měřínský 1969). Nejzajímavější je keramická skupina (010), nádoby s povrchem pokrytým puchýřky, které nesou označení loštické. Jedná se o nádoby se zvonivými ozvy, většinou hnědavé až fialově hnědavé barvy, často slinuté, s povrchem pokrytým puchýřky. Takto je dnes chápáno ve střední Evropě tzv. loštické zboží. Keramická skupina (010) představuje mikroskopicky keramikou s vysokým podílem sklovité fáze v němž jsou přítomny spinelidy a obsahuje relikty minerálních zrn ostřiva.

Mikrostruktura artefaktů je fluidální. Ve sklovině pozorujeme často dokonale kulaté póry. Sklovina má variabilní složení, vyskytuje ve dvou rozdílně odrazných fázích.



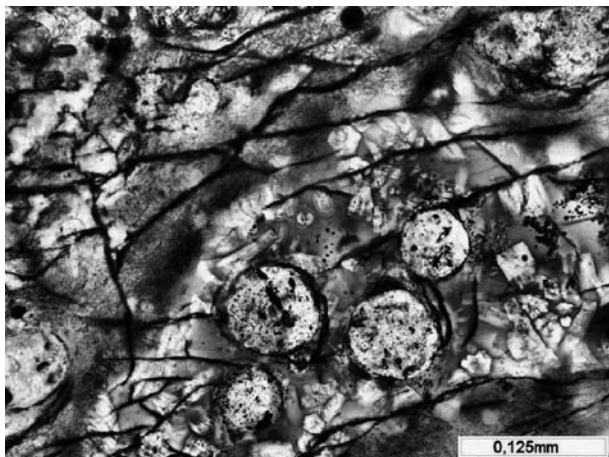
Obr. 3: Mikrostruktura keramiky skupiny (010). Drobné, vysoce odrazné, bílé krystaly tvoří spinely. Ke studiu chemického složení přítomných fází a posouzení mikrostruktury studovaných artefaktů, byl využit elektronový mikroanalytický komplex CAMECA SX100. Analyzovali: P. Sulovský, R. Čopjaková a R. Škoda. Foto P. Sulovský.

Fig. 3: Microstructure of the (010) pottery group. Tiny, highly reflecting white crystals are formed by spinel. Scanning electron microscope CAMECA SX100 with WDX was used for the phase analysis and microstructural examination of the artefacts. Analysed by P. Sulovský, R. Čopjaková a R. Škoda. Photo by P. Sulovský.

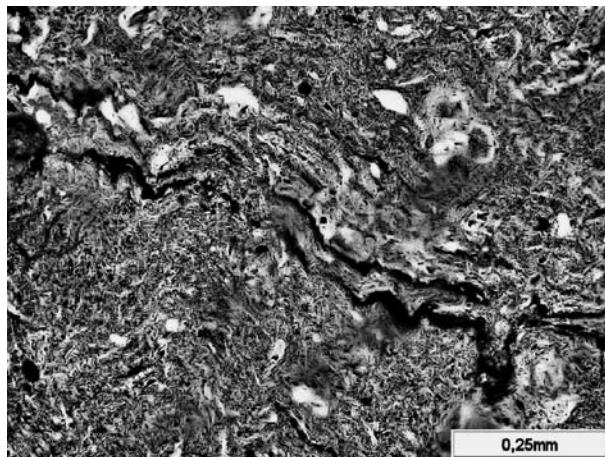


Obr. 4: Mikrostruktura keramiky skupiny (020). Relikty rozpraskaných zrn křemene obklopené světlou sklovinou. Foto P. Sulovský.

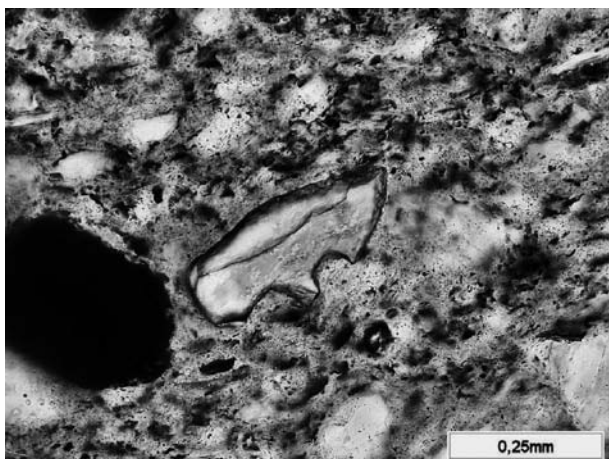
Fig. 4: Microstructure of the (020) pottery group. Relics of cracked quartz grains surrounded by a light glass matter. Photo by P. Sulovský.



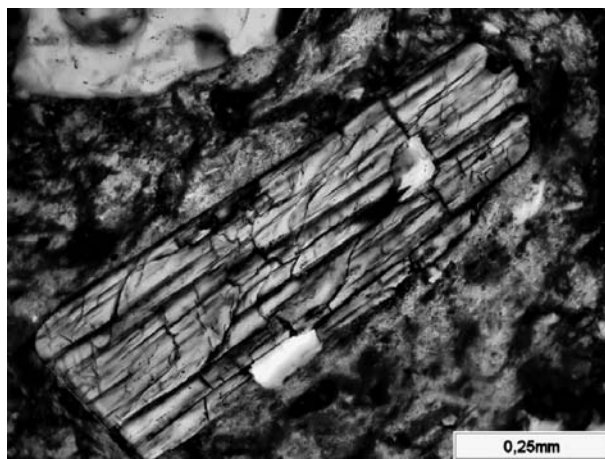
Obr. 5: Krystaly novotvořeného cordieritu ve skle. Keramika skupiny (020). Olympus BX51. PPL. Foto M. Gregerová.
 Fig. 5: Crystals of new formed cordierite in glass. Pottery of the (020) group. Olympus BX51. PPL. Photo by M. Gregerová.



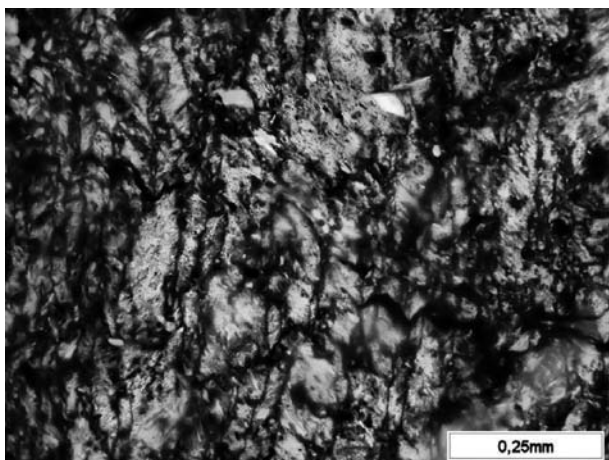
Obr. 8: Fluidální mikrostruktura keramiky skupiny (030). Olympus BX51. PPL. Foto M. Gregerová.
 Fig. 8: Fluidal microstructure of the (030) pottery group. Olympus BX51. PPL. Photo by M. Gregerová.



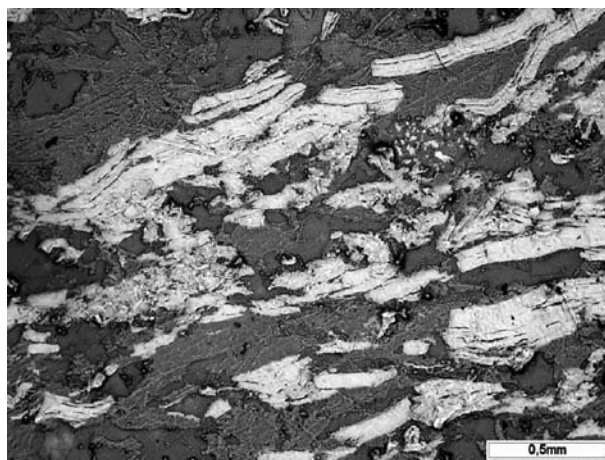
Obr. 6: Relikty granátů v keramické skupině (030). Olympus BX51. PPL. Foto M. Gregerová.
 Fig. 6: Relics of garnets in the (030) pottery group. Olympus BX51. PPL. Photo by M. Gregerová.



