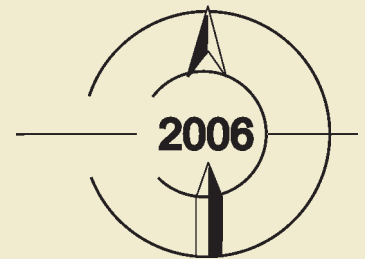


# ***GEOLOGICKÉ VÝZKUMY*** *na Moravě a ve Slezsku*

---

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

v roce  
in the year



kenozoikum

mezozoikum

paleozoikum

krystalinikum

aplikovaná geologie

XIV. ročník

Ústav geologických věd PřF Masarykovy univerzity  
Česká geologická služba, pobočka Brno  
Českomoravský štěrk, a. s.

BRNO 2007

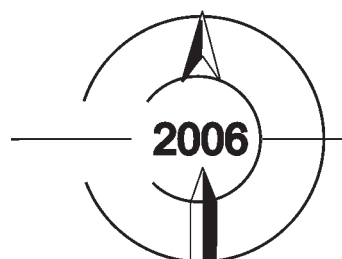


# ***GEOLOGICKÉ VÝZKUMY*** *na Moravě a ve Slezsku*

---

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

v roce  
in the year



**XIV. ročník**

**Vydala Masarykova univerzita**

pro

Ústav geologických věd PřF masarykovy univerzity

Česká geologická služba, pobočka Brno

Českomoravský štěrk, a.s.

**BRNO 2007**

# GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU V ROCE 2006

Geological research in Moravia and Silesia in the year 2006

## Editoři

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

**Kenozoikum:** 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, Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**Mezozoikum:** RNDr. Miroslav Bubík, CSc.

**Paleozoikum:** Doc. RNDr. Rostislav Melichar, Ph.D., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., Prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc., Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc.

**Krystalinikum:** RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D., Prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc., Doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Ph.D., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc.

**Aplikovaná geologie:** Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D., Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., RNDr. Theodor Staněk, Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc., Mgr. Josef Havíř, Dr., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., Mgr. David Buriánek, Ph.D.

Technická redakce: Konik – Mgr. Milan Geršl

Jazyková úprava: Jiřina Novotná

Zpracování pro tisk: Adobe InDesign CS2

© Masarykova univerzita Brno, 2007

ISBN 978-80-210-4400-5

ISSN 1212-6209

Snímek na 1. straně obálky: Pohled z Javorníku, Beskydy. Foto: M. Geršl, 2006.

# POKYNY PRO AUTORY PŘÍSPĚVKŮ DO GEOL. VÝZK. MOR. SLEZ. V R. 2007, VYCHÁZÍ 2008

## Osnova příspěvku:

Název	(česky, anglicky)
Autoři	(Josef Novák, František Pospíšil)
Adresy	(celá adresa včetně směrovacího čísla, 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:** Tab. 1., Obr. 1: a zakončit tečkou. Je třeba doplnit popisky obrázků anglicky (Fig. 1., Tab.:).

**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 dle norem “Pokyny pro autory geologických publikací ‘77” a dodatků z r. 1982, ÚÚG Praha), 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:

**Redakce GVMS: Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno**

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

**Mgr. Milan Geršl:** gersl@cgu.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 Petrová, PhD.:** petrova@cgu.cz, +420 543 429 243, kenozoikum a mezozoikum

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

Příspěvek pište jako textový soubor v textovém editoru MS WORD. Zasláný vytištěný příspěvek musí být kompletní včetně obrázků, tabulek, odstavců. Celý příspěvek musí být napsán standardním typem písma.

**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. 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 nekládejte obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy!!!** Uveďte, zda práce vznikla s podporou grantu, nadace.

**Tabulky:** vytvořené v tabulkovém editoru (nejlépe MS EXCEL) přiložte jako zvláštní soubor, písmo Ariel, velikost 10,

**Obrázky:** pérovky musí být kontrastní a dobře čitelné, počítejte s jejich zmenšením. Vektorové obrázky předejte, prosím, ve formátu CDR (Corel Draw 11), fotografie jako TIFF nebo JPG (rozlišení 600 dpi). Preferujte rastrovou výplň před odstíny šedé. Při tvorbě obrázků mějte na paměti čitelnost při zmenšení do tiskového formátu. Preferovány jsou obrázky jednosloupcové (š. 80 mm), nebo dvousloupcové (š. 164 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 mailem ve formátu PDF k autorským korekturám, v případě nutných úprav jej vytisknete a pošlete redakci.

**Příspěvky pro další ročník GVMS posílejte nejpozději do 28. února 2008 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.*



**OBSAH**

Contents

**KENOZOIKUM**  
**CENOZOIC**

**Výsledky datování hlubokých svahových deformací v oblasti Vsetínska a Frýdeckomístecka**  
*Results of radiocarbon dating of deep-seated landslides in the area of Vsetín and Frýdek-Místek districts*  
Ivo Baroň ..... 10

**Výsledky mapování a stratigrafických výzkumů račanské jednotce na listu Horní Bečva**  
*Results of mapping and stratigraphic research in the Rača Unit on the Horní Bečva Map Sheet*  
Miroslav Bubík..... 13

**Terénní a laboratorní dokumentace stavebního odkryvu na západním okraji Běloutína, Moravská brána**  
*Field and laboratory documentation of a building site exposure on western edge of Běloutín, Moravian Gate*  
Zdeněk Gába, Jarmila Vašíčková, Dalibor Matýsek, Tomáš Rozehnal ..... 17

**Depoziční architektura moderních fluviálních sedimentů na lokalitě Čerták (Staré Město u Uherského Hradiště) – umělé mrtvé rameno řeky Moravy**  
*Depositional architecture of modern fluvial deposits in Čerták (Staré Město u Uherského Hradiště) – artificial oxbow lake of the Morava river*  
Slavomír Nehyba, Ondřej Bábek ..... 22

**Zastoupení organického materiálu v rámci moderních fluviálních sedimentů na Zlínsku**  
*Organic material within the modern fluvial deposits in the broader surroundings of Zlín*  
Slavomír Nehyba, Jiří Rez..... 25

**Příspěvek k poznání kvartérních fluviálních sedimentů v prostoru centra města Brna**  
*Quaternary fluvial deposits in the centre of Brno city – contribution to the problems*  
Slavomír Nehyba, Luboš Souček ..... 28

**Miocénní sedimenty v Brně-Bohunicích (ubytovna Fakultní nemocnice Brno)**  
*Miocene deposits at Brno-Bohunice (hostel of the Faculty Hospital Brno)*  
Slavomír Nehyba, Jiří Otava, Miroslav Bubík, Pavla Tománová Petrová, Karel Kirchner ..... 31

**Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit**  
*A contribution to the problem of the granitoid elevations genesis in the western part of the Černá Voda Hilly land, Žulová batholith*

Aleš Vídeňský, Daniel Nývlt, Petra Štěpančíková..... 35

**MEZOZOIKUM**  
**MESOZOIC**

**Vztah palynofacií a izotopu <sup>13</sup>C v sedimentech křídý slezské jednotky**  
*Cretaceous palynofacies and isotopes <sup>13</sup>C in the Silesian unit*  
Petr Skupien ..... 42

**PALEOZOIKUM**  
**PALEOZOIC**

**Depoziční prostředí a provenience spodnopaleozoických klastik ve vrtu Měnín-1, jjz. od Brna**  
*Depositional environment and provenance of Lower Palaeozoic clastics in the Měnín-1 borehole, SSE of Brno*  
David Buriánek, Helena Gilíková, Slavomír Nehyba, Jiří Otava ..... 46

**Výsledky strukturního studia kulmských sedimentů v okolí Suchdolu nad Odrou**  
*Results of the structural study of the Culm sediments near Suchdol nad Odrou*  
Josef Havíř, Helena Gilíková ..... 52

**První nálezy ediakarských (vendských) kryptarch ve vrtu Měnín-1 (jižní Morava)**  
*First Ediacaran (Vendian) cryptarchs from the Měnín-1 borehole (South Moravia)*  
Milada Vavrdová, Helena Gilíková, Radek Mikuláš ..... 56

**KRASTALINIKUM**  
**CRYSTALLINE COMPLEX**

**Význam magnetické susceptibility pro geologické mapování hornin těšinitové asociace na listu 1: 25 000 Starý Jičín (25-124)**  
*The consequence magnetic susceptibility for geological mapping of the theteschenite association on the map sheet 1: 25 000 Starý Jičín (25-124)*  
David Buriánek, Zuzana Skácelová ..... 62

**Základní charakteristika fluid z křemenné žíly od Budče (moldanubikum)**  
*Basic characteristics of fluids from quartz vein at Budeč (Moldanubicum)*  
Zdeněk Dolníček, Karel Malý ..... 66

**Bazické žíly s pyroxenem v okolí Blanska**  
*Basic dykes with pyroxene in the vicinity of Blansko*  
Petr Gadas, Miroslava Gregerová, Lukáš Krmíček ..... 69

**Grafit-tremolitová hornina z Bačkovic u Jemnice**  
*Graphite-tremolite rocks at Bačkovice near Jemnice (West Moravia)*

- Stanislav Houzar, David Buriánek.....73
- Postkolizní magmatická žíla od Dolního Údolí u Zlatých Hor (Hrubý Jeseník)**  
*Post-collisional magmatic dyke from Dolní Údolí near Zlaté Hory (Hrubý Jeseník Mts.)*  
 Lukáš Krmíček, Mojmír Opletal.....76
- Geochemie a petrografie amfibolitů v okolí Jemnice a Police**  
*Geochemistry and petrography of amphibolites from the Jemnice and Police area*  
 Miloš René.....81
- APLIKOVANÁ GEOLOGIE**  
**APPLIED GEOLOGY**
- Biodiverzita kultivovatelných prokaryot z Hranické propasti a možnosti uplatnění těchto mikroorganismů při utváření karbonátových speleotém**  
*Biodiversity of culturable prokaryotes from the Hranice abyss and the role of microorganisms in carbonate speleothemes forming*  
 Milan Geršl, Marcel Kosina, Ivo Sedláček, Dana Nováková, Fraňo Travěnc .....86
- Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí Hranické propasti (Hranický kras)**  
*Geophysical mapping by very low frequencies method and drilling survey in the vicinity of the Hranická Chasm (Hranice Karst)*  
 Milan Geršl, Pavel Kalenda, Aleš Havlín, Roman Duras .....92
- Mikropetrografické a petrochemické rozbory novověké glazované keramiky z lokality Strachotín**  
*Micropetrographic and petrochemical analyses of postmedieval pottery from Strachotín*  
 Miroslava Gregerová, Martin Hložek, Zuzana Kuljovská . .....95
- Distribuce některých prvků a oxidů v půdních profilech v oblasti Králického Sněžníku**  
*The Distribution of some Elements and Oxides in the Soil Profiles of the Králický Sněžník Region*  
 Jaromír Hanák, Hana Müllerová, Pavel Müller .....101
- Kontaminace půd v horských oblastech severní Moravy izotopem <sup>137</sup>Cs**  
*<sup>137</sup>Cs Contamination of Soils in the Highland Regions of North Moravia*  
 Jaromír Hanák, Pavel Müller, Hana Müllerová, Ivan Kašparec, Vratislav Pecina, Miloš Abraham, Bohumil Veleba .....105
- Experimentální výpal vybraných minerálů a jeho aplikace při studiu materiálu dvou historických pecí**  
*Experimental firing of chosen minerals and its application to the study of the material of two historic kilns*  
 Miroslava Gregerová, Dana Hanuláková .....108
- Hydrogeologické zhodnocení ciężkowického pískovce na listu listu 25-234 Horní Bečva**  
*Hydrogeological evaluating of Ciężkow sandstone layer on the sheet 25-234 Horní Bečva*  
 Dana Havlín Nováková.....111
- Nové stopovací zkoušky v Moravském krasu II: Podzemní Punkva v okolí Macochy**  
*New tracer tests in the Moravian karst II: The Punkva underground river in the surrounding of the Macocha Chasm.*  
 Martin Knížek, Jiří Kamas, Jiří Bruthans .....113
- Zhodnocení vlivu vybraných faktorů na výši transmisivity hornin krystalinika v jv. části Českomoravské vysočiny**  
*The impact of exclude factors on the transmissivity values of crystalline units of the Českomoravská vysočina*  
 Eva Kryštofová .....117
- Model látkové bilance těžkých kovů a radiogenních elementů v oblasti malých povodí kolem vodní nádrže Víř (Bílý potok, Fryšávka)**  
*Model of Mass Balance of Heavy Metals and Radiogenic Elements in the Area of Small River Basins around the Víř Reservoir (Bílý potok, Fryšávka)*  
 Pavel Müller, Jaromír Hanák, Ivan Kašparec, Hana Müllerová, David Buriánek, Pavel Hanžl, Miloš Abraham, Bohumil Veleba .....120
- Gravitační rozpad hřbetu Čertova Mlýna (Moravsko-slezské Beskydy)**  
*Gravitational disintegration of the Čertův Mlýn Mt. (Moravsko-slezské Beskydy Mts.)*  
 Tomáš Pánek, Petr Tábořík, Jan Hradecký .....124



**AUTORSKÝ REJSTŘÍK**

## Index of Authors

Abraham M. ....	105, 120	Kryštofová E. ....	117
Bábek O. ....	22	Kuljovská Z. ....	95
Baroň I. ....	10	Malý K. ....	66
Bruthans J. ....	113	Matýsek D. ....	17
Bubík M. ....	13, 31	Mikuláš R. ....	56
Buriánek D. ....	46, 62, 73, 120	Müller P. ....	101, 105, 120
Dolníček Z. ....	66	Müllerová H. ....	101, 105, 120
Duras R. ....	92	Nehyba S. ....	22, 25, 28, 31, 46
Gába Z. ....	17	Nováková D. ....	86
Gadas P. ....	69	Nývlt D. ....	35
Geršl M. ....	86, 92	Opletal M. ....	76
Gilíková H. ....	46, 52, 56	Otava J. ....	31, 46
Gregerová M. ....	69, 95, 108	Pánek T. ....	124
Hanák J. ....	101, 105, 120	Pecina V. ....	105
Hanuláková D. ....	108	René M. ....	81
Hanžl P. ....	120	Rez J. ....	25
Havíř J. ....	52	Rozehnal T. ....	17
Havlín A. ....	92	Sedláček I. ....	86
Havlín Nováková D. ....	111	Skácelová Z. ....	62
Hložek M. ....	95	Skupien P. ....	42
Houzar S. ....	73	Souček L. ....	28
Hradecký J. ....	124	Štěpančíková P. ....	35
Kalenda P. ....	92	Tábořík P. ....	124
Kamas J. ....	113	Tomanová Petrová P. ....	31
Kašparec I. ....	105, 120	Travěnek F. ....	86
Kirchner K. ....	31	Vašíčková J. ....	17
Knížek M. ....	113	Vavrdová M. ....	56
Kosina M. ....	86	Veleba B. ....	105, 120
Krmíček L. ....	69, 76	Vídeňský A. ....	35



**KENOZOIKUM**

***CENOZOIC***

## VÝSLEDKY DATOVÁNÍ HLUBOKÝCH SVAHOVÝCH DEFORMACÍ V OBLASTI VSETÍNSKA A FRÝDECKOMÍSTECKA

Results of radiocarbon dating of deep-seated landslides in the area of Vsetín and Frýdek-Místek districts

Ivo Baroň

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

(25-14 Valašské Meziříčí, 25-23 Rožnov p. R., 25-24 Turzovka)

**Key words:** Outer Western Carpathians, flysch, deep-seated slope failures, landslides, dating

### Abstract

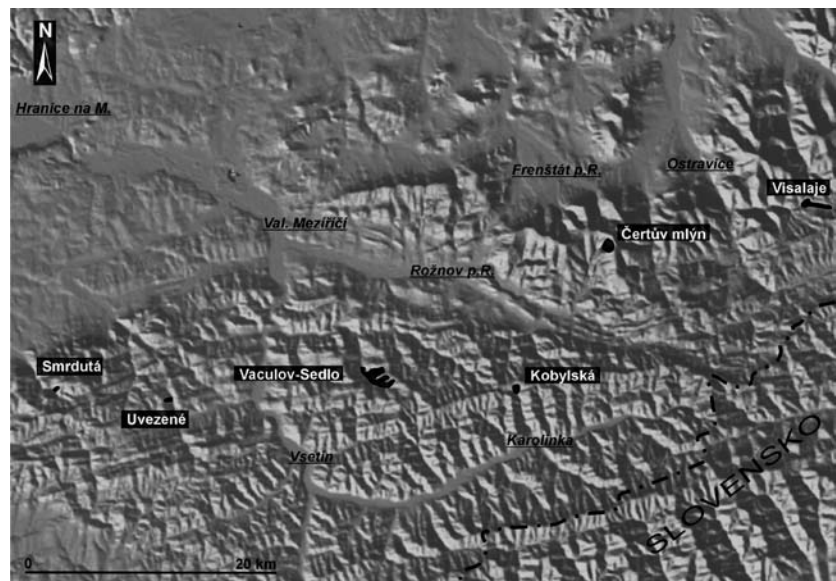
The paper presents preliminary results of a research focused on radiocarbon dating of deep-seated landslides in the Moravian part of the Outer Western Carpathians. The oldest registered date was  $9240 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  years BP (Boreal). The most distinct periods of landslide activity were observed in Boreal/Atlantic, Late Atlantic and Subatlantic. The obtained data well correlate with Late Glacial/Holocene periods of higher landslide activity and humidity in the Polish part of Carpathians.

### Úvod

Zjištění stáří a studium změn dynamiky vzniku svahových deformací se v posledních letech dostává do popředí zájmu spolu s rostoucím zájmem o studium ohrožení přírodními katastrofami a studium klimatických změn v holocénu a potažmo celém kvartéru. První datování sesuvu na základě kvartérně geologických metod (palynologie) bylo v ČR v Beskydech provedeno na počátku 60. let minulého století (Knebllová-Vodičková 1966). Teprve v prvním desetiletí 21. století se však na tuto problematiku u nás intenzivně zaměřilo hned několik týmů: skupina na brněnské pobočce ČGS (m.j. Baroň et al. 2004) a skupina z Ostravské Univerzity (m.j. Hradecký – Pánek 2003).

Datování svahových deformací má velký význam pro korelování jejich vzniku se spouštěcími mechanismy, zejména srážkově bohatými klimatickými oscilacemi holocénu a pozdního glaciálu (Margielewski 2006). Tento typ výzkumu je však finančně poměrně náročný, protože k vyslovení relevantních závěrů je potřeba velkého množství poměrně drahých analýz.

Předložený text si proto klade za cíl pouze prezentovat průběžné výsledky datování sesuvů v oblasti Vsetínska a Lysé hory. Souhrnná publikace bude sestavena až po získání mnohem většího a statisticky významnějšího množství dat.



Obr. 1: Digitální model reliéfu studované oblasti s vyznačením jednotlivých hlubokých svahových deformací.

Fig. 1: Digital elevation model of the study area with location of the dated deep-seated landslides.

### Metodika datování

Pro datování byl odebrán organický materiál deponovaný např. v týlních depresích za rotovanými sesuvnými krami, v hrazených (bariérových) depresích, v drobných („neseňých“) depresích na tělese sesuvné akumulace a pohřbených uvnitř akumulací nebo pod těmito akumulacemi. Z týlních a hrazených depresí byly vzorky odebrány ruční vrtnou soupravou INSTORE. Ve třech případech byly vzorky odebrány z profilů kopaných ručně (Visalaje) a pomocí bagru (Vaculov-Sedlo: Grapy). Konvenční  $^{14}\text{C}$  datování větších kusů vzorků dřev a rašeliny bylo provedeno v laboratořích

Univerzity v Minsku (Dr. I. Kolosov), datování drobných úlomků bylo zpracováno metodou AMS v laboratořích v Poznani (Dr. T. Goslar) a Gliwicích (Prof. A. Pazdur).

**Výsledky**

Datovaný materiál pochází ze svahových deformací Vaculov-Sedlo, Kobylská, Visalaje, Uvezené, Čertův mlýn a Smrdutá (obr. 1). Prezentovány jsou pouze ty údaje, které jednoznačně datují jistou konkrétní událost (báze tílní deprese, těleso akumulace sesuvu, určitá fáze zahrazení údolí). Zjištěný věk v radiokarbonových letech je předložen v přehledné tabulární podobě, včetně původu vzorku, jeho charakteru a depoziční hloubky (tab. 1 a 2). Data jsou srovnána s chronostratigrafií pozdního glaciálu až holocénu a výsledky jiných autorů v přehledu na obr. 2. Detailní sedimentologické popisy profilů nejsou prezentovány a budou součástí chystané širší práce.

**Závěr**

Předložená studie radiometrického datování stáří svahových deformací představuje kolekci dosavadních výsledků brněnského týmu ČGS, získaných v letech 2003 až 2006 v sesuvných územích moravských flyšových Karpat. Nejstarší časový údaj byl získán z tílní deprese ve svahové deformaci Kobylská, a to 9240±60 <sup>14</sup>C let BP (preboreál). Nejvíce hlubokých sesuvů bylo zjištěno v období přelomu boreálu a atlantiku, vrcholném atlantiku, méně a rozptýleně po celé období subboreálu a hojně v subatlantiku. Získaná data poměrně dobře korelují s obdobími zvýšené sesuvné aktivity v polských Karpatech, které zjistili Margielewski (2006), Starkel (in Margielewski 2006), Alexandrowicz (in Margielewski 2006) a relativně vlhkými oscilacemi holocénu (Starkel in Margielewski 2006, obr. 2). Předložená data zatím prezentují pouze dílčí průběžné výsledky studia, které však po získání dalších nových údajů a po kompilaci s výsledky jiných autorů pomohou blíže poznat holocenní dynamiku katastrofických svahových pohybů ve východní části Moravy a pomohou rovněž studovat srážkově bohatší klimatické oscilace ve střední Evropě v holocénu.

**Poděkování**

Poděkování patří všem spolupracovníkům a přátelům, kteří pomohli při fyzicky náročném odběru vzorků často

za dosti nepříznivého počasí. Konkrétně tento dík náleží A. Havlínovi, O. Neudertovi (+), Z. Křenkovi st., Z. Křenkovi ml., M. Hruškovi, P. Hruškové, T. Melichovi, J. Aulehlovi, D. Nedbalové, J. Klimešovi, V. Jánošovi, J. Kučerovi, P. Mikulovi a L. Iljazi. Datování sesuvů bylo finančně podpořeno projektem České geologické služby 215124-2 „Řešení stabilizace svahů na území ČR, jejich geologický průzkum a monitoring“, který je součástí programu Ministerstva životního prostředí ČR ISPROFIN č. 215120 „Podpora prevence v územích ohrožených nepříznivými klimatickými jevy“ a grantem Grantové agentury ČR č. 205/05/2770 „Endogenní vliv na vznik a vývoj svahových deformací“.

Svahová deformace	Hloubka [cm]	Materiál	<sup>14</sup> C Stáří [yr BP]	Pozice
Kobylská	134-140	dřevo	1065±140	hrazené jezero (1 fáze)
Kobylská	90	dřevo	704±120	hrazené jezero (1 fáze)
Kobylská	105-110	dřevo	6250±180	týlní deprese
Kobylská	326-338	dřevo	9080±95	týlní deprese (báze)
Uvezené	76-80	dřevo+rašelina	1460±100	týlní deprese (báze)
Vaculov-Sedlo (Grapy)	150	dřevo	1550±105	hrazené jezero (1 fáze)
Vaculov-Sedlo (rybník Sedlo)	200-223	dřevo	4280±130	akumulace dílčího sesuvu v týlní depresi
Vaculov-Sedlo (rybník Sedlo)	250-300	dřevo	4490±150	akumulace dílčího sesuvu v týlní depresi
Vaculov-Sedlo (rybník Sedlo)	380	dřevo	6100±250	akumulace dílčího sesuvu v týlní depresi
Vaculov-Sedlo (Vaculov)	260-266	dřevo	8050±220	deprese na tělese sesuvné akumulace (báze)
Visalaje	x	dřevo	6700 ±125	pohřbený povrch
Visalaje	x	dřevo	8010±105	pohřbený povrch
Visalaje	150-160	rašelina	5075±150	deprese na tělese sesuvné akumulace (báze)

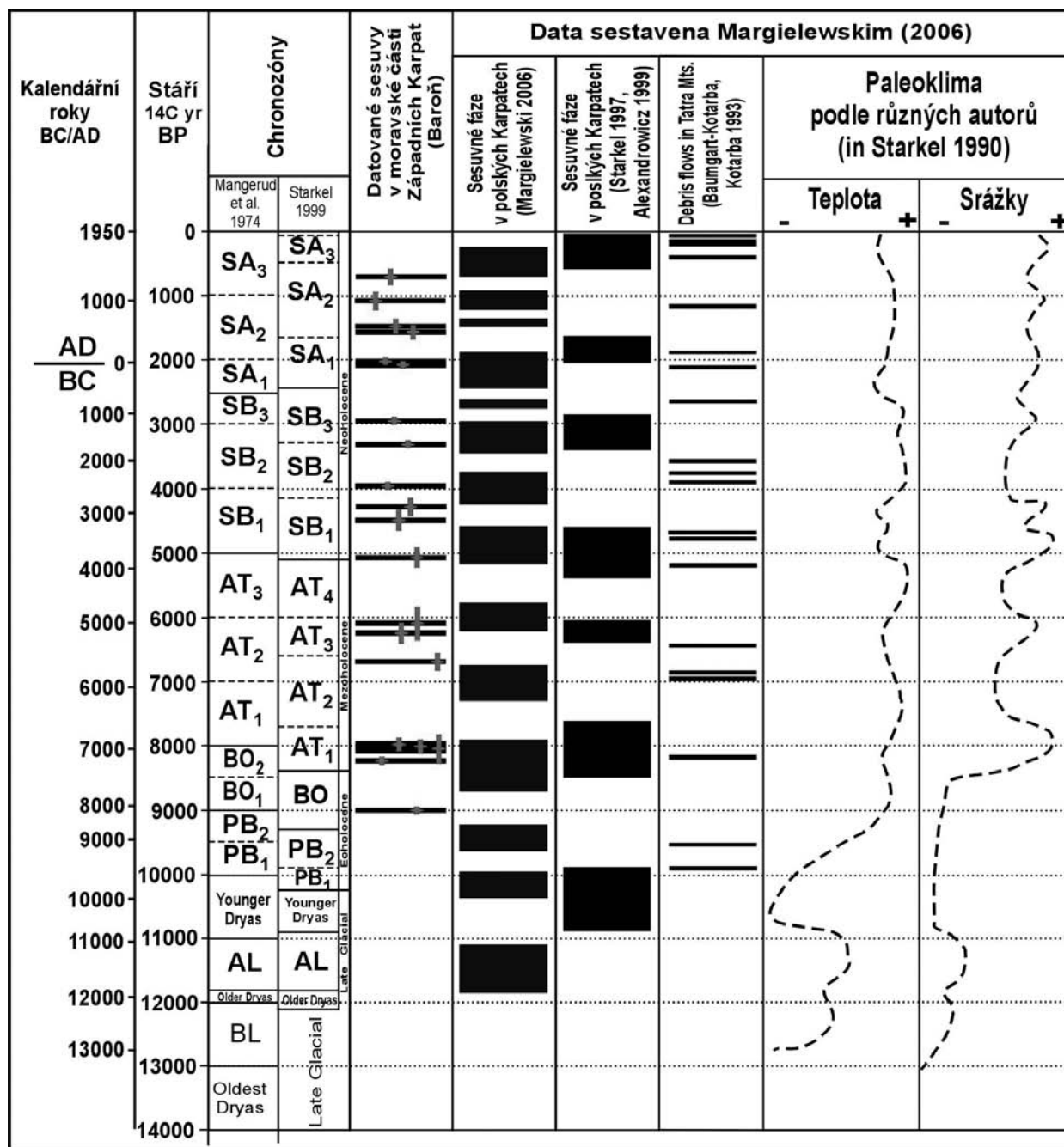
Tab. 1: Výsledky konvenčního radiokarbonového datování vzorků odebraných v rámci svahových deformací na Vsetínsku a Frýdeckomístecku v letech 2003–2005.

Tab. 1: Results of conventional radiocarbon dating of samples taken from landslide-related environments in the area of Vsetín and Frýdek–Místek districts from 2003 to 2005.

Svahová deformace	Hloubka [cm]	Materiál	<sup>14</sup> C Stáří [yr BP]	Pozice
Kobylská	250	dřevo	2010 ± 35	hrazené jezero (1 fáze)
Kobylská	531-536	dřevo	9240 ± 60	týlní deprese (báze)
Vaculov-Sedlo (Grapy)	330-336	dřevo	3945 ± 35	týlní deprese (báze)
Vaculov-Sedlo (Grapy)	450	dřevo	8240 ± 50	hrazené jezero (1 fáze)
Čertův mlýn	367	dřevo	2930 ± 35	týlní deprese (báze)
Smrdutá	327	dřevo	2055 ± 30	hrazené jezero (1 fáze)

Tab. 2: Výsledky AMS radiokarbonového datování vzorků odebraných v rámci svahových deformací na Vsetínsku v r. 2003 a 2005.

Tab. 2: Results of AMS radiocarbon dating of samples taken from landslide-related environments in the area of Vsetín district in 2003 and 2005.



Obr. 2: Výsledky datování svahových deformací v moravské části Vnějších Západních Karpat (šestý sloupec zprava, červený symbol). Grafické znázornění paleoklimatologického vývoje v holocénu a pozdním glaciálu ve střední Evropě (pravé dva sloupce), datovaných suťových proudů v Tatrách (třetí sloupec zprava), sesuvných fází polské části Západních Karpat (čtvrtý a pátý sloupec zprava) a chronostratigrafie pozdního glaciálu a holocénu bylo sestaveno na podkladě práce Margielewského (2006).

Fig. 2: Results of landslides dating (6<sup>th</sup> column from the right-hand-side). Other palaeoclimatologic characteristics as well as the Holocene landslide phases and chronostratigraphy were compiled after Margielewski (2006).

Literatura

Baroň, I. – Čilek, V. – Krejčí, O. – Melichar, R. – Hubatka, F. (2004): Structure and Dynamics of Deep-Seated Slope Failures in the Magura Flysch Nappe, Outer Western Carpathians (Czech Republic). – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 549–562, EGU.

Hradecký, J. – Pánek, T. (2003): Slope processes of the Czech part of the Silesian Beskydy Mts. – Occurrence, Preconditions and Dating. – In: Lacika, J. (Ed.): *Geomorphologia Slovaca, Abstracts, CBCG*, 3, 1, 35.

Kneblová-Vodičková, V. (1966): Paleobotanický výzkum rašeliníště v Beskydech. – *Věstník ÚÚG*, 41, 271–278. Praha.

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, 1–149. Krakow.

## VÝSLEDKY MAPOVÁNÍ A STRATIGRAFICKÝCH VÝZKUMŮ V RAČANSKÉ JEDNOTCE NA LISTU HORNÍ BEČVA

Results of mapping and stratigraphic research in the Rača Unit  
on the Horní Bečva Map Sheet

Miroslav Bubík

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

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm)

**Key words:** Carpathian Flysch, Rača Unit, stratigraphy, Cretaceous, Paleogene

### Abstract

In the frame of geological mapping in scale 1:25 000, stratigraphy of the Rača Unit comprising the Rajnochovice, Kaumberg, Soláň, Beloveža and Zlín Formations was revised on the map sheet Horní Bečva. The Vigantice Klippe consisting of the Kurovice Limestone is newly interpreted as the nappe outlier of the Rača Nappe. Deep-water foraminifera dominated by agglutinated forms were extracted from limestone using the acetolysis. Known occurrences of Lower Cretaceous black flysch of the Rajnochovice Formation were revised and most of them reassigned to younger strata. The type area of the Soláň Formation was studied in detail for the first time. Several horizons of variegated shale were observed within the formation.

### Úvod

Projekt geologického mapování 1:25 000 na Vsetínsku stanovil za cíl prací využití výsledků detailního mapování sesuvů, reinterpretaci tektoniky území a nezbytné stratigrafické revize. V případě listu Horní Bečva, kde je k dispozici geologická mapa Pesla et al. (1989) stejného měřítká i listokladu, nebylo prováděno rozsáhlejší plošné mapování nýbrž revize. Litostratigrafické poznatky z revizí jsou shrnuty v korelačním schématu (obr. 1).

### Otázka pozice vigantického bradla

V katastru Vigantic v místě Na Vápenkách (viz mapa 1:10 000) se nachází protažené těleso vápenců v pruhu dlouhém 150 m a širokém asi 40 m otevřené zaslými lůmků, dokládajícími historickou těžbu. V rámci nových terénních pozorování byly rekognoskovány dva lůmků. V přílehlém korytě potoka Měřístek byly zjištěny přirozené výchozy v délce 17 m. Směrem k SZ od lůmků lze na pastvině sledovat morfologickou hranu tvořenou výchozem vápencového tělesa k povrchu. Makroskopicky lze vápence popsat jako deskovitě odlučné šedobílé aptychové, s ojedinělými pruhy a čočkami rohovců. Ze sedimentologického hlediska převládají pelagity, do kterých se vkládají sporadicky turbiditní vložky s bází tvořenou vápencovou brekcií až konglomerátem často s nahromaděním aptychů.

Z výchozů vápenců v potoce byla získána foraminiferová fauna acetolýzou podle Lirera (2000). Ve společenstvu převažují aglutinované formy nad vápnitými. Dominují „*Rhizammina*“ sp., *Glomospira gordialis* (J. & P.), *Pseudoreophax cisovnicensis* Ger. a *Spirillina* sp., méně časté jsou druhy *Insculptarenula quinqueloba* (Ger.), *Haplophragmoides globigerinoides* (Haeussl.), *Reophax helveticus* (Haeussl.), *Verneuilinoides favus* (Bart.), *Hippocrepina depressa* Vaš.,

*Pseudoreophax* sp., *Pseudobolivina* sp., *Neotrocholina* sp. aj. V nejsevernějším zavezeném lůmku byly v sutí nad posledním zbývajícím výchozem vápenců zaznamenány destičkovité šedé vápnité prachovité jílovce. L. Švábenická z nich určila kvantitativně hojně, ale druhově chudé nanofosilie: *Watznaueria barnesae*, *W. britannica*, *Cyclagelosphaera margerelli*, *Lotharingius* cf. *sigillatus* a srovnává je s obdobnou nanoflorou jílovitých vložek kurovických vápenců v Kurovicích (Bubík et al. 2006).

Diskuse: Vápence od Vigantic se nápadně podobají svrchní části kurovických vápenců v Kurovicích litologií, přítomností turbiditních horizontů a faunou. Reháková et al. (1995) o nich píše jako o vigantických vápencích (Vigantice Limestone). Jako jediný faktický rozdíl vůči kurovickým vápencům uvádějí epizonální metamorfity a křemen v psefitické frakci turbiditních horizontů. Podobnosti nicméně převažují nad odlišnostmi a ty se týkají alochtonní složky ukazující na lokální rozdíly v zdrojové oblasti klastů. Proto řadím vápence od Vigantic ke kurovickým vápencům (souvrství). Jméno „vigantický vápenec“ není v literatuře definováno ve smyslu formální litostratigrafické jednotky a je tudíž neplatné. Šedé jílovce se společenstvem nanofosilií jurského typu pravděpodobně patří k starším členům bradlové sukcese tektonicky sblížené s vápenci berriasiu.

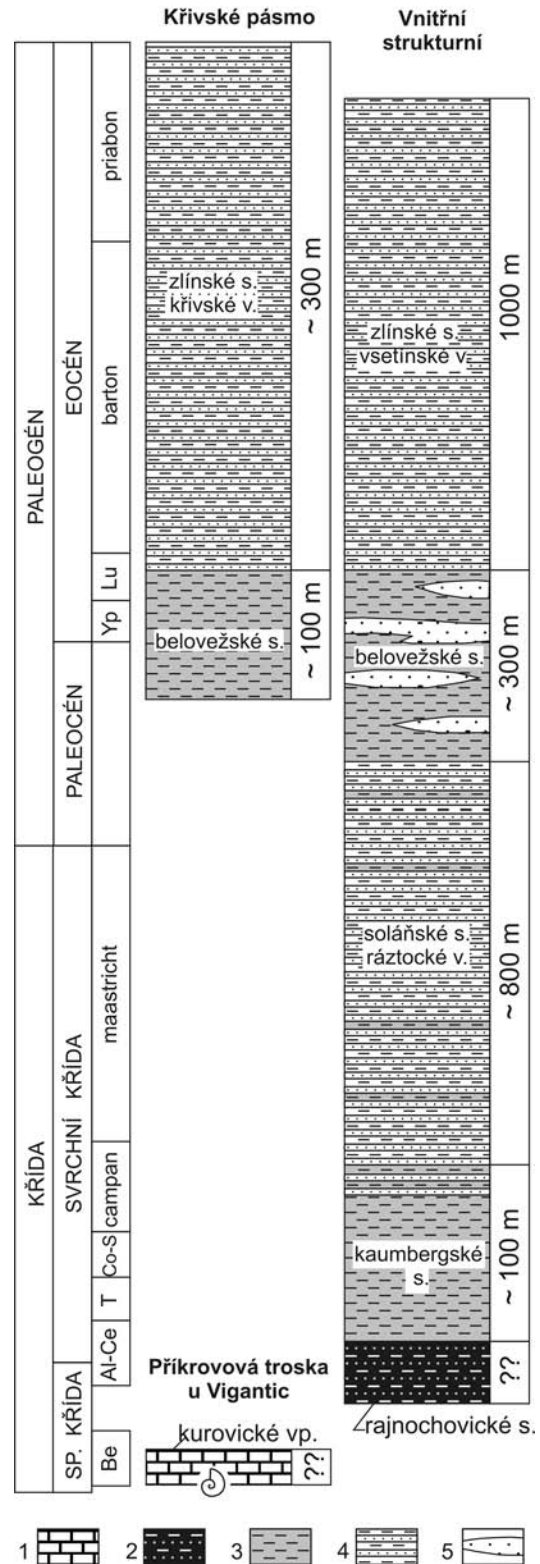
Nález aglutinované foraminiferové fauny ve vápencích bradla nedovoluje zdaleka takové rozlišení jako hlavoňci a kalpionellidi (spodní berriasi; Reháková et al. 1995). Stratigrafické rozsahy uvedených foraminifer v Karpatěch jsou známy neúplně nebo vůbec. Faunu foraminifer lze srovnávat s hlubokomořskými společenstvy zjištěnými v hemipelagických vložkách v těšínských vápencích (berriasi; Geroch – Olszewska, 1990). Mnoho shodných prvků

má i s faunou „Acanthicum Beds“ rumunských Karpat (kimmeridge; Neagu – Neagu 1995). Z biofaciálního hlediska je bližší spíše druhé srovnání. Pro spodní křídou našeho flyše představuje zcela novou biofacii.