Obr. 9: Úlomky amfibolu v keramickém artefaktu skupiny (030). Olympus BX51. XPL. Foto M. Gregerová.
 Fig. 9: Fragments of amphibole individuals in a ceramic artefact of the (030) pottery group. Olympus BX51. XPL. Photo by M. Gregerová.



Obr. 7: Heterogenní rekrystalizovaná pojivo keramiky. Olympus BX51. XPL. Foto M. Gregerová.
 Fig. 7: Heterogeneously recrystallized pottery binder. Olympus BX51. XPL. Photo by M. Gregerová.



Obr. 10: Shluky tabulek grafitu v pojivu grafitové keramiky skupiny (050). Olympus BX51. RPL. Fotografie byla pořízena v odraženém polarizovaném světle polarizačního mikroskopu. Foto M. Gregerová.
 Fig. 10: Clusters of graphite platelets in the graphite ceramics binder of the (050) pottery group. Olympus BX51. RPL. The image was taken in polarised light of a polarising microscope. Photo by M. Gregerová.

Druhá keramická skupina (020) je rovněž kvalitně vypálena do hnědavých tónů. Pro její označení je používán termín keramika kameninového charakteru.

Pojivo je slinuté, povrch kožovitý, do hněda vypálený. Mikrostruktura keramických artefaktů je výrazně fluidální, póry bývají protáhlé a paralelní s povrchem studované keramiky. V místech se zvýšenými obsahy skloviny jsou zaoblené až dokonale kulaté (obr. 4). Pojivo je homogenní. Rovněž v těchto artefaktech se vykytuje světlá a tmavá sklovina.

Třetí keramickou skupinu (030), tzv. keramiku celistvou, vypalovali z velmi jemně zrnité kaolinové zeminy světlé barvy. Keramika bývá často zdobena červeným malovaným dekorem. Mikroskopicky jde o keramiku s variabilním zastoupením ostřiva (od 10 do 40 %). V některých studovaných vzorcích lze identifikovat klastický granát (obr. 6). Přibýváním ostřiva a zastoupením hrubší písčité frakce přechází keramika skupiny (030) do klasické písčité keramiky skupiny (040). Pojivo je heterogenní (rekrystalizované – obr. 7), mikrostruktura fluidální (obr. 8), která přibýváním ostřiva (zejména muskovitu a biotitu) přechází v mikrostrukturu paralelní.

Z úlomků minerálů jsou zastoupeny křemen, alkalický živec, plagioklas, slídy (muskovit převažuje nad biotitem), amfiboly (obr. 9). Z úlomků hornin byly identifikovány jemnozrná a středně zrnité pískovce s železitým tmelem, jemnozrná jílová pískovce, křemence, prachové břidlice, ojedinělé silicity, granitoidní horniny, jemně zrnité amfibolity a slídnaté metakvarcity. Podle změny barvy amfibolu (hnědá přechází na výrazně červenou) lze usuzovat na teplotu výpalu keramických artefaktů. V uvedeném případě byla vyšší než 950 °C. Charakter střepu je pórovitý.

Do čtvrté keramické skupiny (040), písčité, oxidačně pálené, náleží keramika zhotovená z běžné hrnčířské hlíny těžené v Lošticích. Hrnčířská hlína má variabilní zastoupení ostřiva, ostřivo zrnitostně odpovídá hrubě zrnitému písku (0,5–2 mm) až prachu (< 0,05 mm). Barva povrchu je různá od světlých okrových až po hnědavé odstíny. Hranice mezi keramickou skupinou (030) a (040) je neostrá. Je velmi pravděpodobné, že přípravě keramického těsta nebyla věnována taková pozornost jako u předchozích skupin.

Pátou keramickou skupinu (050) zastupuje hrubá, grafitová keramika. Povrch studovaných artefaktů má

někdy světlejší zbarvení v odstínech hnědé barvy. Nejedná se o engobu, ale o ovlivnění oxidačním plamenem. Organické složky přítomné v grafitové surovině postupně „vyhoří“ a mění se na šedou popelovinu. Přítomná plastická složka (cihlářský jíl) obsahuje relativně vysoký podíl oxidů a oxihydroxidů železa. Oxidační prostředí vede ke změně mocností. Z Fe^{2+} přejde na Fe^{3+} a barva se mění z hnědé na červenou. Podle koncentrace oxidů železa v jílovině a obsahu organického uhlíku v grafitové surovině vznikají různé kombinace hnědých a šedých odstínů.

Hrubá grafitová surovina byla používána na výrobu masivních zásobnic, jiné spotřební zboží se z ní nevyrobilo. Ostřivo grafitové keramiky tvoří různé velké (1 cm a více) úlomky grafit-muskovitových a grafit-chloritových břidlic (obr. 9), méně jsou zastoupeny izolované úlomky grafitu. Zajímavá je v ostřivu přítomnost úlomků serpentinitů.

Souhrn

Mikropetrografickými rozbory bylo ověřeno, že keramické skupiny (010), (020) a (030) byly zhotoveny z velmi podobných až shodných plastických surovin a lišily se teplotou výpalu a složením ostřiva. Keramická skupina (040) byla zhotovována z běžné hrnčířské hlíny těžené v Lošticích. Hrnčířská hlína má variabilní velikost ostřiva, zrnitostně odpovídá hrubě zrnitému písku až prachu. V případě skupiny (050) byla k výrobě používána hrubá grafitová surovina. Vzhledem k intenzivní pigmentaci plastické proměnné nelze zcela jednoznačně stanovit zda se grafitová surovina mísila s hrnčířskou hlínou, nebo zda byla zhotovována z grafitových eluviálních hlín.

Mimořádná pozornost byla věnována keramickým skupinám (010) a (020). Určení dvou různě odrazných fází skloviny, novotvořené minerální fáze a nízká pórovitost střepů prokazují, že teplota výpalu byla výrazně vyšší než v ostatních keramických skupinách. Provedeným experimentem (viz článek „Chemické složení loštických pohárů“) byla potvrzena teplota výpalu 1 200–1 250 °C, která byla dosahována v milířovitých pecích se čtyřmi topnými otvory.

Poděkování

Příspěvek byl řešen jako součást výzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární studium výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku“.

Literatura

- Bláha, R. – Frolík, J. – Sigl, J. (2003): Nálezy loštické keramiky ve východních Čechách. – *Archaeologia historica*, 28, 525–537, Brno.
- Goš, V. (1982): Hrnčířské pece severní Moravy. – *ZVOTAM* 2, 25–32.
- Goš, V. (1983): Středověké hrnčířství v Lošticích. Pět let archeologických výzkumů města. – *Archaeologia historica*, 8, 197–209.
- Goš, V. (2007): Loštice. Město středověkých hrnčířů. – Vydalo město Opava.
- Goš, V. – Novák, J. (1976): Počátky výroby loštické keramiky. – *Archeologické rozhledy*, XXVIII, 399–404, Praha.
- Méchurová, Z. – Čejka, J. – Zalabák, P. (1992): Příspěvek k problematice tzv. loštické keramiky. – *Časopis Moravského muzea – vědy společenské* 57, 201–212, Brno.
- Měřinský, Z. (1969): Přehled typů loštické keramiky, jejich vývoj a datování. – *Vlastivědný věstník moravský*, XXI, 1–15, Brno.
- Slivka M. (1983): Importy loštické keramiky na východní Slovensko. – *Severní Morava* 46, 65–66, Šumperk.