Pozice tělesa kurovických vápenců u Vigantic je v nové geologické mapě interpretována jako drobná příkrovová troska. Zásadní poznatky k úvahám o pozici vápenců přinesl vrt RV-I (Stráník 1964, Pesl et al. 1989). Namísto pokračování vápenců do hloubky prošel tektonickým stykem dvou šupin slezské jednotky. Pozice tělesa vápenců v předpolí čela račanské jednotky, jeho alochtonita a náhlé vyklínění do hloubky vedla Pesla (l. c.) k interpretaci tělesa jako olistolitu v krosněnském souvrství slezské jednotky. Domnívám se, že izolovaná poloha bradla před čelem příkrovu račanské jednotky nevyklučuje jejich dřívější spojitost. Bradlo by mohlo představovat kořenovou část menší tektonické šupiny (jako je šupina kurovického bradla), přes kterou byly po dílčím přesmyku či násunu vyvlečeny a přesunuty sedimenty slezské jednotky ze strukturního podloží (viz obr. 2). Obdobný jev je např. běžný v bělo-karpatské jednotce, kde za čelem příkrovu vystupují pruhy bystrických vrstev vyvlečené z podloží příkrovu. Hluboká eroze čela račanské jednotky u Vigantic pak mohla způsobit zdánlivě nepochopitelnou izolaci zbytku šupiny vápenců v předpolí dnešního čela příkrovu.

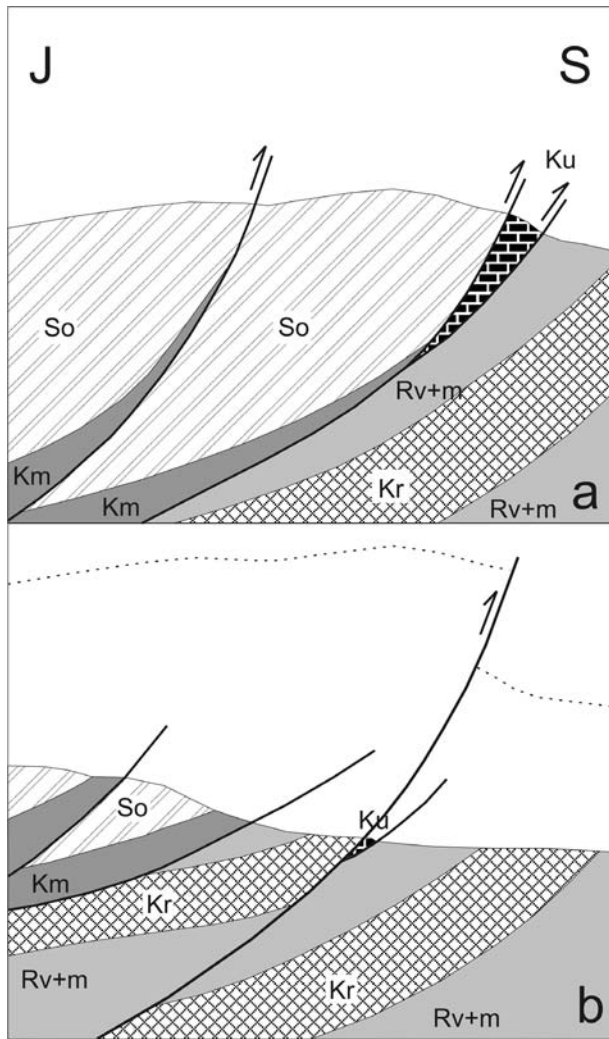
**Revize výskytů rajnochovického souvrství**

Pesl (1989) ve své mapě vymezil tzv. „sedimenty střední-spodní křídly slezské facie“ a charakterizuje je jako pevné tabulkovitě rozpadavé rudohnědé a zelené jílovce, černošedé drčené a prohnětené jílovce s proužky šedých vápničitých jílovců a šupinami prachovitých jílovců. V rámci revizního mapování byly rekognoskovány všechny výskyt zachycené v Peslově mapě. Ve většině případů šlo o tvrdé destičkové šedo-zelené, méně často rudohnědé proužkované prachovité jílovce, které řadím ke kaumbergskému souvrství. Na sousedních mapových listech tvoří tyto sedimenty spodní část souvrství (spodní turon; lokality Salajka a Dražiska). Tmavé jílovce byly zastiženy pouze v pravém přítoku Prosté u Hotelu DUO v Horní Bečvě. Tmavé pelitické a flyšové sedimenty spodno- a střednokřídového stáří dnes řadíme do rajnochovického souvrství. K tomu bylo možné přiřadit jediný výchoz černošedých nevápničitých prachovitých jílovců s budinami a zvrásněnými útržky lavic zelenošedého prachovitého pískovce. P. Skupien (nepublikovaná dokumentace) provedl palynologický rozbor jílovců a zjistil převážně dinocysty, ojediněle výstelky foraminifer, bisakátní pylová zrna a spory. Převládají hlubokomořské typy dinocyst reprezentované skolocho-rátními cystami rodů *Achomosphaera*, *Hystrichodinium*, *Spiniferites* a *Surculosphaeridium*. Druhy *Epelidosphaeridia spinosa* a *Palaeohystrichophora infusoriooides* dokládají stáří v rozsahu nejvyšší alb až cenoman. Mikrofaunu jílovců získanou plavením reprezentují jen neurčitelná křemíťá jádra radiolarií (*Spumellaria* indet.). Z výchozu černošedých jílovců se světlými proužky ze stejné lokality, odpovídajícímu Peslově popisu, byly získány foraminifery a nanoplankton svrchního eocénu. Tyto sedimenty patří nejspíše ke křivským vrstvám.



Obr. 1: Lithostratigrafické schéma račanské jednotky na listu Horní Bečva. Litologie: 1 – rohovcové vápence s aptychy, 2 – pískovcovojílovcový flyš s černošedými jílovci, 3 – pestré (červené) jílovce, 4 – jílovcovo-pískovcový flyš s šedými, zelenošedými a hnědošedými jílovci, 5 – masivní pískovce a drobnozrná slepenice.  
 Fig. 1: Lithostratigraphic chart of the Rača Unit on the Horní Bečva Map Sheet. Lithology: 1 – cherty limestones with aptechi, 2 – sandstone-shale flysch with black-gray shale, 3 – variegated (red) shale, 4 – shale-sandstone flysch with gray, green-gray, and brown-gray shale, 5 – massive sandstones and microconglomerates.





Obr. 2: Schematický model tektonického transportu kurovických vápenců v čele račanské jednotky u Vigantic (bez měřítka): a – během hlavní deformační fáze v miocénu, b – současný stav (po denudaci). Litostratigrafické jednotky: slezská jednotka: Rv+m – rožnovské a menilitové souvrství, Kr – krosněnské souvrství, račanská jednotka: Ku – kurovické vápence, Km – kaumbergské souvrství, So – soláňské souvrství.

Fig. 2: Schematic model of tectonic transport of the Kurovice Limestone in the front of the Rača Unit near Vigantice (not to scale): a – during the main deformation event in the Miocene, b – present situation after denudation. Lithostratigraphic units: Silesian Unit: Rv+m – Rožnov and Menilite formations, Kr – Krosno Fm., Rača Unit: Ku – Kurovice Limestone, Km – Kaumberg Fm., So – Solán Fm.

**Biostratigrafie kaumbergského souvrství**

K biostratigrafické revizi kaumbergského souvrství byl využit archivní mikropaleontologický materiál ČGS nasbíraný během celé poválečné historie geologické služby A. Matějkou, Z. Stráníkem, V. Peslem a dalšími. Fosilní záznam souvrství je bohatý na aglutinované foraminifery, které dovolují vymezení dvou stratigrafických intervalů – zón podle Gerocha a Nowaka (1984):

- 1) zóna *Uvigerinammia jankoi* (turon – nižší campan),
- 2) zóna *Caudammia gigantea* (vyšší campan – maastricht).

Nově byl studován profil v potoce Bučkový. U Okruhlanky jsou v zářezu potoka odkryty zřejmě nejvyšší partie

souvrství se silnými lavicemi pískovců. Z vložky vápnitého jílovce určila L. Švábenická nanoplankton nižšího svrchního campanu s *Ceratolithoides aculeus*, *Uniplanarius sissinghii*, *Broinsonia parca parca*, *Reinhardtites levis* aj. (Bubík et al. 2006). Toto datování prakticky určuje horní hranici rozsahu souvrství (viz obr. 1).

**Typová oblast soláňského souvrství**

Soláňské souvrství na území listu je v celém profilu řazeno k ráztockým vrstvám. Severní svahy Soláně představují typovou oblast souvrství, která dosud nebyla podrobně stratigraficky prozkoumána. Terénní dokumentace a odběr vzorků byly provedeny na profilu Hákovský vrch - Za Hutí - vrchol Soláně a západněji podél přítoku Soláneckého potoka vedoucího k terénní základně ČGS. Nejlepší odkrytí bylo k dispozici v zářezu nové sjezdovky v trase prvního profilu. V zásadě bylo možné rozlišit v rámci ráztockých vrstev dvě facie. První má charakter drobně rytmického flyše s převahou jílovců (kolem 80%), druhá je hrubě rytmický flyš s převahou (až 95%) arkózo- drobových pískovců s biotitem. Ráztocké vrstvy místy obsahují vložky pestrých vrstev typu kaumbergského souvrství nebo jen ojedinělé červenohnědé laminy v rámci drobně rytmických sekvencí s převahou jílovců. Podle výskytu pestrých vložek na území listu se zdá, že vystupují zhruba ve čtyřech horizontech. Z biostratigrafického hlediska patří první dva horizonty k zóně *Caudammia gigantea* (vyšší campan – maastricht), zatímco třetí horizont již k paleocenní zóně *Rzehakina fissistomata*. Celkově biostratigrafie na základě foraminifer nepřinesla dobré výsledky. Indexové druhy většinou chybí. Zóna *C. gigantea* byla zjištěna v pískovcové (biotitové) facii v úseku Solánecký potok – dolní konec sjezdovky pod Soláněm. V téže facii byla zjištěna i v druhém profilu a to na jeho začátku a konci. Lepší výsledky přineslo studium nanoplanktonu z vápničných vložek z pelitické facie ráztockých vrstev. Na horním konci zářezu nové sjezdovky pod Soláněm zjistila L. Švábenická nanofosilie z intervalu zón UC16-UC18, tj. hranice campan-maastricht až spodní maastricht (Bubík et al. 2006). Je to překvapivé zjištění, protože nedaleko kontaktu s nadložním belovežským souvrstvím se daly očekávat spíše paleocenní členy souvrství. Naopak svrchní maastricht byl doložen nanofosiliemi zóny UC20cBP jižně od kóty Kynčáčky. To naznačuje komplikovanou tektoniku celé zóny tvořené soláňským souvrstvím. Severně od Soláneckého potoka převažují převrácené vrstvy se středními úklony k severu. Směrem k jihu linii profilu porušuje radiální zlom, který očividně odděluje odlišné facie ráztockých vrstev. V zářezu sjezdovky se střídají úseky vrstev v překocené a normální pozici a vyskytují se vrásy s velkou amplitudou.

**Výzkum belovežského souvrství na opěrných profilech**

Belovežské souvrství bylo podrobněji nově studováno na profilu Popelářským potokem pod Čartákem a na základě archivních vzorků z profilu Miloňov dokumentovaného V. Peslem. Bohužel se ukázalo, že průběžný pruh belovežského souvrství na území mapy je vnitřně složitě deformovaný a nevhodný pro faciálně stratigrafické studium. Na základě foraminiferové biostratigrafie byla složena následující sukcese:

- 1) paleocén s *Rzehakina epigona* (Rz.), *Caudamina ovulum* (Grz.), atd.;
- 2) spodní eocén s akme *Glomospira* spp., především *G. charoides* (J. & P.);
- 3) střední eocén s *Reticulophragmium amplexans* (Grz.).

#### Faciální a stratigrafická pozorování ve zlínském souvrství

Pesl et al. (1989) ve své mapě řadí veškeré sedimenty v nadloži belovežského souvrství do vsetínských vrstev a nevymezuje bazální člen souvrství charakteristický přítomností hrubých poloh hrubozrnných a slepencových pískovců - újezdské vrstvy. Během revize faciálních poměrů souvrství bylo jv. od vrcholu Tanečnice 912 m pozorováno flyšové střídání:

- typických vápnitých jílovců zlínského typu,
- drobně rytmických parasekvencí s černohnědošedými nevápnitými jílovcí, šedými jílovcí, šedohnědými konvo-

lutně i čeřinově laminovanými prachovci a pískovci, - silnějších lavic (až 2 m) jemnozrnných glaukonitických pískovců, hrubozrnných arkózových pískovců a šedohnědých jemnozrnných drobových pískovců.

Takto nestejnorodá facie obsahuje znaky újezdských i vsetínských vrstev. Nanoplanktonem prokázané svrchnoeocénní stáří ukazuje, že jde o mladší člen souvrství. Facie mohla vzniknout překládáním turbiditů dvou sousedících vějířů s rozdílným zdrojem klastů. V mapě se nově nepodařilo tuto facii plošně odlišit a je tedy zahrnuta pod vsetínskými vrstvami.

Biostratigrafie souvrství byla studována na základě nanoplanktonu podrobněji v profilu podél potoka Bzové. Vsetínské souvrství zachycené v profilu vykazuje jen malý stratigrafický rozsah nejvyšší střední eocén - nejnižší svrchní eocén. Jen o něco mladší sedimenty se vyskytují západněji (např. netypická facie jv. Tanečnice - viz výše).

#### Literatura

- Bubík, M. - Adamová, M. - Baroň, I. - Kašperáková, D. - Kolejka, V. - Nováková, D. - Novotný, R. - Pecina, V. - Švábenická, L. (2006): Textové vysvětlivky k Základní geologické mapě 1 : 25 000 list 25-234 Horní Bečva. - MS, Česká geologická služba, Praha.
- 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, 2<sup>nd</sup> International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau (France), April 11-15, 1983: Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, p. 225-239.
- Geroch, S. - Olszewska, B. (1990): The oldest assemblages of agglutinated foraminifera of the Polish Flysch Carpathians. - In: Hemleben, C. et al. (Eds.): Paleocology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera. - NATO ASI Series C-327, 525-538. Kluwer Acad. Publ.
- Lirer, F. (2000): A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. - *Micropaleontology*, 46, 4, 365-369. New York.
- Neagu, T. - Neagu, M. (1995): Smaller agglutinated foraminifera from the Acanthicum Limestones (Upper Jurassic) Eastern Carpathians. - In: Kaminski, M. A. - Geroch, S. - Gasinski, M. A. (Eds.): Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow, Poland, Sept. 12-19, 1993. Grzybowski Foundation Special Publication no. 3, 211-225. Krakow.
- Pesl, V. - Bubík, M. - Čekan, V. - Kolejka, V. - Peslová, H. - Rybářová, L. - Tyráček, J. - Jurášová, F. (1989): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000, 25-234 Horní Bečva. - MS, Ústřední ústav geologický, Praha, 1-58.
- Pesl, V. (1989): Základní geologická mapa, 25-234 Horní Bečva. - MS, Český geologický ústav, Praha.
- Reháková, D. - Šulgan, F. - Vašíček, Z. - Michalík, J. (1995): Environment, fauna and paleogeographic importance of the Berriasian limestones from the Vigantice tectonic slice in the Outer Western Carpathians. - *Geologica Carpathica*, 46, 1, 53-58. Bratislava.
- Stráník, Z. (1964): Předběžná zpráva o slezském paleogénu v širším okolí Rožnova pod Radhoštěm. (M-33-85-C). - *Zpr. geol. Výzk. v r. 1963*, 253-254. Praha.

# TERÉNNÍ A LABORATORNÍ DOKUMENTACE STAVEBNÍHO ODKRYVU NA ZÁPADNÍM OKRAJI BĚLOTÍNA, MORAVSKÁ BRÁNA

Field and laboratory documentation of a building site exposure on western edge of Běloutín, Moravian Gate

Zdeněk Gába<sup>1</sup>, Jarmila Vašíčková<sup>2</sup>, Dalibor Matýsek<sup>3</sup>, Tomáš Rozehnal<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Vlastivědné muzeum Šumperk, Hlavní třída 22, 787 31 Šumperk

<sup>2</sup> Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K myslivně 3, 708 00 Ostrava-Poruba

<sup>3</sup> Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, HGF, Tř. 17. listopadu 15, 708 00 Ostrava-Poruba; e-mail: dalibor.matysek@vsb.cz

<sup>4</sup> Ostravská univerzita v Ostravě, PřF, katedra fyzické geografie a geoekologie, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava-Slezská Ostrava

(25-12 Hranice)

**Key words:** Moravian Gate, European watershed, pebble and RTG analyses, opal silicite, Menilitic formation

## Abstract

A pebble sample collected near the critical sector of the Moravian Gate was analyzed. The clasts come from the upper part of the Lower Badenian marine sand and the pebbles scattered on the surface in the W environs of Belotin village (close to the European watershed between the Baltic and Black sea) where the overflow of the divide by the scandinavian ice sheet is still open to debate. The pebble petrology is a simple one, the clasts being composed mostly of sandstone and silicite with some quartz admixture. Most important for palaeogeographic interpretation are silicites, which might indicate nordic or local source. The microscopic study as well as RTG analyses proved a local provenance of opal silicites from the Menilitic formation (Carpathian Oligocene).

## 1. Úvod

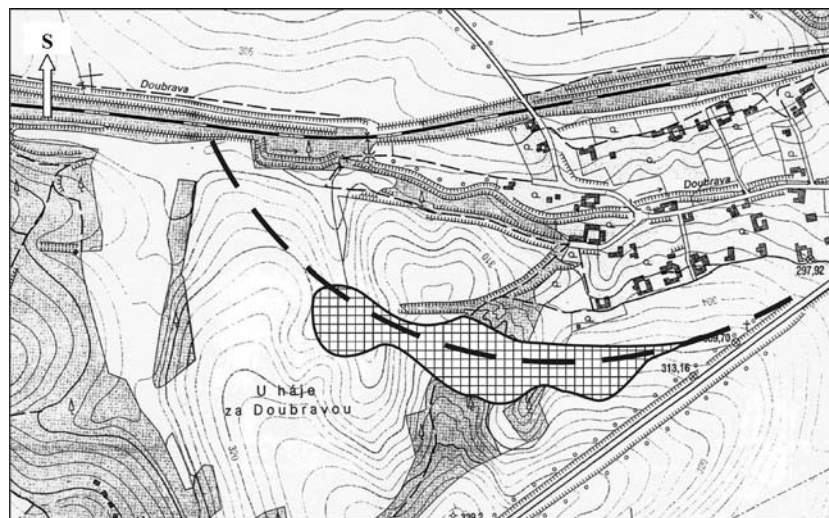
V rámci studia širšího z. okolí Běloutína (prostoru elevace hlavního evropského rozvodí) jsme prozkoumali aktuální stavební odkryv na spojnici silničního obchvatu Běloutína a dálnice D47. Zaujal nás výskyt silicitů a dalšího valounového materiálu, který se nacházel na stavební pláni uvedené silniční spojky. Přinášíme základní popis, valounovou analýzu, difrakční RTG analýzu a diskusi o původu tohoto materiálu.

## 2. Geografický charakter odkryvů

Lokalita se nachází v Moravské bráně, v dílčí Oderské bráně (Demek et al. 1987), na s. úpatí hlavního evropského rozvodí. Je situována na jz. okraji obce Běloutín v klínu mezi železničním koridorem Přerov – Bohumín a hlavní silnicí E462 – viz obr. 1. Sledovanou trasu tvoří postupně (od Z k V) násyp, mělký zářez, hlubší zářez, mělký zářez a mělký odřez. Délka vzorkovaného úseku byla cca 900 m. Hloubka hlubšího zářezu byla 4–5 m, jeho nadmořská výška byla asi 310 m n m. Na počvě tohoto zářezu byl navíc podélný drenážní zářez o hloubce cca 2 m.

## 3. Geologická pozice

V roce 2006 byly v zářezu, resp. odřezu (viz obr. 2) odkryty terciérní a kvartérní sedimenty v celkové mocnosti až cca 7 m. Plochou elevaci evropského rozvodí mezi Hranicemi a Běloutínem tvoří horniny neogénu – spodního badenu. Střídají se slabě zpevněné jílovce a pískovce šedohnědých barev, střídání je místy čočkovité – viz obr. 3. Jílovce jsou lupenité až deskovité (mocnost 0,5–2, max. 10 cm), po vyschnutí hnědošedé. Pískovce jsou světle žluté, prachovité až střednozrné (mocnost 5–21 cm). V blízkosti dědičné elevace rozvodí (Jurková 1985) jsou psamitické vrs-



Obr. 1: Situace zkoumaného území 1:10 000. Trasa silniční stavby (čárkovaně) a areál vzorkování 2004–2006 (šrafovaně).

Fig. 1. Situation of study area. Layout 1:10 000. Traffic route-construction (lineated) and sampling site (hatch).

tvíčky dosti hojně a odpovídají zřejmě okrajovým, mělkým podmínkám sedimentace (např. Brzobohatý – Cicha 1993, Havíř et al. 2004, J. Tyráček 2006 – ústní sdělení). Při povrchu území se vyskytují jílovité hlíny, šedožluté, proměnlivě písčité, za vlhka plastické, s příměsí valounů a s humózním horizontem. Představují zřejmě polystrukturální sediment deluviálního až deluviofluviálního charakteru – viz obr. 4. Valouny jsou v této „svrchní“ poloze řídkce rozptýlené, doprovázené hrubými zrny. Jsou zastoupené silicity, pískovci a křemenem. Stejně valouny byly sbírány na přilehlých polích již r. 2004 J. Vašíčkovou. Ojedinelý exotický klast (granit) byl nalezen již mimo zkoumanou trasu. Směrem do podloží výskyt valounů nápadně klesá. V nejhlubší odkryté poloze sedimentů badenu (podélný drenážní zářez o délce cca 50 m a celkové hloubce cca 7 m od původního terénu) již valouny nebyly patrné. Přítomnost valounů svědčí o transportu ve vodním prostředí.



Obr. 2: Celkový pohled - severní část stavebního zářezu (foto T. Rozehnal).

Fig. 2: General view to construction trench – northern part (foto T. Rozehnal).

#### 4. Valounová analýza

Valounová analýza je provedena z úplné asociace nalezených valounů (celkem 120 kusů) – viz tab. 1. Materiál byl získán sběrem z pláně spojovací trasy mezi D47 a obchvatem Bělotína a jejího okraje (obr. 1). Při popisu hornin je přihlédnuto ke kontrolnímu terénnímu sběru. Výsledky a poznámky ke komponentám (RNDr. Z. Gába):

**Opálový silicit („rohovec“):** Na povrchu valounů je bílá patina – porézní zvětrávací „kůra“ křemitého složení do mocnosti 1 mm, ojed. 2–3 mm. Uvnitř jsou valouny bílé až hnědé v různých odstínech, někdy zřetelný zonální přechod. Téměř u všech valounů je patrná velmi jemná vrstevnatost (laminace), zpravidla do 1 mm. Laminy jsou většinou zprohýbané, místy jsou patrné těžko určitelné organické struktury. Hlavním minerálem je opál, podřízeně a v různé kvantitě je přítomen chalcedon nebo přechodné členy mezi opálem a chalcedonem. Jde tedy o silicit v časném stadiu krystalizace SiO<sub>2</sub>. Hustota horniny je 1,87–2,10 g.cm<sup>-3</sup>. Stupeň zaoblení valounů je (podle Powerse in Petránek 1963) 2-6, častěji jsou dobře až dokonale zaoblené. Tvar valounů je nejčastěji plochý, oválný, délka 2–5 cm, max. 16 cm (osa a).

**Pískovec:** Z křídý a paleogénu podslezské či slezské jednotky. Převládá světlý často se zelenavým odstínem, glaukonitický, podřízeně tmavošedý nebo tmavě hnědý. Zaoblení 2–6, převážně stupeň 4, na jiném místě 2–3 (střední zaoblení), délka valounů max. 8–12 cm (osa a). Místy možná počínající silicifikace.

**Křemen:** Valouny vícekrát transportované (redeponované), zaoblení střední až dobré. Barva bílá a světle šedá.

Materiál nordického původu nebyl prokázán. Zřetelná je též absence kulmských hornin, které jsou dominantní ve šterkovém tělese v nedalekém železničním zářezu v elevaci evropského rozvodí. Ve východní části vzorkované silniční pláně v blízkosti státní silnice E462 (po obou jejích stranách) jsou v mělkém pokryvu četné angulární úlomky vápenců hranického typu – viz obr. 5. Jsou zřejmě antropogenního původu a do analýzy nejsou zahrnuty.

Vzorek	Hornina (počet valounů)		
	Opál. silicit	Pískovec	Křemen
Vzorek č.1 valouny	58	30	5
Vzorek č.3 valouny	46	15	1
Vzorek č.6 valouny	16	5	-
Sloučený vzorek 1+3+6	120	50	6
Sloučený vzorek v %	68,20	28,40	3,40

Tab. 1: Valounová analýza.

Tab. 1: Pebble analysis.

#### 5. Vyhodnocení výbrusů a fázového složení silicitů

Ze 2 kusů silicitů byly zhotoveny petrografické výbrusy (Ústav geoniky AV ČR). Oba výbrusy byly posouzeny a stejně 2 vzorky byly podrobeny rentgenové analýze (VŠB-TU, Dr. Ing. D. Matýšek).

Fázová složení bylo studováno za použití RTG – práškové difrakční analýzy. Měření probíhalo na plně automatizovaném difraktometru URD-6/ID 3003 (Rich. Seifert/General Electric, SRN) za podmínek: záření CoKa, proud 35 mA, napětí 40 kV, krokový režim s krokem 0,05° 2θ, s časem na kroku 3 sekundy a s plně digitálním zpracováním získaných dat. Pro kvalitativní vyhodnocení byl použit program RayfleX Analyze. Kvantitativní analýza nebyla prováděna z důvodu přítomnosti dominantního podílu složek s vysokým stupněm neuspořádanosti.

Prášková RTG difrakční analýza byla provedena u dvou vzorků silicitů – viz obr. 8. Vzorek 1 byl změřen přímo z řezné plochy vzorku po přípravě výbrusu (malé množství vz.), vzorek 2 byl namlet na zrnitost pod 10 μm. Vzorek 1 reprezentuje šedobílý až čistě bílý, lesklý, místy velmi drobně rezavě skvrnitý, masivní (bez zřetelné vrstevnatosti) a poměrně málo zpevněný silicit. Vzorek 2 měl podobu béžově šedého až šedo hnědého vrstevnatého silicitu s mírně proměnlivým zbarvením jednotlivých pásků. Pro srovnání byla použita starší, nepublikovaná difrakční analýza silicitu menilitového souvrství z lokality Vratimov (výchoz podslezské jednotky, agrární lůmek u jižní katast-



Obr. 3: Detail: Sediments spodního badenu – střídání písčitých a jílovitých poloh.

Fig. 3: Sediments of Lower Badenian – alternation of sandy and clayey position.



Obr. 4: Svrchní poloha má charakter deluvia s řídkými valouny (foto T. Rozehnal).

Fig. 4: Upper position, deluvial type, with rare pebbles (foto T. Rozehnal).

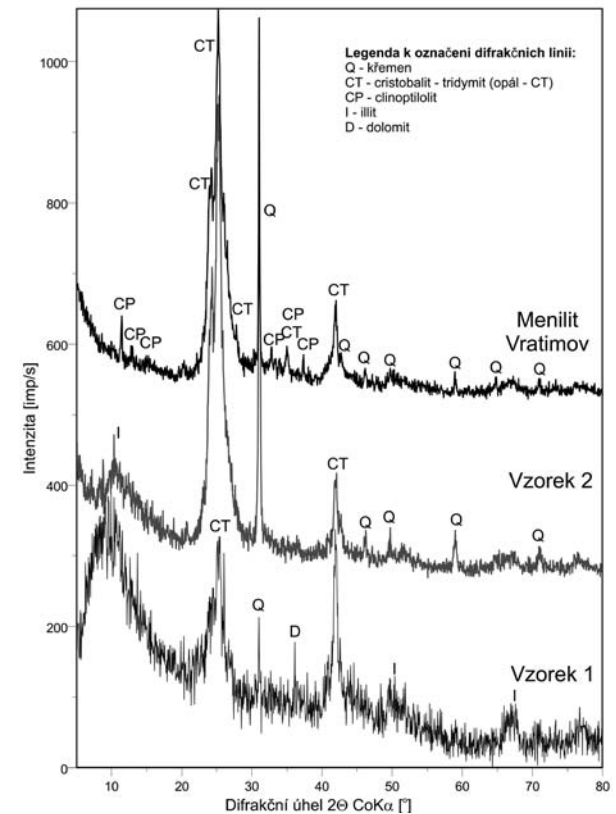


Obr. 5: Detail: valoun silicitu (1), pískovce (2) a ostrohranný úlomek vápence (3).

Fig. 5: Pebble of silicite (1) and sandstone (2) and fragmental limestone (3).

rální hranice v oblasti Zaryjí, v. od severního konce odvalu Dolu Paskov). Jednalo se o béžově šedý, výrazně vrstevnatý silicit s tlakově deformovaným průběhem pásků.

Bylo zjištěno, že dominantní složkou obou studovaných silicitů je tzv. opál – CT, který je ve směsi s křemenem. Dále se především ve vzorku č. 1 vyskytuje dosti velké množství jílových minerálů, které charakterem a pozicí svých difrakčních linií odpovídají illitu. Ve vzorku č. 1 byla navíc zjištěna akcesorická příměs dolomitu. Srovnávací vzorek silicitů z lokality Vratimov obsahuje kromě dominantního opálu – CT, který je ve směsi s křemenem, také stopové množství zeolitu clinoptilolitu (semikvanti-



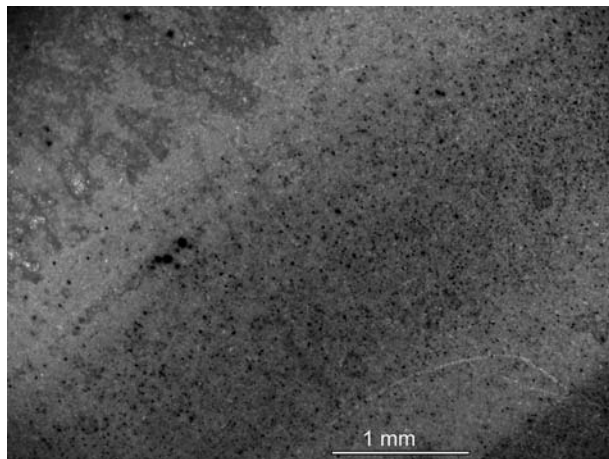
Obr. 6: RTG diagram menilitu Vratimov a diagram 2 vzorků silicitu Bělotín (D. Matýsek).

Fig. 6: RTG diagram of Vratimov menilite with two samples of Bělotín silicite (D. Matýsek).

tativním odhadem 2–3 %). Jílová složka u tohoto silicitu neobsahuje podstatné množství illitu, ale je tvořena velmi malým množstvím smektitů (montmorillonit).

Jako opál – CT bývají označovány rekrystalizační meziprodukty opálu, tvořené defektními, špatně spořádanými, přechodnými strukturními stadii mezi nízkoteplotním tridymitem a cristobalitem (Sanders 1975; Jones et al. 1971). Amorfni opál je v průběhu diagenese nestabilním minerálem a postupně rekrystalizuje na mikrokrytalický křemen, přičemž meziprodukty, tvořené nízkoteplotním tridymitem a cristobalitem bývají označovány jako opál – CT, resp. při vyšším uspořádání jako opál – C.

Mikroskopicky se studované silicity vyznačují masivní až velmi jemnozrnnou texturou s nerozlišitelnými zrny minerálů. U vzorku č. 1 je možné pozorovat pouze impregnační zbarvení v podobě rezavě žlutohnědých zrněk, soustředěných do pásků – viz obr. 6. Toto zbarvení je s velkou pravděpodobností tvořeno goethitem, který nejspíše vznikl jako oxidační produkt pyritu. Variabilní je také zakalení základní hmoty z důvodu nerovnoměrné distribuce jílových minerálů. Vzorek 2 vykazuje ve výbrusech dosti výrazné páskování, přičemž průběh pásků je evidentně nerovný až výrazně zvlněný – viz obr. 7. Páskování je tvořeno především tmavě hnědým barvivem (organický pigment) a také variabilním zakalením jílovými minerály (illitem). Základní hmota obou silicitů je slabě anizotropní s dosti výrazným agregátním zhášením. Mikroskopický charakter vzorků je dokumentován na dvou obrázcích č. 6 a 7. Ty byly snímány v procházejícím světle pomocí digitální kamery Nikon DS-U1 na mikroskopu Olympus BX-51 a zpracovány v softwaru pro analýzu obrazu Lucia 5.1 (Laboratory Imaging, Praha).



Obr. 7: Výbrus č. 1 – homogenní silicite s jemným limonitickým páskováním. Foto: D. Matýsek.  
Fig. 7: Thin section No. 1 – Homogeneous silicite with limonite banding. Foto: D. Matýsek.

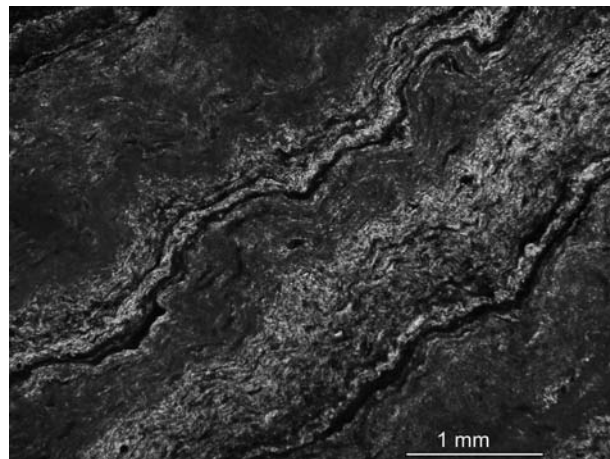
## 6. Diskuze a interpretace výsledků

V zaniklém stavebním odkryvu se patrně nad sebou nachází dvojí sediment. V nižší pozici jsou slabě zpevněné vrstevnaté jílovce a pískovce spodního badenu, v nadloží je nezpevněný polystrukturní sediment s obsahem zřetelně

zaoblených valounů silicitů, pískovců a křemene. Může obsahovat původní klastický materiál souvrství spodního badenu (J. Tyráček – ústní sdělení). Není vyloučeno ani jeho pliocénní stáří, i když pliocénní sedimenty na daném místě (Otava et al. 2004) nejsou dokumentovány. Svrchní sediment má i částečné tilloidní znaky. Přechod dvou uvedených poloh a celkové vertikální rozšíření valounů jsou zatím nejasné.

Podle Z. Gáby se jedná o valouny vzniklé ve vodním, nejspíše říčním prostředí, je možný také transport na mořském pobřeží nebo v tavných vodách. Není zcela vyloučeno převzetí a uložení materiálu v „lokálním tillu“ (autoři nevyklučují ani kvartérní genezi v souvislosti s činností pevninského ledovce a jeho tavných vod). Jde téměř jistě o materiál z blízkého j., jv. nebo v okolí lokality. Asociace valounů je zásadně odlišná od sedimentů nejbližších vodních toků Luhy, Ludiny a Bečvy, resp. toků které jim předcházely.

Podstatnou a dosud málo známou složkou valounů jsou silicity karpatského menilitového typu. Nejbližší – morfologicky výrazný areál menilitových břidlic existuje v okolí obce Špičky (Roth 1962, Pálenský a kol. 1996, Janoška 1998, Otava et al. 2004). Podle našeho terénního názoru (T. Rozehnal, J. Vašíčková) je pravděpodobná zdrojová oblast valounů silicitů u Bělotína. Nachází se cca 4 km jihovýchodně od Bělotína na hřbetě evropského rozvodí v nadmořské výšce okolo 350 m a má jednotný morfologický spád na sever do údolí Luhy a Odry (k Bělotínu) a současně na jih do údolí Bečvy. Patří stratigraficky k podslezské příkrovové jednotce Vnějších Západních Karpat, k menilitovému souvrství paleogenního stáří (oligocén). Bylo ověřeno, že rohovec z Bělotína odpovídá klasickému menilitu jak makroskopicky (zřetelně páskovaná a navětrávaná hor-



Obr. 8: Výbrus č. 2 – proužkovaný silicite, patrně s laminami organického pigmentu. Foto: D. Matýsek.  
Fig. 8: Thin section No. 2 – Streaked silicite, possibly containing laminae of organic pigment. Foto: D. Matýsek.

nina), tak do značné míry zjištěnou strukturou a složením opálové hmoty (zde D. Matýsek, Z. Gába). Také přítomnost málo odolné menilitové horniny i v hrubší valounové frakci nasvědčuje krátkému transportu z blízkého okolí. Malá pevnost byla asi příčinou zcela minimálního nástrojového

využití místních menilitů v nejbližší paleolitické stanici Velká Kobylanka (srov. Neruda – Kostrhun 2002), vzdálené jen 3 km od jejich primárního i popsaného sekundárního výskytu. Stáří sekundární patinace těchto silicitů může být třetihorní nebo kvartérní.

Závěry z terénního a laboratorního sledování jsou dílčí a rozhodně ne definitivní. Vzhledem k tomu, že jde o loka-

litu významnou pro kvartérní geologii, byl by žádoucí další výzkum.