SLEDOVÁNÍ POKRAČOVÁNÍ HORNÍHO JESKYNNÍHO PATRA (HOLŠTEJNSKÉ JESKYNĚ) POMOCÍ METODY VDV

Survey of prolongation of upper cave level (Holštejnská cave) by VLF method

Pavel Kalenda¹, Roman Duras²

¹ COALEXP, Kosmonautů 2, 700 30 Ostrava 3

² Geotest Brno, a.s., pracoviště Ostrava, 28. října 287, 709 00, Ostrava 1

(24-23 Protivanov)

Key words: geophysical survey, very low frequencies method (VLF), cave, karst area

Abstract

The aim of Very Low Frequencies method (VLF) was to find out continuation of the Holštejn cave in the northern part of the Moravian karst area and to continue of previous gravity surveys (2003-5). The Holštejnská cave is relict of an ancient cave's system which is located 10-75 m above the recent draining level and 30-50 m below the surface. The course of cave is known from digging works for 200 m far from its entrance in the Holštejn valley. The cave is almost entirely filled by sediments with exception of several decimeters near the roof. The big ratio between high resistant limestone and relatively good conductor created by wet sediments deposited in caves makes good conditions for electromagnetic survey by VLF method.

The prolongation of the Holštejnská cave towards SW of about 1 km was find out during two years of survey by VLF method (2006-7). The measured out area was almost 70 ha. Except anomaly of the Holštejnská cave, we found another four anomalies which can be interpreted as: 1) Parallel northern cave with the Holštejnská cave. 2) Tributary from Tannenberg quarry, which can be made by paleoLopač brook. 3) Tributary from Židův sinkhole through Bukovinky valley. 4) Tributary from Šošůvka village.

Úvod

Holštejnská jeskyně je pravděpodobně torzem jedné z nejstarších jeskynních úrovní v severní části Moravského krasu (Hypr 1980, Kadlec 1990, 1995, 1996). Její vchod se nachází ve výšce 470 m n. m., 60 m nade dnem sedimenty vyplněného holštejnského údolí a 10-15 m nad recentní úrovní toku Bílé Vody před jejím propadáním do jeskynních systémů (Štelcl 1961). O značném stáří této jeskyně kromě její visuté polohy svědčí i sedimentární výplně, které ukazují na přínos materiálu z povodí Sloupského potoka (Otava - Vít 1992). Mladší sedimentární výplně a shodný vývoj sedimentů se Suchým žlebem svědčí o tom, že tato jeskynní úroveň byla v průběhu kvartéru několikrát zmlazená (Vít - Hercman 1996, Kadlec 1997, Kadlec et al. 2000, 2001, Kalenda a kol. 2005).

Protože většina dosud známého profilu jeskyně je zcela nebo téměř zcela vyplněna sedimenty, byly pod stropem jeskyně raženy průzkumné štoly, které se dostaly až cca 200 m od vchodu do jeskyně a pomocí nichž byl prozkoumán přibližný rozsah jeskyně (Zámek - Zatloukal 1993, Zatloukal a kol. 1996). Geofyzikální a geotechnická měření uvnitř jeskyně dala představu o mocnosti a charakteru jeskynní výplně (Kalenda a kol. 2002, Beneš - Kadlec 2003).

Měření metodou Velmi Dlouhých Vln (VDV) navázalo na gravimetrická měření, prováděná zde v letech 2003-2005 (Blecha - Kalenda 2004, Blecha a kol. 2005, Kalenda a kol. 2006) a na měření VDV v letech 2002 a 2004, prováděné firmou Geodrill Brno (Dostál 2002, Dostál a kol. 2004).

Geologická situace

Holštejnská jeskyně je vyvinuta ve světle šedých vilémovic-kých vápencích macošského souvrství několik set metrů jižně od jejich kontaktu s břidlicemi a zejména s drobnými protivanovského souvrství. Nadloží jeskyně je mocné od 30 m nad vchodem do 40 m pod nejvyšším místem planiny v blízkosti lomu Malá dohoda. Na zarovnaném povrchu vápenců leží několikametrová (3-4 m) vrstva kvartérní spraše.

Převládající tektonika směru SV-JZ až SSV-JJZ predisponovala kromě samotné Holštejnské jeskyně a níže položené jeskyně č. 68 (Zatloukal a kol. 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.

Z dosud známých výsledků výkopových a měřicích prací vyplývá, že Holštejnská jeskyně představuje mohutnou (od vchodu postupně se prohlubující) chodbu o šířce až 56 m a výšce od cca 3 m u vchodu po cca 20 m na dosud známém konci jeskyně (Kalenda a kol. 2002). Vyrovnaný spád dovrchně erodovaného, téměř hladkého stropu je přibližně 0,6 % (Mravec P. ústní sdělení).

Terénní práce a zpracování dat

Měření metodou VDV proběhlo v pěti týdenních kampaňích (3/06, 7/06, 9/06, 1/07 a 9/07) (Kalenda - Duras 2007). Použit byl stále stejný přístroj Wadi firmy Abem.

Všechny profily byly v terénu pozičně zaměřeny pásmem a kompasem od význačných bodů v terénu a mapě (body trigonometrické sítě, stožáry vedení vysokého napětí, rozhledny, křížky a kostel) a chyba v pozici bodu nepřesáhla 2 metry, jak bylo ověřeno na uzavřených

polygonech ohraničujících proměřované plochy o rozloze 10–20 ha v průběhu jedné kampaně. Meziprofilový krok byl 20 m a mezi staničeními byl krok 5 m. Převládající směr profilů SSZ–JJV byl dán předpokládaným směrem pokračování Holštejnské jeskyně ve směru SV–JZ až VSV–ZJZ (viz obr. 2) tak, aby profily byly co možná nejvíce kolmé na průběh hledaných jeskyní. Nebyly proto sledovány směry jeskyní S–J až SZ–JV. Tyto však byly částečně zjišťovány měřeními metodou VDV na profilech V–Z směru firmou Geodrill Brno v roce 2004 (Dostál 2002, Dostál a kol. 2004) v severní části území a úvale Bukovinky.

Naměřená data byla nejprve zpracována do formy map meziprofilových korelací pro hloubku 40–50 m. Následně byly vypracovány řezy proudových hustot do hloubek 60 m na každém profilu a byly mezi sebou korelovány výrazné anomálie vysokých proudových hustot v hloubkách, odpovídajících výšce horní jeskynní úrovně, tedy 30–50 m pod povrchem a byly odlišovány možné vodivé zóny subvertikálních puklin od izometrických anomálií předpokládaných výplní jeskynních prostor.

Výsledky měření

Pro kvalitativní srovnání tíhových měření a elektromagnetických měření metodou VDV byl vybrán společný profil č. 28 o délce 580 m, který protínal všechny hlavní vodivé zóny a záporné tíhové lineární anomálie (viz obr. 1 a 2). Bylo ukázáno, že obě hlavní tíhové anomálie pravděpodobně Holštejnské jeskyně (staničení 540–560 m) (Kalenda a kol. 2006) a její paralelní větve (staničení 400 m), tak i přítokových větví od lomu Malá dohoda (staničení 290 m) a od Židova závrtu (staničení 150–175 m) odpovídají vysokým proudovým hustotám v hloubkách 20–40 m, tedy v úrovni horní jeskynní úrovně. Pouze rozsáhlá tíhová anomálie ve staničeních 0–120 m nemá svůj ekvivalent v proudových hustotách, což může být vysvětleno větší mocností sedimentárního pokryvu v úvale Bukovinky, která se nachází právě zde. Bylo tak potvrzeno to, že vodivé anomálie VDV mohou kvalitativně ukázat další pokračování průběhu jeskyní, vmapovaných pomocí tíhových měření (Blecha a kol. 2005).