#### **Poděkování**

*Za dílčí regionální podněty děkujeme RNDr. J. Tyráčkovi, CSc. a RNDr. M. Růžičkovi, CSc. (ČGS Praha), za metodické připomínky recenzentovi doc. RNDr. S. Nehybovi, Dr. a Mgr. M. Ivanovovi, Dr. (MU Brno).*

#### **Literatura**

- Brzobohatý, R. – Cicha, I.: Karpatská předhlubeň. – In: Geologie Moravy a Slezska, 123–128, Mor. zem. muz. a MU, Brno.
- Czudek, T. – Dvořák, J. (1989): Vznik morfostruktury Moravské brány. – In: Sbor. Čsl. spol. zeměp., 94, 4, 241–248, Praha.
- Demek, J. et al. (1987): Zeměpisný lexikon ČSSR. Hory a nížiny. – 1–584. Academia, Praha.
- Havíř, J. – Otava, J. – Petrová, P. – Švábenická, L. (2004): Geologická dokumentace zářezu železničního koridoru západně Běloutína (Moravská brána). – In: Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2003, 18–23, Brno.
- Janoška, M. (1998): Moravská brána očima geologa. – 1–47. – UP Olomouc.
- Jones, J. B. – Segnit, E. R. (1971): The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases. – J. Geol. Soc. Australia, 18, 57–68.
- Jurková, A. (1985): Moravská brána jako dědičná depresní morfostruktura. – In: Sbor. prací GPO, 29, 129–133, Ostrava
- Macoun, J. – Šibrava, V. – Tyráček, J. – Kneblová-Vodičková, V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – 1–420. – NČSAV, Praha.
- Menčík, E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – 1–304 + příl. – ÚÚG, Academia, Praha.
- Neruda, P. – Kostrhun, P. (2002): Hranice – Velká Kobylanka. – In: Acta Mus. Moraviae, Sci. soc., LXXXXVII, 105–156, Brno
- Otava, J. et al. (2004): Vysvětlivky a geologická mapa 1 : 25 000, list 25–123 Hranice. – ČGS, Praha.
- Pálenský, P. et al. (1996): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 25–13 Hranice. – ČGS, Praha.
- Petránek, J. (1963): Usazené horniny. – 1–720. – NČSAV, Praha.
- Powers, M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Jour. Sed. Petr., 23, 117–119.
- Roth, Z. a kol. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list Olomouc. – 1–226. – Geofond, NČSAV ČSAV, Praha.
- Sanders, J. V. (1975): Microstructure and crystallinity of gem opals. – Am. Mineral., 60, 749–757.

## DEPOZIČNÍ ARCHITEKTURA MODERNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ NA LOKALITĚ ČERTÁK (STARÉ MĚSTO U UHERSKÉHO HRADIŠTĚ) – UMĚLÉ MRTVÉ RAMENO ŘEKY MORAVY

Depositional architecture of modern fluvial deposits in Čerták (Staré Město u Uherského Hradiště) – artificial oxbow lake of the Morava river

Slavomír Nehyba, Ondřej Bábek

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

(25-33 Luhačovice)

**Key words:** artificial oxbow lake, depositional architecture, ground penetrating radar

### Abstract

Ground penetrating radar and drill holes were used for the study of depositional architecture of the locality Čerták (artificial oxbow lake of the Morava river) in the area of Staré Město u Uherského Hradiště. Sedimentary successions were divided into elements with different depositional history. High rate of deposition and strong role of climatic factors of deposition can be followed.

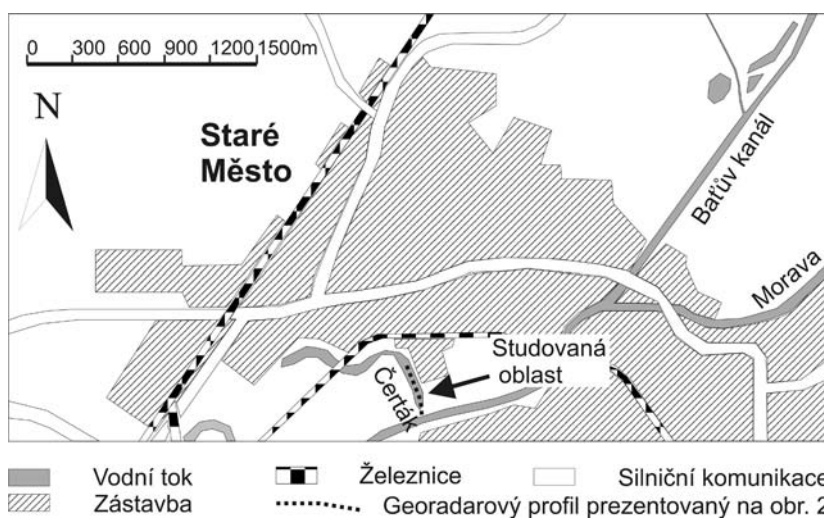
### Úvod

Studium fluviálních sedimentů, které představují nejvýznamnější transportní a depoziční fenomén terestrického prostředí je nutně spojeno s řešením prostorových a časových vztahů jednotlivých fluviálních těles (Miall 1996). Hodnocení depoziční architektury však vyžaduje rozsáhlé odkryvy případně četné vrty. K získání dostatečného množství údajů jsou také hojně využívány nepřímé geofyzikální metody studia, mezi kterými získal v poslední době významné postavení georadar (Bristow – Jol 2003). Jeho aplikace jsou významné zejména při studiu moderních sedimentů, které jsou odkryty jen velmi omezeně.

### Zájmové území

Řeka Morava protékala zájmovou oblastí v minulosti ve složitě meandrujícím řečišti, které vytvářelo přirozeným způsobem mrtvá ramena přirozeným vývojem. Dnešní stav vodního toku odráží výrazné ovlivnění řečiště činností člověka. Hladina řeky je zde ovlivňována četnými zdymadly a ochrannými hrázemi, které oddělují vodní tok od mrtvých ramen. Úpravy vodního toku byly významně ovlivněny velkými povodněmi v letech 1930 a 1938. Hlavní regulační práce na úseku Starého Města proběhly ve dvacátých a třicátých letech 20. století. Tok Moravy byl jak nad Uherským Hradištěm, tak zejména od Hradiště po Kostelany narovnan a břehy řeky upraveny a osázeny lipovým porostem. Součástí regulace Moravy se stala výstavba závlahového a plavebního kanálu Spytihněv–Staré Město, který měl řešit také

odvodnění lučních porostů. Stavba kanálu byla zahájena v roce 1934 a dokončena v roce 1939. Mrtvé rameno Čerták vzniklo antropogenní činností, když bylo koryto napřímeno a původní zákrut oddělen hrází. Činnost člověka také ovlivňuje jeho další vývoj, neboť pokud jsou mrtvá ramena ponechána přirozenému vývoji dochází k jejich postupnému zaplnění. Vzhledem k rybářskému využití jsou vybraná z nich uměle čištěna a hladina vody udržována na určité úrovni. K takovýmto ramenům patří také Čerták (Bezdička et al. 2000). Na mrtvém rameni Čerták existuje spojení s vodním tokem pomocí umělého asi 60 cm širokého kanálku, který prochází tělesem ochranné hráze a dotuje hladinu vody v rameni. Pozice studované oblasti je znázorněna na obr. 1.



Obr. 1: Schematická pozice studovaného mrtvého říčního ramene a prezentovaného georadarového profilu.

Fig. 1: Schematic position of studied artificial oxbow lake Čerták and position of the interpreted ground penetrating radar profile (see Fig. 2).



### Metodika

Architektura sedimentární výplně byla hodnocena na 7 georadarových profilech, měřených georadarem PULSE EKKO 100a, při frekvenci 200 MHz s rozstupem antén 2 m. Tři z profilů byly orientovány podélně k průběhu mrtvého ramene, zbylé čtyři pak kolmo k němu. Orientaci profilů lze sledovat na obr. 1. Měření provedla formou zakázky firma Kolejconsult & servis spol. sr.o. v červenci 2006 (Hubatka 2006). Výsledky geofyzikálního průzkumu byly dále částečně zpřesněny a podepřeny studiem vrtných jader. Ručně byly vtlačeny sondy do hloubky 1 m pod dno z nafukovacího člunu asi 20 m od západního břehu mrtvého ramene. Další sondy byly hloubeny pomocí vibračního kladiva do hloubky 4 m na břehu na jižním okraji a podél západního břehu mrtvého ramene. Vrtná jádra byla popsána a odebrané vzorky dále analyzovány. Zrnitost byla studována kombinovanou síťovou („síťování za mokra“, přístroj Retch AS 200, sada normovaných sít 4 mm až 0,063 mm, rozdíl mezi jednotlivými sítí 1  $\phi$ ) a laserovou difrakční metodou (destilovaná voda, ultrazvuková disperze, přístroj Cilas 1064, rozsah měření 0,004–0,5 mm). Získané výsledky poskytly obraz o rozložení jednotlivých těles sedimentů, jejich vzájemném vztahu a genezi.

### Výsledky

Studovaný sedimentární profil lze rozdělit na tři části. Svrchní části sedimentárního profilu (vtlačené sondy dna, nejvyšší partie zarážených sond na břehu) je tvořena střídáním slabých vrstev či lamin sytých šedohnědého, špinavě hnědozeleného siltu a slabých vrstev či lamin silně nabohacených jen velmi slabě rozloženou rostlinnou organikou (listy, úlomky větviček). Zrnitostní studium (6 analýz) ukazuje naprostou dominanci prachovité frakce (74,8–84,8 %), jílovitá frakce tvoří 8,9–14,8 % a frakce písčité pak 5,6–11,6 %. Psefitické frakce ve vzorcích buď zcela chybí, nebo je velmi nízká (max. 0,3 %) a je tvořena dominantně rostlinnými úlomky. Jen velmi vzácně byly zjištěny drobné ( $\varnothing$  do 4 mm) klasty křemene a pískovce. Typickou sedimentární strukturou je horizontální zvrstvení či laminace. Mocnost svrchní části profilu se pohybovala kolem 1,2 m. Těto části odpovídá níže vyčleněná (interpretace georadarového měření) těleso A (viz obr. 2).

Střední a spodní část profilu byly zastiženy pouze v zarážených sondách z říčního břehu. Střední část profilu je typická střídáním slabých vrstev či lamin sytých šedého, špinavě žlutě smouhovaného jemnozrnného až střednozrnného písku se slabými vrstevkami sytých šedohnědého, sytých šedého někdy rezavě smouhovaného slabě písčitého jílovitého siltu s rozptýlenou organickou hmotou (úlomky rostlinných stonků až do  $\varnothing$  8 mm). Typickou sedimentární strukturou je horizontální laminace, která je lépe vyvinuta v rámci písků. Báze střední části profilu je nepravidelná. Mocnost střední části profilu je 0,8 m. Střední části profilu odpovídá níže vyčleněná (interpretace georadarového měření) těleso B (viz obr. 2).

Spodní část profilu je tvořena písčitymi sedimenty. V profilu se střídají slabé vrstvy špinavě žlutošedého, světle šedého a šedohnědého jemnozrnného až střednozrnného písku jemně světle slídnatého se slabými vrstevkami špinavě

šedého, sytých šedého rezavě smouhovaného jemnozrnného písku s rozptýlenou příměsí rostlinné hmoty (místy stonky až do  $\varnothing$  5 mm). V píscích je proměnlivě přítomna prachovitojílovitá příměs. Vzácně byly zjištěny laminy sytých šedého slabě jemně písčitého siltovitého jílu. Báze poloh jsou obvykle nepravidelně zvlněné, vzácněji planární. V rámci písků dominuje horizontální laminace, byla však zjištěna i pozitivní gradace a šikmé zvrstvení (čeřinové). Hodnocená mocnost spodní části profilu se pohybovala kolem 2 m. Spodní části profilu odpovídají níže vyčleněná (interpretace georadarového měření) tělesa D a E (viz obr. 2).

Georadarová měření dovolují rozdělení sedimentárního záznamu do několika těles s rozdílným vlnovým obrazem. Celkem bylo vyčleněno 5 těles (A-E), která vystupují pod tělesem stojaté vody a málo mocnými navážkami, které upravují povrch. Měření v rámci mrtvého ramene ukazují nejvyšší těleso, které lze srovnat s nejvyšší částí sedimentárního profilu. Těleso A je typické relativně četnými diskontinuitními reflexy, které mají subhorizontální až mírně ukloněný průběh. Mírný sklon směrem od umělé hráze do mrtvého ramene (SSZ), je zřetelný zejména v podélných profilech. V profilech příčných je nepravidelně zvlněný subhorizontální průběh reflexů. Plošný rozsah tělesa A je omezen na dosud zaplavenou část mrtvého ramene s tím, že směrem od hráze jeho mocnost narůstá (k SSZ). Báze tělesa je relativně nerovná, přičemž v oblastech s větší mocností tělesa A a dále od hráze je nerovnost méně výrazná. V okrajové části tělesa A (k JJV) lze odlišit těleso B, které je dále vyvinuto v „zasedimentované“ části mrtvého ramene. Báze tělesa B je velmi nerovná. Průběh reflexů je v podélném směru značně diskontinuitní, směrem k dosud zaplavené části mrtvého ramene (k SSZ) lze uvažovat o stabilnějším subhorizontálním až mírně zvlněném průběhu reflexů. V příčném řezu lze uvažovat o mírně konkávním více stabilním průběhu reflexů. V přímém podloží tělesa A směrem do mrtvého ramene a v podloží tělesa B v jeho jvv. části se nachází těleso C. Jeho vlnový obraz je velmi homogenní, bez výrazných reflexů. Z tělesa C nejsou k dispozici vrtná jádra. Těleso C směrem k JJV vykličuje na tělese D, které se nachází především v podloží tělesa B. Pro těleso D jsou typické hojné subparalelní reflexy. Lze sledovat celkově konvexní omezení jednotlivých částí tělesa D spolu s vnitřní laterální a horizontální akrecí. V příčných profilech je zřetelná laterální akrece a konvexní svrchní omezení tělesa D. Zde se těleso D nachází v podloží těles A, B a C a přibližně odpovídá části východního břehu mrtvého ramene. Těleso E bylo interpretováno pouze na příčných profilech. Je podobné jako těleso D tvořeno zřetelnými ukloněnými reflexy. Ve srovnání s tělesem D však tyto mají opačný sklon, jejich sklon je proměnlivější (často vyšší) a těleso E se vyskytuje na protilehlém břehu. V některých případech lze uvažovat o „svrchním nalepení“ či prstovitým styku těles D a E ve střední části profilů/mrtvého ramene.

Nejspodnější části georadarového profilu nebyly vyhodnoceny.

### Interpretace

Sedimentární profil představuje záznam tří odlišných etap vývoje. Spodní část profilu představuje sedimentaci v rámci

meandrujícího koryta řečiště řeky Moravy a jejího okraje (jesepní val). Tyto sedimenty jsou tvořeny především tělesy D a E, kde lze uvažovat o laterální a vertikální akreci v rámci akumulčního břehu (jesepu) a složitým průběhu jeho okraje. Říční zákut (meandr) byl vyvinut především v místech poblíž dnešní hráze, kde mohou být zastíženy také agradační valy. Sedimentaci v rámci koryta meandrující řeky zachycuje nejspíše těleso C. Lze uvažovat o relativně jemnozrnných sedimentech (starší mrtvé rameno?).

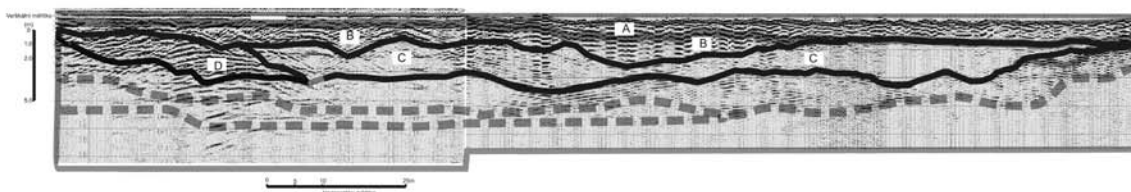
Střední část profilu představuje sedimentaci v rámci vyšších partií jesepního valu a sedimenty přelivové. Sedimenty se usazovaly z vodního proudu, docházelo ke střídáním aktivity vodního toku, distálnější partie pak mohly být vystaveny erozi. Tato etapa sedimentace je zachycena tělesem B (agradační valy?, průvalové sedimenty?). Určitou roli v celkové modelaci tohoto tělesa mohla sehrát také antropogenní činnost.

Svrchní část profilu pak představuje sedimentaci v rámci depozičního prostředí dnešního mrtvého ramene. Tato etapa je reprezentována tělesem A. Typické je střídání

sedimentace z vodní suspenze a občasný vliv proudění, který lze spojit s přínosem hrubšího materiálu. Dobře vyvinutá rytmicita odráží nejspíše klimatické procesy. Vedle sezónního střídání množství a zrnitosti sedimentu (vazba na fluvialní režim) se projevuje také sezónní dotace výrazné části rostlinné složky (spad listí). Přínos sedimentů je lokalizovaný, s primární depozicí poblíž hráze mrtvého ramene. Zde usazené sedimenty jsou následně proříznuty „distribučním korytem“ během následující etapy sedimentace, kdy se materiál dostává dále do vzdálenějších částí mrtvého ramene. Antropogenní činnost (čištění vzdálenějších partií mrtvého ramene) vedla k nárůstu sklonu a následnému zvýšení distribuce sedimentu do vnitřnějších částí ramene. Lze předpokládat relativně rychlou sedimentaci (cca 5–10 cm ročně) v některých částech mrtvého ramene.

**Poděkování**

*Studium bylo podporováno výzkumným záměrem MSM 0021622412.*



Obr. 2: Interpretovaný podélný georadarový profil s pozicí vyčleněných depozičních těles (A-E).  
 Fig. 2: Interpreted ground penetrating radar profile (longitudinal orientation in the artificial oxbow lake) with position of individual depositional elements (A-E).

**Literatura**

Bezdička, P. – Čoupek, J. – Galuška, L. – Pojsl, M. – Tarcalová, L. (2000): Staré Město v proměnách staletí. – 1–197, OÚ Uherské Hradiště.  
 Bristow, C. S.– Jol, H. M. (Eds.) (2003): Ground Penetrating Radar in Sediments. – Geological Society, London, Special Publications 211. Geological Society, London, England, UK.  
 Hubatka, F. (2006): Staré Město u Uherského Hradiště, Čerták – mrtvé rameno řeky Moravy. Georadarové měření. – 1–5, MS Archiv ÚGV PřF MU. Brno.  
 Miall, A. D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. – 1–582, Springer. Berlin.

## ZASTOUPENÍ ORGANICKÉHO MATERIÁLU V RÁMCI MODERNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ NA ZLÍNSKU

Organic material within the modern fluvial deposits  
in the broader surroundings of Zlín

Slavomír Nehyba, Jiří Rez

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

(25-31 Kroměříž, 25-32 Zlín)

*Key words: Modern fluvial deposits, organic material, grain-size study, content of pollutants.*

### Abstract

*Content of organic material within the modern fluvial deposits were studied in the broader surroundings of Zlín. Detailed grain-size studies reveal that the organic material is relative mostly concentrated in the coarsest fraction of the studied samples. Distribution of the organic material can affected the content of organic pollutants within the studied samples.*

### Úvod

Vodní toky jako dominantní fenomén terestrických depozičních prostředí představují významný činitel v rámci transportu a depozice (redepozice) sedimentů a s nimi spojených kontaminací. Moderní fluviální sedimenty přinášejí informace o významném ovlivnění krajiny a přírodních procesů činností člověka.

Poznatky o charakteru moderních fluviálních sedimentů mají zásadní roli v pochopení činitelů, které ovlivňují rychlost a charakter eroze, charakter a stabilitu depozičních těles, kvalitu vody, charakter, rychlost migrace a množství polutantů a řadu dalších faktorů. Významně tak ovlivňují kvalitu půd v okolí vodních toků, selektivní migraci i depozici kontaminací a následně tak kvalitu životního prostředí i možnosti hospodářské činnosti.

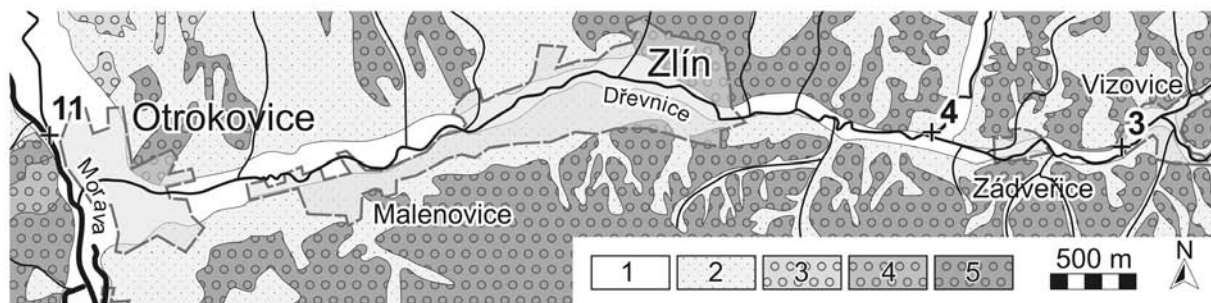
Jednou ze základních charakteristik fluviálních sedimentů je jejich zrnitost, která je v rozhodující míře ovlivněna složením a procesy ve zdrojové oblasti (klíma, reliéf, geologická stavba, odolnost vůči zvětrávání) a procesy v rámci transportačního média (rychlost, množství a chemismus vody, charakter a délka transportu). Velikost zrna je však důležitá také z pohledu možného transportu a depozice kontaminantů, neboť má zásadní vliv na schopnost absorpce kontaminantů a iontovou výměnnou kapacitu (Horowitz, Elrick 1987, Walling, Moorehead 1989, Walling et al. 2000). Znalost zrnitostních charakteristik fluviálních sedimentů a faktorů, které ji ovlivňují spolu, se znalostí jejich složení, představují významný krok v pochopení interakcí sediment-voda, zákonitostí dynamiky distribuce materiálu v rámci vodního toku a množství transportovaného materiálu v rámci povodí (Stone, Walling 1997, Walling et al. 2000). Důležitým faktorem z pohledu absorpce či selektivní absorpce kontaminantů hraje také složení sedimentů, zejména pak množství a charakter organické složky v sedimentech (Horowitz, Elrick 1987). Její zastoupení je většinou určováno pomocí metod analytické chemie (TOC atd.). Malá pozornost je

pak věnována distribuci organické komponenty v různých zrnitostních kategoriích. Rozdílná zrnitostní distribuce organické hmoty se může projevit v rozdílné kvantitativní i kvalitativní absorpci jednotlivých vzorků.

### Zájmové území

V rámci studia kontaminací fluviálních sedimentů je dlouhodobě sledována oblast Zlínska. Na 14 monitorovacích bodech jsou v pravidelných jarních a podzimních odběrových kampaních odebírány nejsvrchnější dnové sedimenty vodního toku.

Studovanou oblast lze z pohledu geologické stavby a morfologie území rozdělit na dvě části, ve kterých je zřetelné silné ovlivnění geomorfologie geologickou stavbou. Východní část území je umístěna v ploché akumulční nivě řeky Moravy (geomorfologické jednotky středomoravská a dyjsko-moravská niva – Demek 1987). Řeka Morava zde teče většinou v umělých korytech a také její hladina i průtok jsou ovlivňovány četnými jezy. V geologické stavbě území hrají důležitou roli kvartérní sedimenty holocenního i pleistocenního stáří (antropogenní sedimenty, organické sedimenty mrtvých ramen řeky Moravy, fluviální, fluvioakustrinní, deluviofluviální, deluviální a proluviální sedimenty, spraše, sprašové hlíny, váté písky, sedimenty říčních teras a výplavových kuželů). Západní část území má výraznější a komplikovanější reliéf i geologickou stavbu (geomorfologická jednotka Zlínská vrchovina – Demek 1987). Erozně-denudační reliéf tvořený plochými elevacemi a mělkými široce otevřenými depresiemi je silně ovlivněn lokální tektonikou a geologií podloží. V geologické stavbě dominují horniny račanské jednotky magurského příkrovu (svrchní křída-oligocén). Kvartérní sedimenty jsou reprezentovány antropogenními, fluviálními, deluviofluviálními, deluviálními a proluviálními sedimenty, dále sprašemi a sprašovými hlínami, vátými písky a sedimenty výnosových kuželů.



Obr. 1: Schematická geologická mapa zájmového území s lokalizací studovaných vzorků. Legenda: 1 – fluvialní sedimenty (holocén); 2 – svahoviny, spraše a sprašové hlíny (pleistocén); 3 – Soláňské souvrství; 4 – Belovežské souvrství; 5 – Zlínské souvrství.

Fig. 1: Schematic geological map of the area under study with position of studied samples. Expalantion: 1 – Fluvial deposits (Holocene); 2 – Loesses, loess loams, svahoviny, deluvium (Pleistocene) 3 – Soláň Fm. (Cretaceous–Paleogene); 4 – Belovež Fm.(Paleogene); 5 – Zlín Fm. (Paleogene).

Vzorkování zde probíhá na tocích Bratřejovka, Lutonínka a Dřevnice, která se následně vlévá do Moravy (Demek 1987, Novák 1994, Pešl 1982, Vůjta 1987, Vlček 1984).

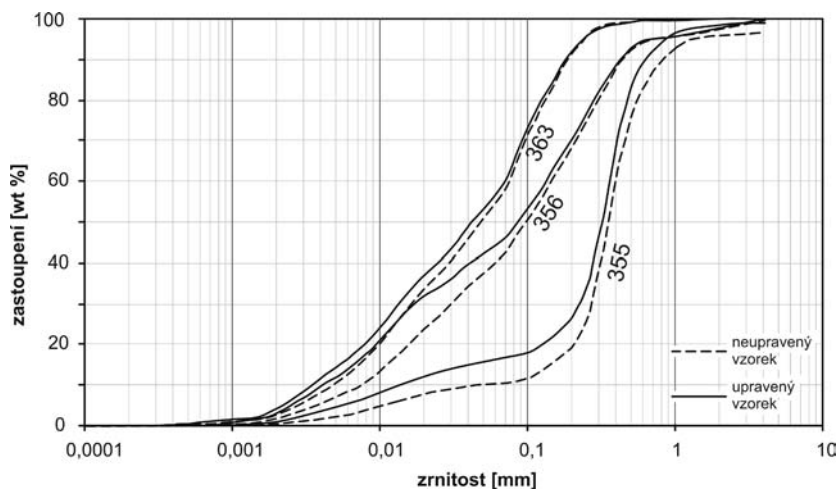
Průmyslová, zemědělská a ostatní činnost člověka silně ovlivňuje přírodní systémy v zájmovém území, které představuje oblast s vážnými střety zájmů a značným narušením. Zemědělské půdy s vysokým produkčním potenciálem jsou ohrožené vodní i větrnou erozí a často jsou silně ovlivněné podzemní vodou (zamokření). Podél vodních toků jsou skládky tuhých komunálních odpadů, které jsou hojně uloženy ve vysoce průtočných horninách, případně v inundačních územích. Typický je výskyt náplavových kuželů a strží s lineární erozí v místech vyústění bočních údolí k vodnímu toku. Sesuvná aktivita v zájmovém území je výrazná (Jinochová 1996a, b, 1997, Kašpárek 1997a, b, Volšan 1989).

**Metody**

Za účelem zjištění distribuce organického materiálu v rámci fluvialních sedimentů byly vybrány 3 vzorky z jarní odběrové kampaně roku 2006, které vykazují nízké zastoupení šterkové frakce. Pozice těchto vzorků je prezentována na obr. 1. Zrnitostní studium bylo nejprve provedeno na neupraveném vzorku. Zrnitost byla studována kombinovanou síťovou („sítování za mokra“, přístroj Retch AS 200, sada normovaná síť 4 mm až 0,063 mm) a laserovou difrakční metodou (destilovaná voda, ultrazvuková disperze, přístroj Cilas 1064, rozsah měření 0,004–0,5 mm). Druhé měření proběhlo na vzorcích, kde byla organická hmota odstraněna pomocí peroxidu vodíku (teplota 100 °C) a následného odstranění roztoku centrifugací (Walling et al. 2000).

**Výsledky**

Sedimenty lze klasifikovat jako středozrný písek (odběrové místo 3), prachovitý písek (odběrové místo 4) a písčité prach (odběrové místo 11). Zastoupení jednotlivých zrnitostních tříd studovaných vzorků spolu s hodnotami mediánu Mz a vytrídění σI lze posoudit z tabulky I, kde s příponou P jsou označeny vzorky, u kterých proběhla úprava směřující k odstranění organické komponenty. Hodnoty Mz a σI vytrídění jsou vypočteny dle Folk a Ward (1957). Hodnoty vytrídění σI ukazují na nízké zrnitostní



Obr. 2: Kumulační zrnitostní křivky studovaných vzorků.

Fig. 2: Cumulative curve of the studied samples.

Odběrové místo	Šterk (%)	Písek (%)	Prach (%)	Jíl (%)	Mz (φ)	σI
3	4,2	85,1	8,6	2,1	1,7	1,85
3P	1,5	82,5	12,2	3,8	2,5	2,1
4	2,7	57,0	34,5	5,8	3,8	2,4
4P	2,5	53,9	33,6	10	4,1	2,7
11	0	45,7	45,9	8,4	4,7	2,1
11P	0	43,2	45,1	11,7	5,0	2,2

Tab. 1: Zastoupení jednotlivých zrnitostních tříd studovaných vzorků spolu s hodnotami mediánu Mz a vytrídění σI.

Tab. 1: Grain size distribution and selected grain size parameters of the studied samples.

vytřídění studovaných vzorků. Distribuční křivky jednotlivých sedimentů jsou pak prezentovány na obr. 2.

Zastoupení organických látek se na studovaných vzorcích pohybovalo mezi 2,5 až 4,7 váhovými procenty. Výsledky ukazují na relativně výrazné zastoupení organické komponenty především v rámci nejhrubších zrnitostních tříd na jednotlivých vzorcích. Její relativně nejvyšší zastoupení bylo pak zjištěno v rámci písčité frakce. Je sledovatelný také relativní pokles zastoupení organické složky ve studovaných vzorcích s poklesem průměrné velikosti zrna. Přesto, že použitá metodika není zcela dokonalá, mohou dosažené výsledky ukazovat na několik souvislostí.

A) Kvalitativní zhodnocení organické hmoty ve frakci nad 2 mm ukazuje na naprostou převahu rostlinné hmoty. Organická hmota ve studovaných vzorcích neprošla

výraznou mechanickou fragmentací ani chemickým rozkladem. Jedná se tedy nejspíše o relativně čerstvý materiál distribuovaný tokem „primárně“.

B) Kvantita i kvalita možné kontaminace sedimentů je v obecné rovině závislá především na relativním zastoupení jemnozrnné frakce a chemickém složení (Fe, Mn oxidy a hydroxidy, zastoupení organických látek, jílové minerály). Vzhledem k distribuci organické komponenty ve studovaném případě v relativně hrubších zrnitostních frakcích je nutné tento fakt zohlednit při hodnocení kapacity těchto sedimentů koncentrovat polutanty.

#### Poděkování

*Studium bylo podporováno výzkumným záměrem MSM 0021622412.*

#### Literatura

- Demek, J. (Ed.) (1987): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR. – 1–584, Academia. Praha.
- Folk, R.L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Havlíček, P. a kol. (2001): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, list 25–31 Kroměříž. – 1–75, ČGS, Praha.
- Horowitz, A. J.– Elrick, K. (1987): The relation of stream sediment surface area, grain size, and composition to trace element chemistry. – *Appl. Geochem.*, 2, 437–451.
- Jinochová, J. (1996a): Mapa významných krajinných jevů list 25–34 Luhačovice. – ČGS, Praha.
- Jinochová, J. (Ed.) (1996b): Mapa významných krajinných jevů list 25–32 Zlín. – ČGS, Praha.
- Jinochová, J. (Ed.) (1997): Signální mapa střetů zájmů list 25–32 Zlín. – ČGS, Praha.
- Kašpárek, M. (Ed.) (1997a): Mapa antropogenních zátěží a geodynamických jevů list 25–34 Luhačovice. – ČGS, Praha.
- Kašpárek, M. (Ed.) (1997b): Mapa antropogenních zátěží a geodynamických jevů list 25–32 Zlín. – ČGS, Praha.
- Novák, Z. (Ed.) (1994): Geologická mapa ČR list 25–31 Kroměříž. – ČGS, Praha.
- Pesl, V. (Ed.) (1982): Geologická mapa ČSR list 25–32 Gottwaldov. – ÚÚG, Praha.
- Vlček, V. (Ed.) (1984): Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR.– 1–315, Academia. Praha.
- Volšan, V. (Ed.) (1989): Mapa významných krajinných jevů list 25–32 Gottwaldov. – ČGS Praha.
- Vůjta, M. (Ed.) (1987): Geologická mapa ČsR list 25–34 Luhačovice. – ÚÚG, Praha.
- Walling, D. E.– Moorehead, P.W. (1989): The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. – *Hydrobiologia* 176/177, 125–149.
- Walling, D. E.– Owens, P.N.– Waterfall, B. D.– Leeks, G. J.L.– Wass, P.D. (2000): The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. – *The Science of Total Environment*, 251, 205–222.

## PŘÍSPĚVEK K POZNÁNÍ KVARTÉRNÍCH FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V PROSTORU CENTRA MĚSTA BRNA

Quaternary fluvial deposits in the centre of Brno city – contribution to the problems

Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, Luboš Souček<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Aquatis a.s., Botanická 834/56, 602 00 Brno; e-mail: soucek@aquatis.cz

(24-34 Ivančice)

*Key words:* Quaternary, fluvial deposits, provenance

### Abstract

Sandy gravels recognised within the artificial outcrop in the area of Šilingrovo square in the centre of Brno city were interpreted as Quaternary fluvial deposits. Provenance analysis (petrography of pebbles, transparent heavy minerals) reveals position of the source rocks both in the nearest geological units and also generally N–NW of the today's city area. Relation of studied deposits to the system of Svitava and Svratka river terraces is not clear.

### Úvod

Geologická stavba a geomorfologický reliéf širšího brněnského prostoru prošel v kvartéru složitým a dynamickým vývojem. Z hlediska kvartérního vývoje hraje významnou roli především zkoumání systémů říčních teras Svitavy a Svratky a sprašových pokryvů (Balatka, Sládek 1962, Balatka 1992, Czudek 1997, Demek a kol. 1965, Karásek 1996, Karásek, Valoch, 1996, Krejčí 1964, Musil 1982, Říkovský 1926, 1932, Zapletal 1927–28, atd.). Tato problematika je souborně zpracována např. Musilem (1982, 1993), Müllerem, Novákem (2000) a Havlíčkem (1991). Zvýšená stavební aktivita v městě Brně dovoluje studovat dosud neznámé výskyty fluviálních sedimentů v oblasti aglomerace (Kirchner et al. 2004) a tak přináší další údaje do této složité mozaiky.

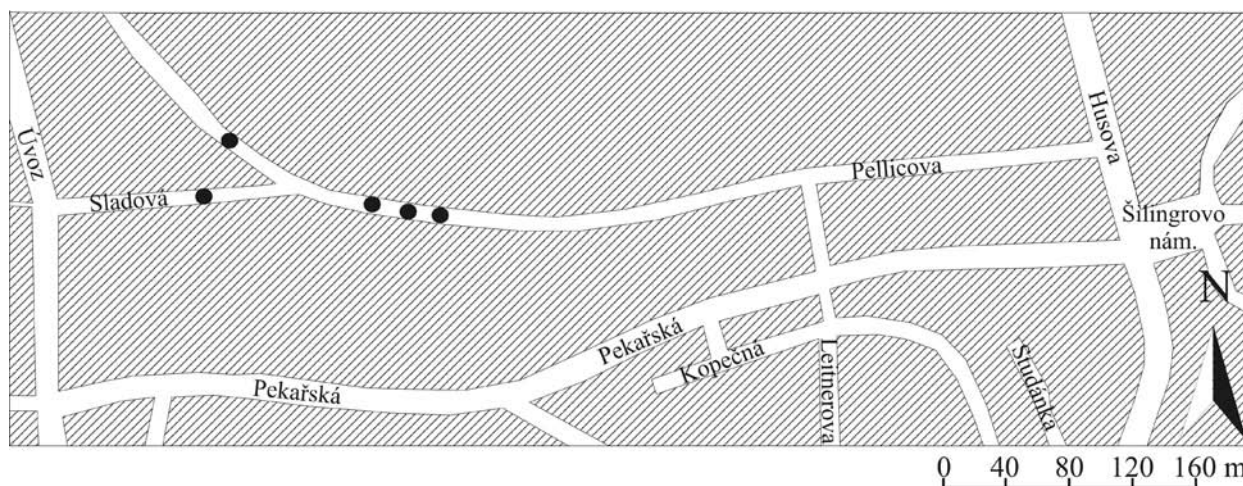
### Nálezová situace

Stavebně-geologický průzkum sklepních prostor prováděný v rámci rekonstrukce domu na Šilingro-

vě nám. 2 zastihl v nejnížší partii šachtice (hloubka 2 m, šířka 0,5 m) písčité štěrky (obr. 1, 2). Ve velmi stížených podmínkách bylo možno provést orientační popis a odebrat vzorky na sedimentárně petrografické studium.

0,0–0,4 m Sytě hnědá vápnitá prachovito–jílovitá hlína  
0,4–1,4 m Světle žlutohnědá sprašová hlína, silně písčitá, světle slídnatá. Poblíž báze zjištěna bělavě žlutá 5 cm mocná nepravidelná plochá čočka vápnitého jílovce, sledovatelná na šířku výkopu.

1,4–2,0 m Světle žlutý písčitý štěrk s podpůrnou strukturou drobných valounů (ø do 1 cm), která do nadloží přechází do podpůrné struktury písčité matrix. Lze sledovat hrubou horizontální vrstevnatost a přednostní orientaci protáhlých klastů – převažuje A(t)B(i). Nadmořská výška podlahy suterénu je 227,75 m n. m. (dle sdělení stavební firmy).



Obr. 1: Schematická pozice studovaného odkryvu a sond s výskytem kvartérních fluviálních sedimentů v zájmovém prostoru.  
Fig. 1: Schematic position of studied outcrop and drill holes with occurrence of Quaternary fluvial deposits in the area of study.

### Sedimentárně-petrografické studium

Granulometrické studium písčitého štěrku ukázalo dominanci štěrkové frakce (53,5%) a písčité frakce (43,5%), zatímco jen podružně je přítomna frakce prachovitá (2,4%) a jílovitá (0,6%). V rámci štěrkové frakce jsou významně zastoupeny zrnitostní frakce 2–4 mm a 8–16 mm. Průměrná velikost zrn ( $M_z$ ) dosahovala hodnoty  $-0,7\phi$  a koeficient vytrídění  $\sigma_1$  odpovídal 2,1 (špatně vytrídění). Hodnoty zrnitostních charakteristik byly určeny dle Folk, Ward (1957). Největší zjištěné klasty v rámci štěrku představoval angulární bělavý jemnozrný písčité vápence ( $\phi 5$  cm), polozaoblený načervenalý granitoid ( $\phi 4$  cm) a polozaoblený křemen ( $\phi 5$  cm). Na velkých klastech granitoidů je nápadné selektivní zvětvování méně odolných partií, které svědčí o relativně dlouhodobém vystavení klastů na zemském povrchu. Partie, které zůstaly v okolním sedimentu, si zachovaly původní barvu a mají výrazně méně nepravidelý povrch. Stopy pouštního laku lze sledovat na větších klastech křemene.