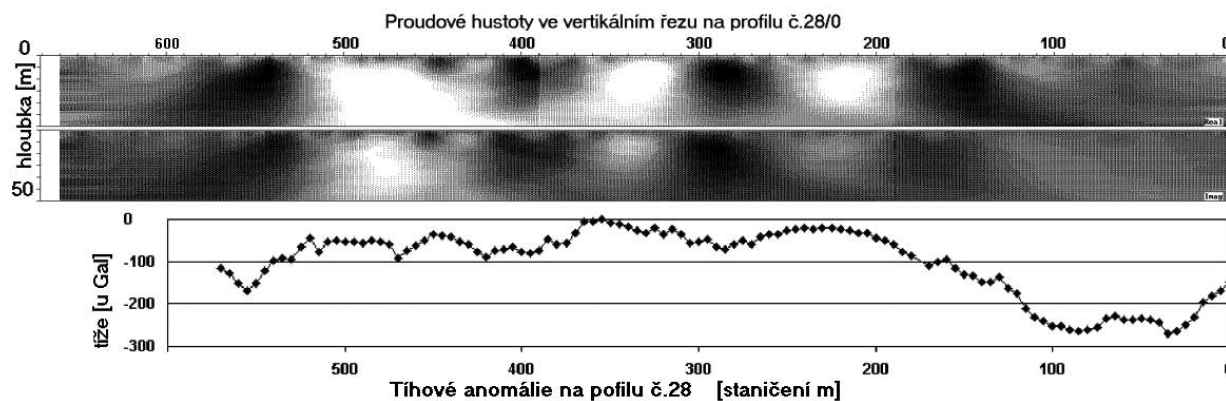
Mapy meziprofilových korelací druhých derivací (metodika podle Karouse – Hjelta (1983), implementovaná

v SW Abem pro aparaturu Wadi) ukazují, že všechny vodivé anomálie, zjištěné na profilu č. 28 pokračují na dalších profilech VDV a je možno je velice dobře korelovat (viz obr. 2).

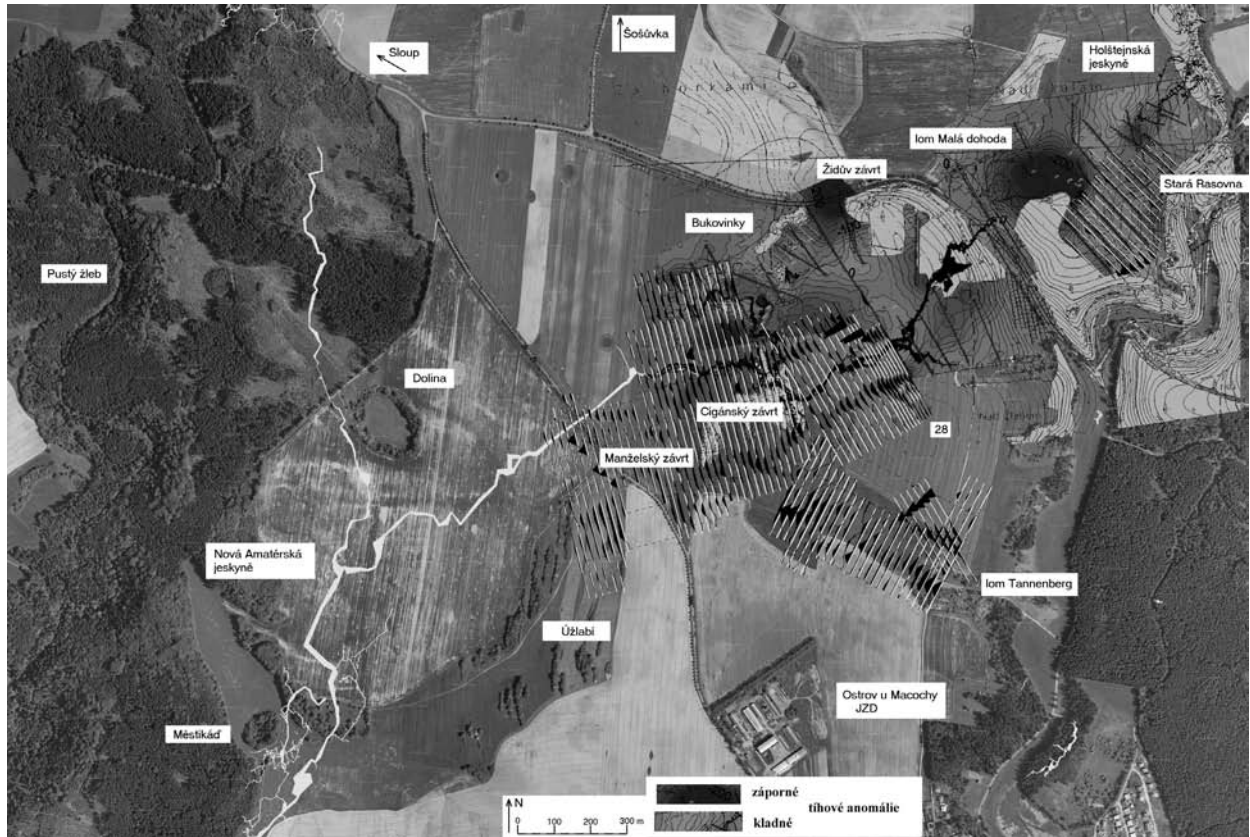
Největší anomálii VDV a největší proudové hustoty vykazuje anomálie, protínající profil č. 28 ve staničeních 540–560 m. Tato široká vodivá zóna s největší pravděpodobností odpovídá pokračování Holštejnské jeskyně. Anomálie dále směřuje jz směrem do jižního okraje Cigánského závrtu, kde se na krátký úsek rozdvouje. Toto může znamenat meziúrovňové propojení horní jeskynní úrovně s dnešní aktivní jeskynní úrovní ve Staré Amatérské jeskyni. Tato anomálie dále směřuje pod dolinu severně od Manželského závrtu, kde se k ní připojuje anomálie, přicházející od JV od lomu Tanennberg (viz obr. 2 a 3), která je pravděpodobně jednou z chodeb přítoku potoka paleoLopače. Ten je dnes odvodňován jižním až jz. směrem přes Ostrov u Macochy do Vilémovické větve jeskynního systému. Hlavní anomálie Holštejnské jeskyně od Manželského závrtu po krátké změně směru dále směřuje stejným jz. směrem k Úžlabí, které pravděpodobně bez výrazné změny směru protíná a podchází a směřuje dále na jz. na významný závrt Městikád.

Druhá významná vodivá anomálie protíná profil č. 28 ve staničení 400 m a směřuje paralelně s Holštejnskou jeskyní směrem k závrtu Dolina. Na tuto paralelní větev pravděpodobně Holštejnské jeskyně navazuje sz. od Cigánského závrtu významná přítoková větev od úvaly Bukovinky a od Šošůvky (viz obr. 2 a 3).

Další, v pořadí třetí, významnou strukturou je pravděpodobně chodba, začínající u Židova závrtu v Bukovinkách, protínající profil č. 28 ve staničení 150–175 m a procházející celými Bukovinkami. Tato přítoková větev menšího významu se napojuje na paralelní větev Holštejnské jeskyně sz. od Cigánského závrtu spolu s další přítokovou větví od Šošůvky, která však dosud nebyla ověřena gravimetrií. V místě napojení obou vodivých anomálních zón na křížení dvou tektonicky predisponovaných zón pokračuje severojižní vodivý směr dále k jihu a mohlo tak dojít k bifurkaci obou přítoků z Bukovinek a od Šošůvky podle změny báze odvodnění a průchodnosti či zasedimentování odvodňovacích cest Bílé Vody, která vytvořila hlavní odvodňovací systém – Holštejnskou jeskyni.