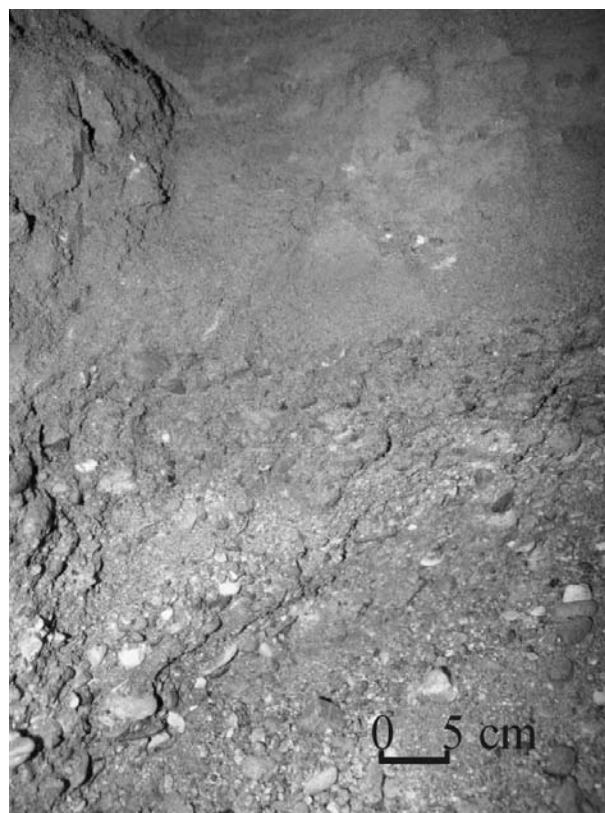
Petrografické studium zrnitostní frakce nad 0,8 cm ukazuje na dominantní zastoupení sedimentárních hornin (36,2–39,1%) a vyvřelin (28,4–31,9%). Metamorfované horniny byly zastoupeny méně významně (10,4–12,6%). Valouny křemene tvořily 18–20,8%. Sedimentární horniny byly zastoupeny bělošedým písčitém vápencem, světlým vápnitým jemnozrným pískovcem, jemnozrným křemenným pískovcem, sytě hnědošedou drobou, hnědošedým, sytě hnědým, načervenalým jemnozrným a středozrným pískovcem, hnědavým křemenným slepencem, červenohnědým polymiktním slepencem, světle šedým bělavým silicitem („sluňák“). Klasty sedimentů jsou dominantně zaoblené či polozaoblené, vzácněji subangulární, s převažujícím diskovitým a sférickým tvarem. Původ těchto hornin lze hledat v horninách spodnosedevonských bazálních klastik, devonských karbonátech Moravského krasu, spodnokarbonských sedimentech, sedimentech boskovické brázdy, platformní jury a české křídové pánve. Vyvřelé horniny jsou dominantně zastoupeny subangulárními, sférickými klasty načervenalého či šedo zeleného granitoidu. Zdroj těchto hornin lze především hledat v rámci brněnského masivu. Z metamorfovaných hornin byly zjištěny především klasty bělavě šedé, sytě šedé, načervenalé muskovitické a okaté ruly. Vzácněji byl přítomen fylit, svor, kvarcit, metabazit a amfibolit. Klasty metamorfitů jsou subangulární či polozaoblené, sférického, diskovitého a sloupcovitého tvaru. Křemen je zastoupen jednak bělavým „mléčným“ křemenem, ale také načervenalým typem (pocházejícím ze spodnosedevonských slepenců). Jeho klasty jsou především polozaoblené a poloostrohranné. Tvarově lze křemen hodnotit především jako sférický, méně často sloupcovitý a diskovitý. Původ těchto hornin lze hledat v nejbližším okolí Brna.

Analýza průsvitných těžkých minerálů (zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) ukazuje dominanci granátu (32,2%) a amfibolu (32,2%). Z ostatních minerálů měl významnější zastoupení zirkon (9,1%), kyanit (6,3%) a staurolit (4,8%). Zastoupení ostatních zjištěných minerálů (epidot, sillimanit, monazit, rutil, pyroxen, apatit, titanit) se pohybovalo mezi 1 a 2%.

Granulometrické studium sprašové hlíny ukazuje dominantní zastoupení písčité (48,3%) a prachovité frakce (41,2%). Štěrková frakce tvořila pouhých 2,1% a frakce jílovitá 8,4%. V rámci písčité frakce je nejvýznamněji zastoupen jemnozrný a středozrný písek. Průměrná velikost zrna  $M_z$  dosahovala hodnoty  $4,1\phi$  a koeficient vytrídění  $\sigma_1$  odpovídal 2,8 (špatně vytrídění).

Petrografické složení hrubé frakce (2–16 mm) ukazuje naprosto dominantní zastoupení vyvřelých hornin (75,1%) a důležitou roli křemene (17,6%). Podružně jsou pak zastoupeny metamorfity (3,6%) a sedimenty (3,7%). Polozaoblený sférický valounek granitoidu o velikosti 1,5 cm představoval největší zjištěný klast. Klasty granitoidů mají dominantně sférický tvar a jsou především subangulární či polozaoblené, podružněji angulární. Jejich původ lze hledat v horninách brněnského masivu. Klasty křemene byly bělavé či nažloutlé, povětšinou zaoblené či polozaoblené a sférického tvaru. Byly zjištěny i načervenalé křemeny, jejichž zdroj je hledán ve spodnosedevonských slepencích. Metamorfované horniny jsou zastoupeny silně zvětralými klasty rul a klasty šedého kvarcitu. Sedimentární horniny jsou zastoupeny hnědočervenými jemnozrnými a středozrnými křemennými pískovci a sytě šedými pískovci. Tyto výsledky ukazují na dominantní zdroj hrubé frakce z hornin nejbližších okolních geologických jednotek, především pak brněnského masivu, a jsou nápadně odlišné od výsledků z podložních fluvialních štěrků. Ve svrchních partiích polohy sprašových hlín byl nalezen úlomek pravděpodobně středověké (?–hrubozrná, zrnitostně špatně vytríděná) cihly, což ukazuje na antropogenní postižení těchto sedimentů.

Analýza průsvitných těžkých minerálů (zrnitostní frakce 0,063–0,125 mm) ukazuje dominanci amfibolu (48,5%). Z ostatních minerálů měl významnější zastoupení granát (12,9%), kyanit (9,9%), epidot (4,8%), staurolit (4,8%),



Obr. 2: Písčité štěrky s podpůrnou strukturou valounů až podpůrnou strukturou písčité matrix zastížená na Šilingrově náměstí (zřetelná vrstevnatost a imbrikace).

Fig. 2: Sandy gravels (clast supported to sandy matrix supported ones) recognised in the area of Šilingrovo square (notice stratification and imbrication).

turmalín (2,3%) a zirkon (2,3%). Zastoupení ostatních zjištěných minerálů (zoisit, turmalín, sillimanit, monazit, rutil, pyroxen, apatit, titanit, andaluzit) se pohybovalo mezi 1 a 2%.

### Diskuze

Dosažené výsledky je relativně obtížné interpretovat. Především nálezná situace nedovoluje zcela jednoznačně vyloučení antropogenního ovlivnění studovaných sedimentů a pozice v historické zástavbě nabádá k opatrnosti.

Zachované sedimentární struktury velmi pravděpodobně ukazují na fluvialní původ sedimentů, a tak spekulovat o fluvialním původu plošiny v širším okolí Šilingrova náměstí. Vysoké zastoupení valounů sedimentárních hornin a jejich proveniencie podporují představu o vazbě na sedimenty Svitavy (Vít, Hanzl 2003). Výrazné zastoupení klastů tvořených horninami brněnského masivu, přítomnost křemene pocházejícího ze spodnodevonských slepenců („facie Old red“) a asociace průsvitných těžkých minerálů ukazují na významnou roli blízkých zdrojů materiálu. Tyto jsou typické spíše pro sedimenty spojované s Ponávkou (Karásek, Seitl 2000). Nadmořská výška nalezených štěrků by snad dovozovala jejich spojení s pozicí tuřanské terasy. Tok Svitavy je však v této úrovni kladen mimo brněnskou kotlinu (Musil 1997).

Zčásti obdobné problémy řešil Valoch et al. (2001) při hodnocení fluvialních štěrků na blízkém Dominikánském náměstí, které se nacházely v nadmořské výšce také kolem 220 m n. m. Nejspíše obdobné sedimenty byly dále zastíženy při stavebně geologických průzkumech na Pellicově ulici (Souček 1988a), ulici Sladové a jejím okolí (Souček 1988b). Svědčí pro to především obdobná nadmořská výška jejich

nálezu. Hrubozrnné písky se štěrkem a písčité štěrky jsou zde uloženy na metabazaltech brněnského masivu. Jejich mocnost se pohybuje od 1,3 do 7 m. V nadloží byly zjištěny deluviofluvialní sedimenty. Báze těchto sedimentů se nachází ve výškách 218–227 m n. m. a povrch 219–228 m n. m. Petrografické popisy valounů nebyly k dispozici.

Další již odlišná tělesa středozrnných písků a silně zahliněných štěrků byla dále zjištěna sondami v nadmořských výškách 201,1–196,2 mn.m. (povrch) o mocnosti až 2,4 m směrem od ulice Pellicovy k ulici Pekařské (Souček 1988a,b). Průměrná velikost zrna Mz dosahovala hodnoty  $-0,3\phi$  a koeficient vytrídění  $\sigma I$  odpovídal 4,9 (velmi špatné vytrídění). V rámci dochovaných popisů lze spekulovat (dle míry zahlinění) o střídání poloh deluviofluvialních a fluvialních sedimentů (písčité štěrky o mocnosti cca 1 m). Orientační petrografie valounů uvádí dominanci granodioritů, dále přítomnost metamorfítů, křemene a úlomků „oldredu“ (vazba k Ponávce?). Maximální velikost valounů (granitoidy) dosahovala hodnoty 5 cm. Zrnitostní studium deluviofluvialních sedimentů (Souček 1988b) vedlo k jejich klasifikaci jako prachovitopísčitých štěrků (štěrk 29%, písek 49,5%, prach 15,5%, jíl 6%). Obdobné rozptýlení pozice fluvialních štěrků na ukloněném svahu popisují Kirchner et al. (2005) v prostoru ulice Vinařská na Červeném kopci.

Výsledky řady geologických prací tedy ukazují na existenci fluvialních sedimentů v prostoru širšího okolí Šilingrova náměstí. Jejich paleopotamologickou interpretaci ponecháváme prozatím otevřenou.

### Poděkování

Studium bylo podporováno grantovým projektem GA ČR 205/06/1024.

### Literatura

- Balatka, B. – Sládek, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. – 1-577, Geofond v NČSAV. Praha.
- Balatka, B. (1992): Terrace system of rivers in the Bohemian Upland and the Czechoslovak Carpathians and their comparison. – Analysis and synthesis of geographic systems. Institute of Geography of the C.A.S., 113-137. Brno.
- Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 1-213, Sursum. Tišnov.
- Demek, J. a kol. (1965): Geomorfologie Českých zemí. – 1-335, Nakl. ČSAV. Praha.
- Folk, R.L., Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – J. Sedim. Petrol., 27, 3-26.
- Havlíček, P. (1991): The Morava river basin during the last 15,000 years. – In: Starke, L. – Gregory, K.J. – Thornes, J.B. (eds.): Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years. J.Wiley&Sons, 319-341, Chichester.
- Karásek, J. (1996): Valounová analýza asociace štěrkopísků nízké říční terasy v Brně – Pisárkách. – Geol. výzk. Mor. Slez. 1995, 16. Brno.
- Karásek, J. – Valoch, K. (1996): Poznámky k novým odkrytým postbádenským štěrkopískům v Brně a okolí. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 80, 57-68. Brno.
- Karásek, J. – Seitl, L. (2000): Říční terasa Ponávky na Kounicově ulici v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. 1995, 25-26. Brno.
- Kirchner, K. – Demek, J. – Havlíček, M. – Nehyba S. (2004): Příspěvek k poznání teras řeky Svatky na Červeném kopci v Brně. – In: Ábelová, M. – Ivanov, M. (Eds.): Konference 10. Kvartér 2004. Sborník abstraktů. 19-20, Ústav geologických věd Přírodověd. fak. MU. Brno.
- Krejčí, J. (1964): Reliéf brněnského prostoru. – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. Brun., Geographia, 4, 1-123.
- Musil, R. (Ed.) (1982): Kvartér Brněnské kotliny – Stránská skála IV. Studia geographica, 80, 1-283.
- Musil R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Moravské zemské Muzeum a sekce geologických věd PŘF MU, 133-156. Brno.
- Musil, R. (1997): Tuřanská terasa Svitavy v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. 1996, 14-17, Brno.
- Müller, P. – Novák, Z. (2000): Geologie Brna a okolí. – 1-90, ČGS. Brno.
- Říkovský, F. (1926): Terasy dolní Svitavy a dolní Svatky. – Spisy vydávané Přírodověd. fak. MU č. 67. PŘF MU, 1-17. Brno.
- Říkovský, F. (1932): Fluvialní terasy střední Svatky. – Spisy vydávané Přírodověd. fak. MU č. 152. PŘF MU, 1-22. Brno.
- Souček, L. (1988a): Stavebně geologický průzkum rekonstrukce kanalizace na Pellicově ulici. – Archiv Aquatis a.s., Brno.
- Souček, L. (1988b): Stavebně geologický průzkum rekonstrukce kanalizace na ulici Sladová. – Archiv Aquatis a.s., Brno.
- Valoch, K. – Smolíková, L. – Karásek, J. (2001): Stratigrafie pleistocenních sedimentů na Dominikánském náměstí v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. 2000, 14-17. Brno.
- Vít, J. – Hanzl, P. (2003): Říční terasy Svitavy na Zemědělské ulici v Brně. – Geol. výzk. Mor. Slez. 2002, 13-14. Brno.
- Zapletal, L. (1927-28): Geologie a petrografie okolí brněnského. – Časopis Moravského zemského musea, XXV, 67-111. Brno.



# MIOCÉNNÍ SEDIMENTY V BRNĚ-BOHUNICÍCH (UBYTOVNA FAKULTNÍ NEMOCNICE BRNO)

Miocene deposits at Brno-Bohunice  
(hostel of the Faculty Hospital Brno)

Slavomír Nehyba<sup>1</sup>, Jiří Otava<sup>2</sup>, Miroslav Bubík<sup>2</sup>, Pavla Tomanová Petrová<sup>2</sup>, Karel Kirchner<sup>3</sup>

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

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: otava@cgu.cz, bubik@cgu.cz, petrova@cgu.cz

<sup>3</sup> Ústav geoniky AV ČR, v. v. i. Ostrava, pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno; e-mail: kirchner@geonika.cz

24-34 Ivančice

**Key words:** Miocene, Carpathian Foredeep, sedimentology, microfauna, heavy minerals

### Abstract

The documentation of sewage trench has brought new data to the knowledge of areal extent and lithology of Miocene deposits at the Brno region. Described clastic sediments were deposited in the depression of crystalline basement (Brno Massif). High proportion of staurolite or even weak predominance of staurolite over garnet in the translucent-heavy-mineral assemblage is typical for the Ottnangian sands in the region. Microfossil content comprises Miocene fresh-water ostracodes, Miocene normal-marine foraminifers, and reworked Cretaceous foraminifers of Coniacian–Santonian age.

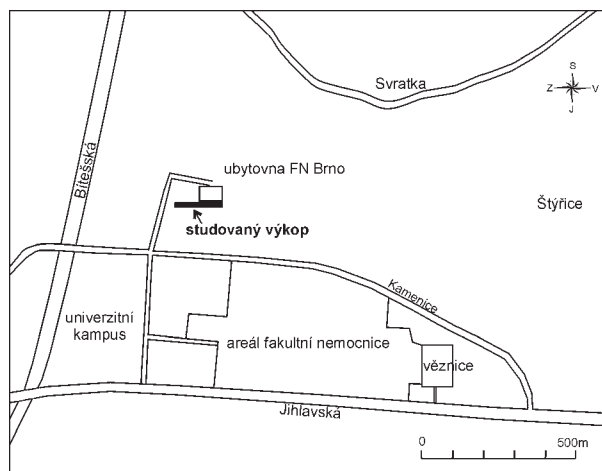
### Úvod

Jedním z produktů intenzivní stavební činnosti v městě Brně je krátkodobá existence řady umělých terénních odkryvů, které mohou přinést některá nová data do mozaiky poznání geologického vývoje této oblasti. V prostoru Bohunické plošiny byly tak odkryty sedimenty, které se litologicky výrazně liší od neogenních sedimentů popsaných v nejbližším okolí nálezu (Hrádek 1989, Hrádek et al. 1989, Krystek 1983, Pálenský 1991).

### Popis nálezu a charakteristika sedimentů

Při rozsáhlých výkopech pro kanalizaci, hloubených v červnu roku 2006 v prostoru budoucího univerzitního kampusu, byly poblíž ubytovny Fakultní nemocnice Brno (Netroufalky 1) zastíženy miocénní sedimenty (obr. 1).

Koordináty odběrového bodu jsou  $N=49^{\circ}10'45,8''$  a  $E=16^{\circ}34'09,7''$ , nadmořská výška je 275 m. Stavební rýha orientovaná přibližně rovnoběžně s ulicí Kamenice zastihla od Z k V nejprve světlehnědé navětralé středně zrnité biotitické granodiority brněnského masivu přímo pod půdním pokryvem, jehož mocnost nepřevyšovala 30 cm (obr. 4). Dále k V podložní krystalinikum rychle klesalo s úklonem generelně k VSV a výkop zastihl transgresní styk se slídnatými nevápnitými písky miocénu (vzorek č. 4 na těžké minerály – pozice v profilu) lavicovitě se střídající se zelenými, rezavě skvrnitými nevápnitými jíly (vzorky č. 1 a 3 na mikropaleontologii). Nejvyšší partie tělesa neogenních sedimentů byla tvořena několik m mocnými jíly. Kontakt granodioritu a miocénních sedimentů byl ostrý, bez vyvinutých zvětralin (obr. 4). Ostrohranné klasty granodioritu o průměru do 10 cm se nacházely pouze v bazální vrstvě sedimentů. Neogenní sedimenty byly proměnlivě vápnité. Rezavě skvrny byly tvořeny vápnitými písky.



Obr. 1: Lokalizace výkopu na ulici Netroufalky v Brně.