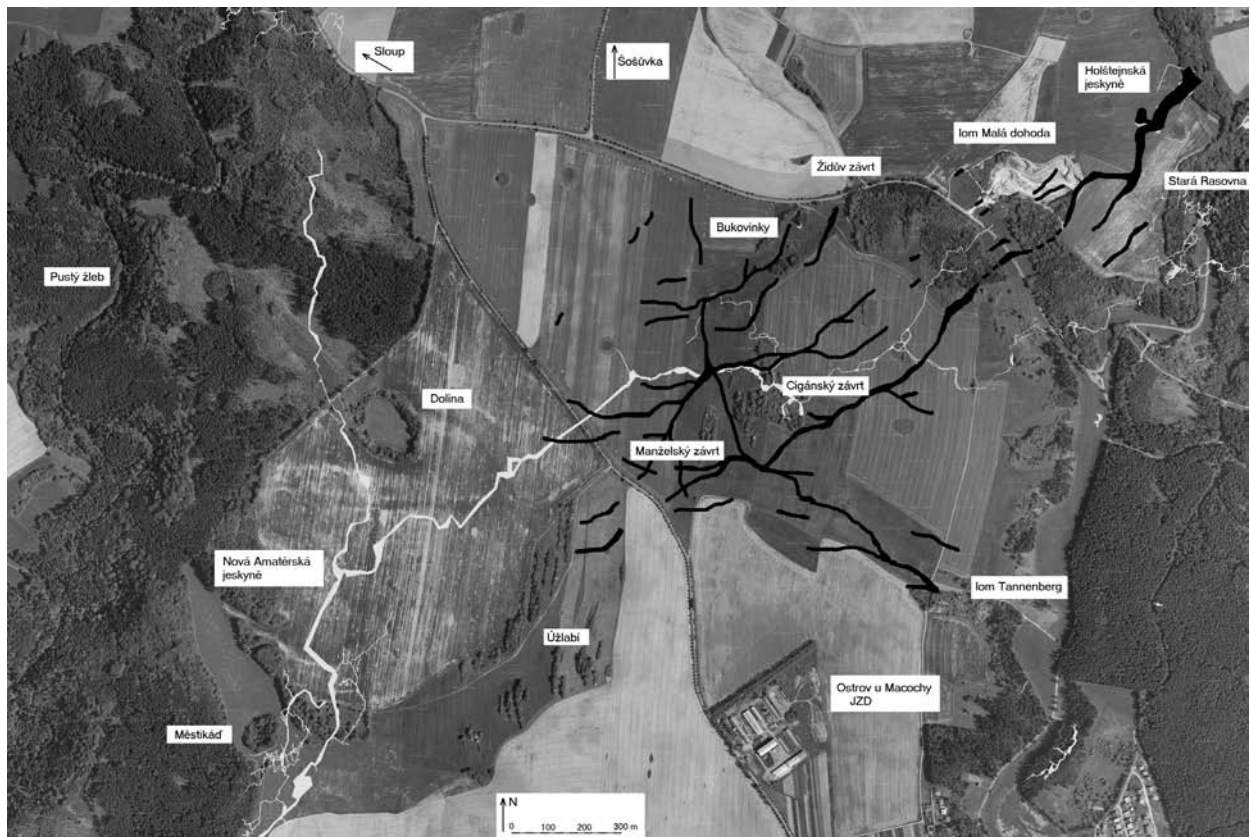


Obr. 1: Proudové hustoty ve vertikálním řezu a tíhové anomálie na profilu č. 28.
 Fig. 1: Current densities in the vertical cross-section and gravity anomalies on the profile No. 28.



Obr. 2: Ortofotomapa profilů, tíhových anomálií a vodivých zón indikovaných VDV.

Fig. 2: Orthophotomap with profiles, gravity anomalies and conducting zones detected by VLF method.



Obr. 3: Ortofotomapa (Geodis) s interpretovaným průběhem vodivých zón (jeskyní).

Fig. 3: Course of interpreted conducting zones (caves) in the orthophotomap (by Geodis).

Kromě vyjmenovaných pěti hlavních vodivých zón (Holštejská j, paralelní Holštejská j., přítok od lomu Tanenberg, přítok od Židova závrtu, přítok od Šošůvky) byla nalezena dosud neznámá jeskynní chodba, začínající v oblasti Staré Rasovny, která je však ve své počáteční části zcela vyplněna sedimenty, jak ukázala tíhová měření.

Závěr

Měření metodou VDV prokázalo, že ve vodivostně kontrastních horninách, jaké se nacházejí v krasu, je možno relativně snadno detekovat pokračování známých jeskyní nebo tíhových anomálií, zjištěných předchozími měřeními a to až do hloubek okolo 50 m. Známé jeskyně, aktivně protékané vodním tokem, v hloubkách okolo 80–100 m pod povrchem však již detekovány nebyly.

Z výsledků měření v ploše téměř 70 ha vyplývá, že Holštejská jeskyně pravděpodobně ve dvou větvích dále

pokračuje generálním směrem k JZ s malou odbočkou na křížení s příčnou tektonikou od lomu Tanenberg. Kromě pravděpodobného pokračování Holštejské jeskyně byly nalezeny i přítoky paleoLopače od lomu Tanenberg, od Židova závrtu a od Šošůvky. Jak bylo zjištěno tíhovým měření, v části chodeb se nacházejí volné prostory, přestože většina chodeb této jeskynní úrovně je vyplněna sedimenty.

Předpokládáme, že pomocí dalších geofyzikálních prací bude v budoucnosti možné navázat Holštejskou jeskyni na některou z vývěrových jeskyní v Pustém nebo Hrádském žlebu a zjistit tak celý dochovaný průběh této jeskynní úrovně.

Práce na úkole nepodpořilo Ministerstvo životního prostředí v žádném ze tří podaných grantů ani jiná státní instituce. Veškeré práce sponzorovaly firmy CoalExp, Dr. P. Kalenda a Geotest Brno, a.s.

Literatura

- Beneš, V. – Kadlec, J. (2003): Gravimetrické měření v Holštejské jeskyni v Moravském krasu. – Speleofórum 2003, Čes. speleol. Spol., 11–13.
- Blecha, V. – Kalenda, P. (2004): Gravimetrický průzkum Holštejské 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 Holštejské jeskyně. Speleofórum 2005, 6–8.
- Dostál, P. (2002): Geofyzikální průzkum krasových útvarů na lokalitě ostrovská planina, k.ú. Ostrov u Macochy, okr. Blansko. Geodril Brno.
- Dostál, P. (2004): Geofyzikální měření na lokalitě lom Mokrý a Ostrov u Macochy – etapa 2004. Geodril Brno.
- Hypr, D. (1980): Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. – Sbor. Okr. muzea v Blansku, XII, 1980, Blansko, 65–79.
- Kadlec, J. (1990): Holštejské údolí v Moravském krasu. – in Speleologie na Holštejsku. Výzkumy v letech 1966–1996 (R. Zatloukal ed.). Knih.Čes.speleol. Spol., 28:7–12.
- Kadlec, J. (1995): Geofyzikální měření ve Sloupském a Holštejském 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. Čes. 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. 12th Int. Cong. Speleol., Basel, 387–390.
- Kadlec, J. – Vít, J. – Hercman, H. – Glazek, J. – Žák, K. – Nowicki, T. – Šroubek, P. – Diehl, J. – Granger, D. (2000): A complex study of the Holštejská cave deposits (Moravian Karst, Czech Republic). Proc. of Conf. Climate Changes – the Karst Record II. Krakow, 72–73.
- Kadlec, J. – Hercman, H. – Šroubek, P. – Diehl, J. – Granger, D. (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. (2002): Geofyzikální a geotechnická měření v Holštejské jeskyni. – Speleo, 35, 5–11.
- 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. (2005): Vývoj jeskynních systémů v severní části Moravského krasu s přihlédnutím k novým poznatkům z Holštejské jeskyně. – Acta Mus. Mor.Sci.geol. 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.
- Karous, M. – Hjelt, P. (1983): Linear filtering of VLF dip-angle measurements. – Geophysical prospecting 31, 782–794.
- Otava, J. – Vít, J. (1992): Paleohydrography of the northern tributaries of the Punkva river reconstructed from the analysis of cave sediments. – Scripta geol. 22, Fac.Sci. Mas. Univ. Brno.
- Štelcl, O. (1961): Geomorfologické poměry holštýnského poloslepého údolí v Moravském krasu. – Čs. kras 13, Praha, 31–52.
- Vít, J. – Hercman, H. (1996): U/Th datování sintrů Holštejské jeskyně. – Geol. výzk. Mor.Slez. v r. 1995, Brno, 42–44.
- Zámek, E. – Zatloukal, R. (1993): 26 let práce v Holštejské jeskyni. – Speleo, 11, 22–25.
- Zatloukal, R. ed. (1996): Speleologie na Holštejsku. Výzkumy v letech 1966–1996. – Knih. Čes. speleol. Spol., Sv. 28, Brno, 1996.

VÝZKUM A VÝSKYT AKUMULACÍ BLOKOVBAHENNÍCH PROUDŮ V MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYDECH

Research and occurrence of debris flows accumulations in the Moravskoslezské Beskydy Mts.

Karel Šilhán, Tomáš Pánek

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

(25-22 Frýdek-Místek, 25-23 Rožnov pod Radhoštěm)

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

Abstract

Debris flow accumulations are relative frequented forms of relief, which occur in the Moravskoslezské Beskydy Mts. In spite of it have nobody deal with them until recently. There occur these accumulations particularly in the culmination part of mountains. The most affected localities are Smrk Mt., Lysá hora Mt., Javorový vrch Mt. and Slavíč Mt. They exist in two diverse types, that differ by magnitude, transport distance, sedimentology and age. We suppose, that larger accumulations have older age (may be Pleistocene). By smaller accumulations we suppose their recent age. This hypothesis confirm executed dendrochronological research.

Moravskoslezské Beskydy, a zejména jejich kulminační partie, se vyznačují řadou faktorů, které příznivě působí na vznik blokovobahenních proudů. Jako nejvýznamnější a v čase téměř neměnná se jeví morfometrie těchto oblastí. Jako další faktory lze jmenovat mocnou vrstvu zvětraliny na svazích, vysoké průměrné i jednorázové srážkové úhrny, značné odlesnění Beskyd zejména v minulosti a přítomnost hlubokých svahových deformací. Fosilní i mladé akumulace jako výsledek těchto svahových procesů zde tudíž představují poměrně hojně zastoupenou formu reliéfu.

Výzkum blokovobahenních proudů na Katedře fyzické geografie a geoekologie přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity začal v roce 2004 a je zaměřen na predispoziční faktory vzniku těchto svahových procesů, obecné geomorfologické charakteristiky vzniklých deformací a jejich chronologii. Navíc je řešena problematika interakce akumulací blokovobahenních proudů s navazujícími proluviačními kužely. Před výzkumem z našeho pracoviště neexistoval v této oblasti žádný jiný výzkum věnující se této problematice. Námi zkoumané formy reliéfu byly interpretovány jako výsledek glaciálních (Pelíšek 1952) nebo periglaciálních (Pánek – Hradecký 2000) procesů. V rámci Moravskoslezských Beskyd bylo vymapováno několik lokalit s výskytem více než 50 blokovobahenních proudů. Komplexní výzkum je zaměřen právě na kulminační partie celého pohoří, avšak dílčí problematiky jsou zkoumány i na méně exponovaných lokalitách. Oblasti s nejvyšší koncentrací výskytu blokovobahenních proudů

jsou masiv Smrk (1 276 m), horská skupina Lysé hory (1 323 m), Travný (1 203 m) a Slavíč (1 054 m) (obr. 1).

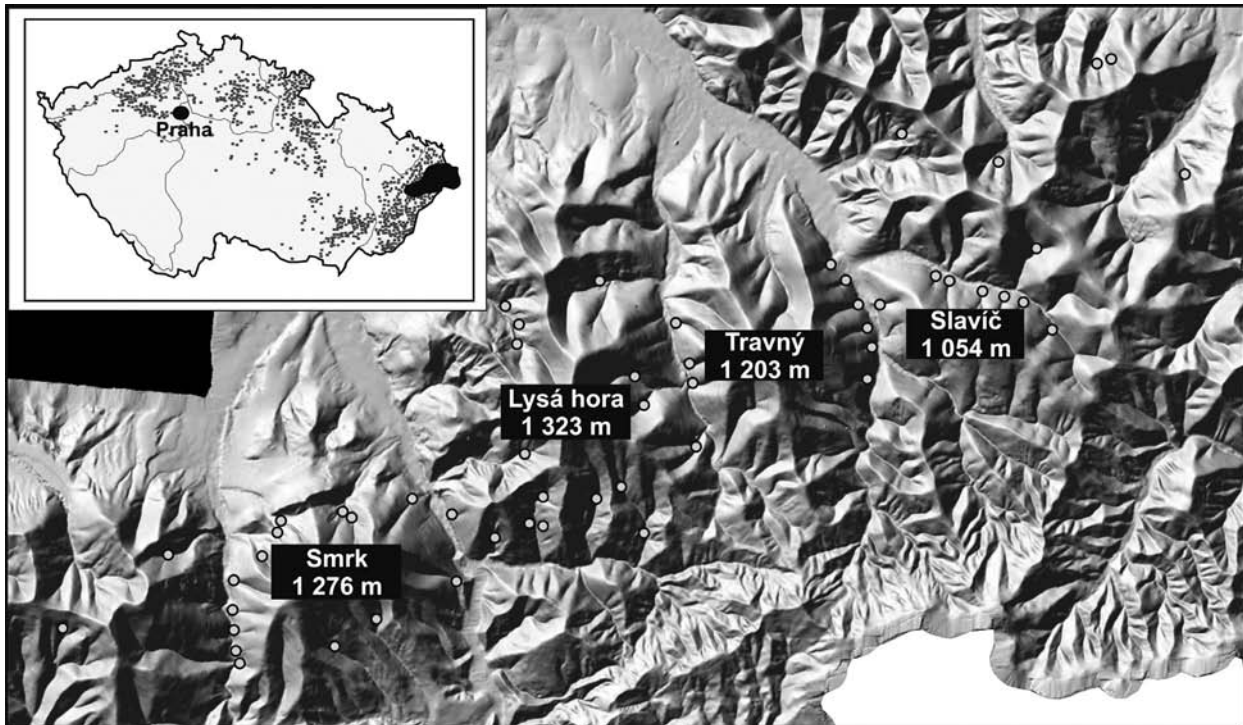
Na základě terénního průzkumu je možné všechny akumulace rozdělit do dvou základních typů, lišících se v několika podstatných charakteristikách (tab. 1). První typ je reprezentován pouze relikty rozsáhlých akumulací v současné podobě až 20 m vysokých valů při dnech údolí, podobných fluviačním terasám, nebo rozsáhlými kužely při vyústění strží. Tyto tvary se vyskytují mnohdy nesouvisle v různých výškových částech údolního dna. Granulometrický rozbor jejich materiálu ukázal poměrně vysoký obsah jílovito-prachovité frakce (<20 µm až 30 %) (obr. 2), z čehož lze usuzovat na dlouhou dobu zvětrávání jílovcových klastů v materiálu formy a tedy i na značné stáří akumulací. Oproti tomu akumulace druhého typu mají tvar pouze nízkých valů (do 3 m), s krátkým dosahem na dnech údolí a nízkým obsahem jílovito-prachovité frakce. U těchto akumulací předpokládáme jejich nízké stáří, čemuž napovídá i vznik blokovobahenního proudu podobných parametrů v srpnu 2005 na východním svahu Lysé hory po jednodenní přívalové srážce (114 mm).

Nejrozsáhlejší formy se nacházejí na západních a zejména severních svazích Smrku, který má v celých Moravskoslezských Beskydech nejprůhodnější morfometrické podmínky (sklon svahů, délka svahů, energie reliéfu, Meltonův index) pro jejich vznik (Šilhán – Pánek 2007). U největší akumulace, v povodí Bučacího potoka, předpokládáme její objem 600 000 až 1 000 000 m³.

blokovobahenní proud	výška	police v korytech	objem	podíl jílovito-prachovité frakce	předpokládané stáří
1. typ	až 20 m	nepravidelná	až 1 000 000 m ³	až 30 %	pleistocén ?
2. typ	do 3 m	horní část	do 10 000 m ³	do 10 %	LIA? a mladší

Tab. 1: Charakteristiky základních typů akumulací blokovobahenních proudů.

Tab. 1: Characteristics of basic types of debris flows accumulations.



Obr. 1: Lokalizace blokovobahenních akumulací (šedé tečky) v Moravskoslezských Beskydech.
 Fig. 1: Localization of debris flows accumulations (grey points) in the Moravskoslezské Beskydy Mts.

Mocnost kuželů při vyústění strži na západním svahu masivu byla pomocí geofyzikální metody ERT (electrical resistivity tomography) odhadnuta až na 30 m. Většina z celkového počtu 14 zjištěných akumulací v této lokalitě však dosahuje menších rozměrů a mocností.

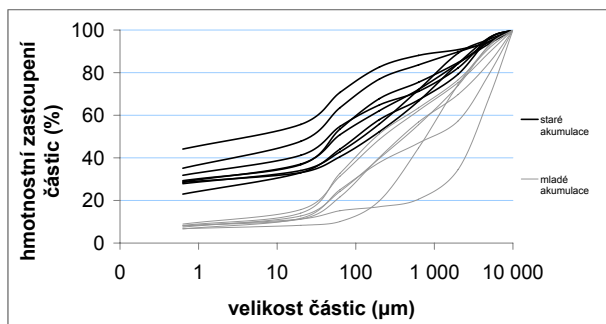
Morfometricky méně exponovaná je lokalita Lysé hory. Přesto se i zde nachází větší množství těchto forem reliéfu. Celkově jich zde bylo vymapováno 19, zahrnující oba typy akumulací. Jejich umístění není nijak koncentrováno a vyskytují se téměř ve všech údolích této horské skupiny. V masivu Travný se vyskytuje několik akumulací pouze na jeho východních a západních svazích. Většinou mají podobu kuželů při vyústění strži nebo bočních údolí a nízkých valů na údolních dnech v jejich horních částech. V tomto ohledu jsou pak velice podobné akumulace blokovobahenních proudů na severním svahu masivu Slavíč. I zde mají výhradně podobu kuželů při úpatí, nebo protáhlých valů

shora navazujících na kužely. Strukturální měření, provedená na obnažených výchozech godulských pískovců přímo v drahách proudů na této lokalitě, ukázala velmi silné usměrnění puklin v těchto místech. Tento fakt podněcuje domněnku o možné spojitosti lokalizace drah proudů s těmito výraznými puklinovými systémy. Jedná se však o pracovní hypotézu a bude ji třeba dále ověřovat. Podobné silné usměrnění puklin bylo zjištěno i v drahách blokovobahenních proudů na západním svahu Smrku (obr. 3).

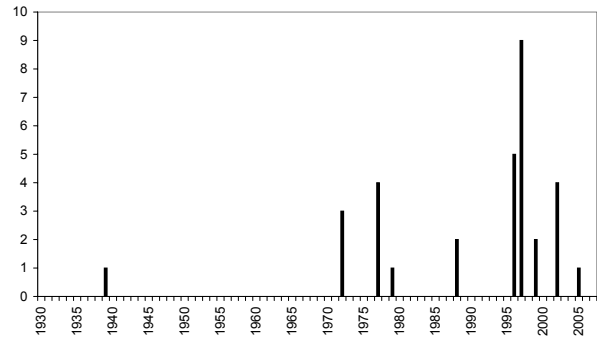
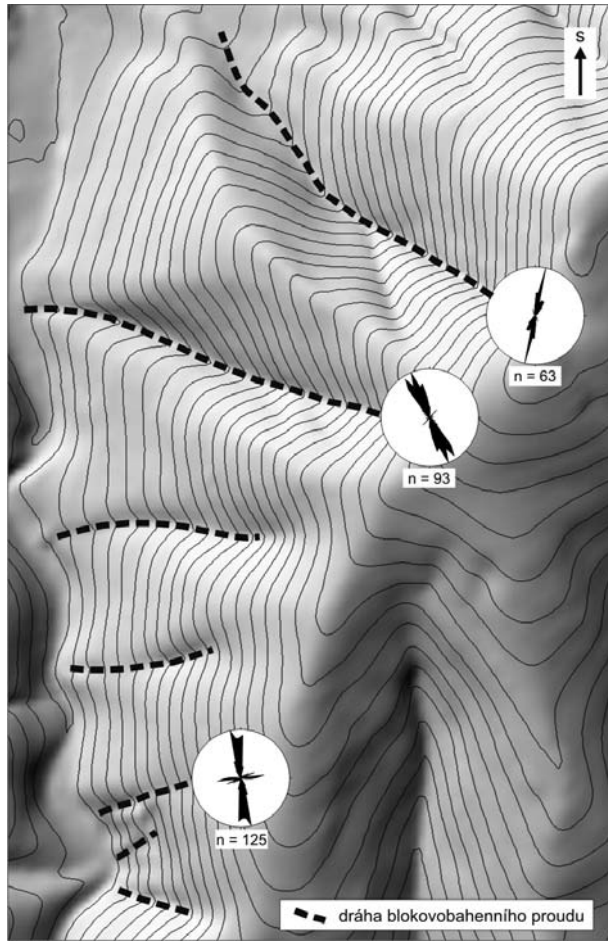
U většiny forem lze na základě morfologie předpokládat jejich vícegenerační charakter. Tento předpoklad potvrdila jednak analýza tvrdoměrným kladivem Schmidt hammer a zároveň geofyzikální průzkum na dvou lokalitách v masivu Smrku. Absolutní stáří jednotlivých generací proudů je však zejména u starších forem velmi obtížně zjištělné. Konvenční radiokarbonové datování je vzhledem k organické sterilitě akumulací nemožné. Na několika lokalitách (Smrk a Ostrý) však bylo možné aplikovat dendrochronologické metody, i když pouze pro nejmladší tvary. Analyzovány byly přírůstkové anomálie na vrtných jádrech ze zasypaných stromů v akumulčních částech blokovobahenních proudů a zazjištěné rány na kořenech stromů v transportních zónách.

Z jejich vyhodnocení je předběžně možné stanovit 9 individuálních fází vzniku drobných blokovobahenních proudů za posledních 80 let ve strži na východním svahu Smrku a strži na západním svahu Ostrého (obr. 3).

Akumulace blokovobahenních proudů představují v Moravskoslezských Beskydech významně zastoupenou formu reliéfu a vlastní svahový proces může i dnes představovat přímé ohrožení majetku a osob. Výzkumem těchto svahových procesů a deformací se tudíž hodláme zabývat i nadále.



Obr. 2: Granulometrické vlastnosti dvou základních typů akumulací.
 Fig. 2: Grain size analysis of two basic types of debris flows accumulations.



Obr. 4: Časový výskyt a četnost blokovobahenních proudů ve stržích masivu Smrk a Ostrý.

Fig. 4: Time occurrence and debris flows frequency in gullies of massives Smrk Mt. and Ostrý Mt.

Obr. 3: Orientace puklin v drahách blokovobahenních proudů (západní svahu Smrku).

Fig. 3: Joints orientation in debris flows tracks (western slope of the Smrk Mt.).

Poděkování

Výzkum je realizován v rámci řešení grantového projektu Akademie věd ČR KJB 301870501 „Kvartérní geochronologie svahových deformací v kulminační části Západních Beskyd: absolutní a relativní datování forem reliéfu“.

Literatura

Pánek, T. – Hradecký, J. (2000): Současný geomorfologický výzkum v Západních Beskydech a Podbeskydské pahorkatině. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 7, 44–47, Brno.
 Pelíšek, J. (1952): K otázce zalednění Moravskoslezských Beskyd. – Sborník Československé společnosti zeměpisné, 57, 60–65, Praha.
 Šilhán, K. – Pánek, T. (2007): Blokovobahenní proudy v masivu Smrku (Moravskoslezské Beskydy; Česká Republika). – Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 1, 56–64, Bratislava.

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: 5–10 řádek, kolem 350 znaků)
Vlastní text: písmo Times New Roman, vel. 12, řádkování 1,5 (rozsah včetně příloh by neměl přesáhnout 5–6 stran A4!)
Popisy obrázků a tabulek: Obr. 1.; Tab. 1.: a zakončit tečkou. Je třeba doplnit popisky obrázků anglicky (Fig. 1.; Tab. 1.).
Odkazy v textu: (obr. 1, tab. 1).

Citace v textu uvádějte podle vzoru: Chlupáč (1994); (Liew et al. 1989); (Franke 1994, Kalvoda 1995); (Šalanský in Prouza 1992); (Graham – Powel 1984) – vše viz tento sborník, nepsat čárku za jménem.

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 střelky v cizím magnetickém poli. – Orientační rozhledy, 28, 4, 14–18. Brno.
sborník: Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Kterak zameziti pohybu střelky v cizím magnetickém poli. – In: Obratník, K. (Ed.): Orientace v terénu, Sborník abstraktů, 14–18, Bloudivá instituce. Brno.
kniha: Kompasová, B. – Poledník, S. (2003): Orientace v terénu. – 1–222, Bloudivá instituce. Brno.

Technické pokyny:

A) V prvním kole odevzdejte pouze vytištěný příspěvek na adresu kteréhokoliv redaktora:

Výkonná redakce GVMS: Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Mgr. David Buriánek, Ph.D.: david.burianek@geology.cz, +420 543 429 245, krystalinikum

Mgr. Milan Geršl: milan.gersl@geology.cz, +420 543 429 252, technická redakce

Mgr. Martin Ivanov, Dr.: mivanov@sci.muni.cz, +420 549 494 600, kenozoikum

RNDr. Zdeněk Losos, CSc.: losos@sci.muni.cz, +420 549 495 623, aplikovaná geologie

Mgr. Pavla Tomanová Petrová, Ph.D.: pavla.petrova@geology.cz, +420 543 429 243, mezozoikum, kenozoikum

RNDr. Marek Slobodník, CSc.: marek@sci.muni.cz, +420 549 497 055, paleozoikum, koordinace, vydavatelství

Příspěvek pište jako textový soubor uspořádaný podle uvedené osnovy v textovém editoru **WORD MS WINDOWS**. Použití jiných editorů konzultujte s redakcí. Zasláný vytištěný příspěvek musí být kompletní včetně obrázků, tabulek, odstavců. Celý příspěvek musí být napsán standardním typem písma, pokud chcete speciální typ písma, vyznačte požadavek tužkou do textu. **Redakce si vyhrazuje právo odmítnout špatně připravený příspěvek.**

Texty (včetně nadpisů) nijak neformátujte, písmo Times New Roman, nedělte slova, odstavce ukončete klávesou ENTER, první řádek odstavce neodsazujte, nadpisy nezvýrazňujte, nezarovnávejte zprava. Nezapomeňte na mezeru za interpunkčním znaménkem i v seznamu literatury. V číslech používejte desetinnou čárku (ne tečku). Popisy k přílohám zařadte za textovou část následovně: Obr. 1.; Tab. 1.; text popisu s tečkou na konci. **Do textu v žádném případě nevkládějte obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy!** Uvedte, zda práce vznikla s podporou grantu, nadace.

Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (nejlépe EXCEL) přiložte jako zvláštní soubor, písmo Ariel, velikost 10, rámování (viz internet. stránky). Tabulky zpracované v textových editorech nebudou akceptovány.

Obrázky. Pérovky, ve vektorovém formátu, musí být kontrastní a dobře čitelné, písmo Ariel, minimální velikost 4 (diamant 1,504mm), které předějte, prosím, ve formátu CDR (Corel Draw do v. 13), 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, nejlépe když dodáte již originální velikost. Preferovány jsou obrázky jednosloupcové (š. 80 mm), nebo dvousloupcové (š. 164 mm). Maximální výška obrázku je 225 mm.

B) Po redakčním posouzení vytištěného příspěvku jej dostanete zpět k provedení oprav a připomínek. Vytištěnou opravenou verzi a původní připomínkovanou verzi vrátíte zpět na výše uvedenou adresu. Zároveň na ni zašlete konečnou elektronickou verzi vašeho příspěvku nejlépe e-mailem nebo na disketě. Vysazený článek vám bude ještě jednou zaslán e-mailem ve formátu PDF ke kontrole, v případě nutných úprav jej vytisknete a pošlete redakci.

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 V ROCE 2007

Geological research in Moravia and Silesia in the year 2007

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.

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., Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.,
Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., RNDr. Theodor Staněk, Mgr. Josef Havíř, Dr., Mgr. David Buriánek, Ph.D.,
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.

Technická redakce: Mgr. Milan Geršl, Mgr. Helena Gilíková, Ph.D.

Jazyková úprava: Jiřina Novotná

Zpracování pro tisk: Adobe InDesign CS3

VYDALA MASARYKOVA UNIVERZITA V ROCE 2008

Náklad: 170 výtisků

Vydání: první, 2008

Tisk: TDV – Vladimír Dilhof, spol. s r.o., Vídeňská 80, 639 00 Brno

Pořadové číslo: PŘ-10/08-02/58

ISBN 978-80-210-4709-9

ISSN 1212-6209

Fluidní inkluze v zirkonu s uzavřeným CO₂:
L - kapalná fáze, V - plynná fáze. Foto:
Z. Dolníček, velikost inkuze 25 μm.



Pestré jílovce kauberského souvrství račanské jednotky,
Dražiska u Valašské Bystrice. Foto: M. Bubík, 2006.

Pestré jílovce mazáckého souvrství slezské jednotky, defilé potoka Bystrý u Frenštátu p.
Radhoštěm. Foto: P. Skupien, 2003.





ČESKOMORAVSKÝ
ŠTĚRK
HEIDELBERGCEMENT Group