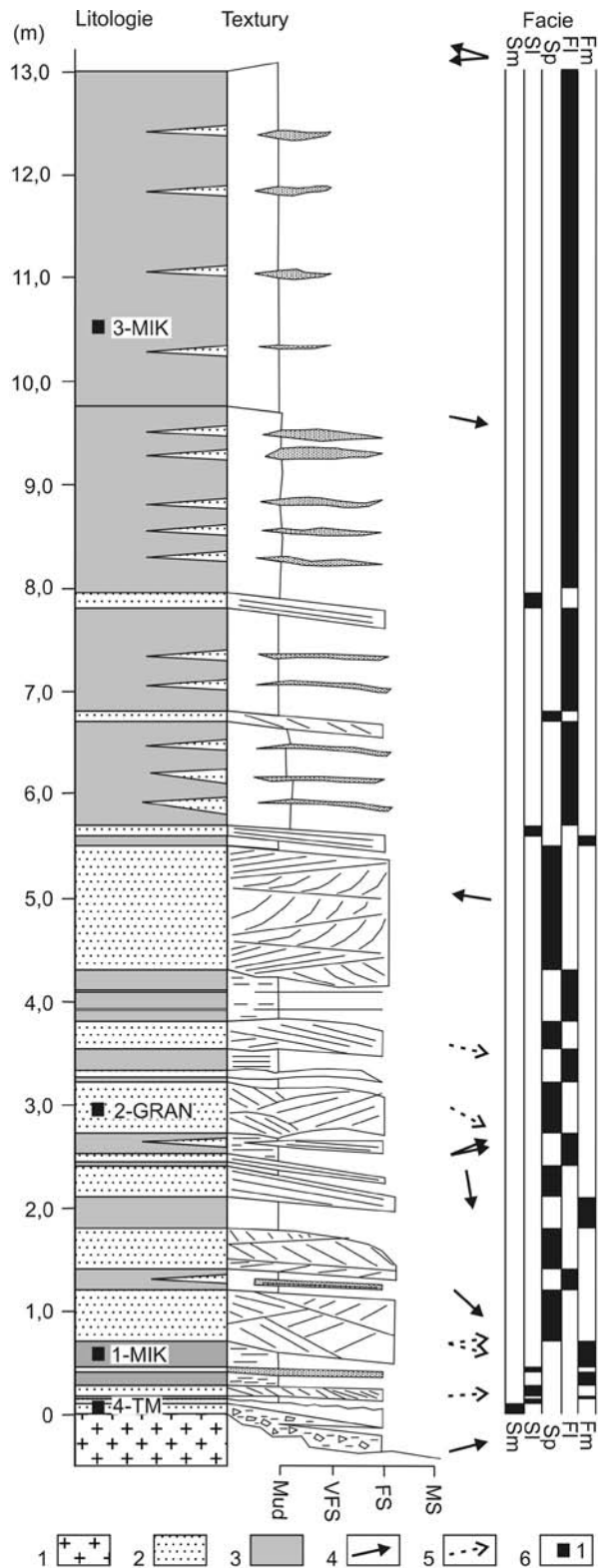
Fig. 1: Localization of the excavation on the Netroufalky street in Brno.

Na ploškách mezi jílovcí a písky byla změřena vrstevnatost  $SV=120/15-33$ . Dále k V je v píscích vyvinuto zřetelné šikmé zvrstvení, úklony do  $30^{\circ}$  k JV. Celková zjištěná mocnost miocénních sedimentů je do 15 metrů, jejich svrchní hranice je zřejmě erozivní a směrem k V na ně nasedají sprašové hlíny (obr. 5).

Těleso miocénních sedimentů vyplňuje nepravidelnou depresi v horninách brněnského masivu, na což ukazují další zemní práce. Tvar sedimentárních těles byl ovlivněn reliéfem krystalinického podloží. Ve směru jeho sklonu dochází často k naduřování, případně vykličňování jednotlivých těles miocénních sedimentů. Konkávní průběh hranice řady písčitého těles umožňuje tyto sedimenty interpretovat jako valy případně „hummocky“.

Úklon vrstevních ploch se směrem do nadloží a do centra deprese výrazně snižuje. Lze sledovat lokální progradaci („transgresi“) sedimentů na nepravidelný reliéf krystalického podloží.

V rámci miocenních sedimentů bylo vyčleněno 5 litofacií (tab. 1). Vrstevní sled, rozšíření jednotlivých litofacií a strukturální data jsou prezentována na obr. 2.



Facie	Popis
SM	Zelenavě hnědý a šedohnědý slabě až silně jílovitý jemnozrný písek, nevápnitý s ostrohrannými klasty granitoidů ( $\Phi$ do 10 cm).
SL	Rezavě skvrnitý zelenošedý jemnozrný písek horizontálně laminovaný, občas přítomny intraklasty zelenohnědého jílu ( $\Phi$ do 3 cm).
SP	Zelenavě šedý jemnozrný až středozrný písek, šikmo zvrstvený. Dominuje planární šikmé zvrstvení s angulárním a tangenciálním průběhem lamin, vzácněji přítomno zvrstvení korytovité. Mocnost jednotlivých „setů“ se pohybuje kolem 10 cm. Báze je často erozní s konkávním či planárním průběhem. Svrchní hranice planární či mírně konvexní. Písek je vytříděn. Slabě vápnitý i nevápnitý.
FL	Hnědozelený až zelenošedý slabě vápnitý jíl s laminami a čočkami jemnozrného písku – čočkovité zvrstvení. Ostrá báze i svrchní vrstevní plocha.
FM	Rezavě hnědý až zelenohnědý jíl slabě jemně písčité, slabě vápnitý i nevápnitý. Obvykle masivní, jindy přítomna slabě zřetelná paralelní laminace (díky přítomnosti lamin jemnozrného až velmi jemnozrného písku). Ostrá báze i svrchní vrstevní plocha.

Tab. 1: Litofacie miocenních sedimentů ve výkopu na ul. Netroufalky.

Tab. 1: Lithofacies of Miocene sediments in the excavation on the Netroufalky Street.

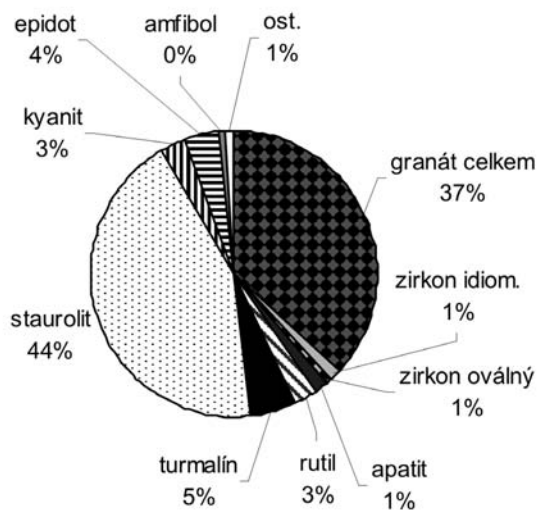
Granulometrické studium (kombinace síťovací metody a laserového granulometru) dominantní písčité facie  $S_p$  (vzorek č. 2) ukazuje naprostou dominanci písčité frakce (89,1%), ostatní frakce jsou přítomny pouze akcesoricky (prach 8%, jíl 2,9%). Písek je dominantně jemnozrný (62,6%), dále byl přítomen středozrný písek (20,2%) a velmi jemnozrný písek (17,3%). Průměrná velikost zrn ( $M_z$ ) dosahovala hodnoty 2,83  $\Phi$  a koeficient vytřídění  $\delta_1$  odpovídal 0,9 (střední vytřídění). Hodnoty zrnitostních charakteristik byly vypočteny dle Folk – Ward (1957).

Studium těžkých minerálů klastických sedimentů je v brněnské oblasti osvědčenou metodou dodávající podklady pro úvahy o provenienci a litostratigrafii. Asociace odebraná z bazálních částí miocenních písků (obr. 3) se vyznačuje rovnováhou mezi opakními a průsvitnými těžkými minerály. Důležitější jsou poměry v průsvitné těžké frakci, kde staurolyty mírně převažují nad granáty a oba minerály spolu tvoří přes 80%. Z dalších minerálů jsou zastoupeny turmalíny (5%), minerály epidotové skupiny (cca 4%), rutily a kyanity kolem 3%, apatity a zirkony 1–2% a některé další minerály pod 1% (sillimanit, amfibol, sagenit a glaukofan?).

Obr. 2: Vrstevní sled, rozšíření jednotlivých litofacií a strukturální data ve výkopu na ulici Netroufalky. Legenda: 1 – granodiorit (krystalinické podloží), 2 – písek, 3 – jíl; orientace: 4 – vrstvenatosti, 5 – zvrstvení; 6 – vzorky. Zrnitost: Mud (jíl+prach) – VFS (velmi jemnozrný písek) – FS (jemnozrný písek) – MS (středozrný písek). Facie viz tab. 1.

Fig. 2: Lithostratigraphic log, graphical indication of lithofacies and structural data in the studied profile. Explanation: 1 – granodiorite (crystalline basement), 2 – sand, 3 – mud; structural data: 4 – stratification/bounding surfaces, 5 – bedding; 6 – position of studied samples. Mean grain size: Mud – VFS (very fine sand) – FS (fine sand) – MS (medium sand). For explanation of lithofacies see table 1.

Taková asociace je v brněnské oblasti a širším okolí většinou typická pro klastika ottnangu, případně prozrazuje, že dané písky byly výrazně dotovány ottnangskými klastiky. Zajímavý je poměrně nepatrný vliv hornin brněnského masivu na složení těžké frakce, snad pouze epidoty, amfiboly a část zirkonů a turmalínů můžeme připisovat tomuto zdroji. Hlavní část asociace odpovídá např. složení průsvitné těžké frakce pískovců turonu a svrchního cenomanu (bělohorské souvrství, svrchní část perucko-korycanského souvrství) české křídové pánve na Moravě. Významně jsou rovněž zastoupeny typomorfní minerály typické pro přelavené kaolinické zvětraliny sladkovodní části cenomanu. Přímý transport z krystalinika není příliš pravděpodobný.



Obr. 3: Poměrné zastoupení průsvitných těžkých minerálů v sedimentech výkopu v ulici Netroufalky.  
 Fig. 3: Relative shares of translucent heavy minerals in sediments in the outcrop on the Netroufalky street.

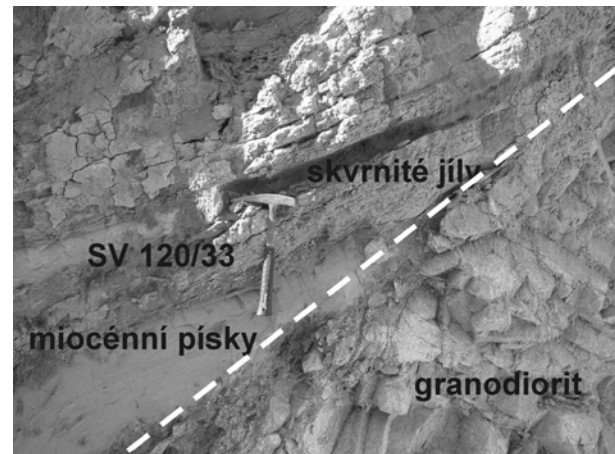
Mikrofaunu hnědozelených až zelenošedých slabě vápnatých jíílů lze rozdělit na tři složky s odlišnou proveniencí:

**1. Miocénní mořské:** poškozená schránka *Spheroidina bulloides* (d' Orb.), rekrystalovaná *Stilostomella* sp. Dále byl z výplavu získán dobře zachovaný fragment mechovky druhu *Cellaria fistulosa* L. (určil K. Zagoršek), která je běžná v sedimentech od miocénu do recentu. Jednotlivé segmenty zoarií těchto mechovek jsou pevné a krátké, navzájem spojené pružným vazivem vytvářejí pružné kolonie. Obývají převážně vysokoenergetická prostředí, mělké vody v dosahu vlnění nebo silně proudící oblasti (upwelling?) v hloubkách 30–80 m.

**2. Miocénní sladkovodní nebo brakické:** úlomky tenkostěnných hladkých lasturek ostrakodů. Ojedinele se zachovala i celá lasturka juvenilního jedince *Candona?* sp. Taková ostrakodová fauna je nejspíše sladkovodní a je vyloučeno, že by obývala stejné prostředí jako výše zmíněné foraminifery.

**3. Křídové mořské:** aglutinované i vápnaté foraminifery, drť jehlic hub, prizmata mlžů. Aglutinované foraminifery jsou zastoupeny hojnými úlomky „*Rhizammina*“ sp. a dalšími druhy: *Glomospira gordialis* (J. & P.), *Ammodiscus*

*glabratus* C. & J., *Turritellella shoneana* (Sidd.), *Parvigenerina* sp., *Haplohragmoides cucullatus* M-G., *Arenobulimina* cf. *subsphaerica* (Rss) aj. Z vápnatého bentosu stojí za zmínku *Gyroidinoides nitidus* (Rss), *Stensioeina* cf. *pommerana* Brot., *Stensioeina exsculpta* (Rss), *Loxostomum eleyi* (Cush.) a *Eouvigerina* sp. Tyto druhy indikují santonské stáří. S tímto zařazením není v rozporu ani zjištěný hojný drobný plankton *Guembelitra cretacea* Cush., *Heterohelix moremani* (Cush.), *H. cf. globulosa* (Ehr.), *Globigerinelloides escheri* (Kau.), *Hedbergella planispira* (Tapp.), *H. flandrini* (Port.) a *Whiteinella baltica* D. & R.



Obr. 4: Detail kontaktu granodioritů brněnského masivu a sedimentů miocénu v jižní stěně rýhy.  
 Fig. 4: Detail of the contact between granodiorites of the Brno massif and Miocene sediments in the southern wall of the sewage trench.

Obr. 5: Erozivní kontakt miocénních písků a sprašových hlín, severní stěna rýhy.  
 Fig. 5: Erosional contact of Miocene sands and loess loam in the northern wall of the sewage trench.

**Geomorfologické aspekty nálezu**

Odkryv v miocénních sedimentech v s. části Bohunické plošiny (nadmořská výška povrchu 276 m) doplňuje složitou mozaiku poznatků o geomorfologickém vývoji

této oblasti. Ivan (1972), který se doposud nejpodrobněji zabýval daným územím, popisuje z prostoru komunikace v areálu Fakultní nemocnice, tedy v jižní části plošiny, kaolinicky zvětralé granodiority písčito-jílovitého charakteru s převládajícími modrozelenými a žlutými barvami. Tyto zvětraliny našel i v podloží miocénních sedimentů a uvedl, že litologické složení a zbarvení miocénních sedimentů ve srovnání s podložními zvětralinami naznačovalo, že sedimenty vznikly alespoň zčásti přepravením hlubokých, pravděpodobně tropických zvětralin. Popsaný odkryv v blízkosti ubytovny FN Brno, který je vzdálen cca 500 m od výše uváděného prostoru, však nezachytil hluboce zvětralé podloží, naopak kontakt granodioritu a miocénních sedimentů byl ostrý. Rovněž analýza miocénních uloženin ukázala pouze nepatrný vliv hornin brněnského masivu na jejich skladbě. Naopak se v této části potvrdil výskyt erozního sečného povrchu (Ivan 1972), který zároveň podložní granodiority i miocénní sedimenty a rovněž úklon podloží k V. Komplikovaný povrch Bohunické plošiny (Ivan 1972, Roštinský – Karásek 1999) se nachází cca 75–90 m nad údolním dnem Svratky a její zařazení do morfostratigrafických úrovní vývoje reliéfu není zcela vyřešené. Lze akceptovat názor Karáska (1992), že sečný zarovnaný povrch je dílčím zarovnaným povrchem (obdobné výskytu ve vrcholových částech vyvýšeniny Fredam, Nové hory, Stránské skály) a může být ekvivalentem zarovnaného povrchu tzv. pořiční úrovně ze Západních Karpat pliocénního stáří.

### Interpretace

Na základě výsledků sedimentárně-geologického studia lze zachycené sedimenty interpretovat jako produkt depozice v oblasti okraje pánve tj. březní linie s postupným prohlubováním (vzestupem hladiny). Sedimentace byla do

značné míry ovlivněna výrazným reliéfem a epizodickým přínosem písčitého materiálu do pánve, případně ovlivnění depoziční báze trakčním transportem (vliv bouřek?).

Mikrofauna prachovitých jíílů představuje pseudoasociaci vzniklou redepozicí různě starých prvků. Křídové redepozice představují nejpočetnější složku pseudoasociace a dovolují zařazení zdrojových sedimentů do santonu. Takovéto datování otevírá zajímavou otázku proveniencie redepozice, na níž zatím neznáme odpověď. Nejmladší marinní sedimenty české křídové pánve na Moravě patří coniacu (Svitavsko). Je proto potřeba hledat zdroj, který dnes již patrně neexistuje, ať už v Českém masivu nebo v prostoru Vnějších Karpat. Miocénní marinní mikrofosilie v pseudoasociaci by mohly být redeponované z eggenburgu. Hrádek et al. (1989) uvažují o eggenburském stáří závalků na nedalekém Kamenném vrchu na základě jejich mikrofauny. Zbytky tenkostěnných hladkých ostrakodů (*Candona?* sp.) jsou zřejmě jedinými mikrofosiliemi, které lze považovat za autochtonní faunu, či alespoň za synsedimentární redepozice.

Složení křídové redeponované fauny a asociace průhledných těžkých minerálů velmi upomíná na rzhakiové vrstvy známé z příležitostných odkryvů v Líšni. Zdá se být proto pravděpodobné, že popisované sedimenty z Bohunic jsou ottangského stáří. Na základě měkkýšů se uvádí pro typické rzhakiové vrstvy brachyhalinní prostředí. Zbytky ostrakodů z Bohunic budí dojem spíše sladkovodní fauny. Do přibřeží jezera nebo zálivu moře mohly být transportovány z fluvialního prostředí nebo sladkovodních lagun.

### Poděkování

*Studium bylo podporováno grantovým projektem GA ČR 205/06/1024. Poděkování patří RNDr. Kamilu Zagorškoví, Dr. za determinaci úlomku mechovky.*

### Literatura

- Folk, R. L. – Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Hrádek, M. (1989): Význam miocénu Kamenného vrchu u Brna pro poznání tektonického vývoje brněnské kotliny. – *Miscellanea micropalaentologica IV*, 121–132. Hodonín.
- Hrádek, M. – Brzobohatý, R. – Kirchner, K. (1989): Vývoj miocénu na Kamenném vrchu u Brna z hlediska mikrofauny a ve vztahu ke geomorfologii. – *Miscellanea micropalaentologica IV*, 111–119. Hodonín.
- Ivan, A. (1972): Geneze Bohunické plošiny na jižním okraji Brna. – *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 77, 1, 13–20, Praha.
- Karásek, J. (1992): The morphostratigraphical position of Postbadanian gravelsand on the territory of Brno. – *Scripta*, 22 (1992), Geology, 81–86, Brno.
- Krystek, I. (1983): Výsledky faciálního a paleogeografického výzkumu mladšího terciéru na jihovýchodních svazích Českého masivu v úseku „Jih“. – *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brunensis, Geol.*, 24 (9), 1–47. Brno.
- Pálenský, P. (1991): Základní geologická mapa, list 24-342 Brno-jih, MS ČGS Praha.
- Roštinský, P. – Karásek, J. (1999): Morfostrukturní analýza Červeného kopce v Brně. – *Acta Mus. Moraviae. Sci. geol.*, LXXXIV (1999), 121–142, Brno.

## PŘÍSPĚVEK K OTÁZCE VZNIKU GRANITOIDNÍCH ELEVACÍ V ZÁPADNÍ ČÁSTI ČERNOVODSKÉ PAHORKATINY, ŽULOVSKÝ BATOLIT

A contribution to the problem of the granitoid elevations genesis in the western part of the Černá Voda Hilly land, Žulová batholith

Aleš Vídeňský<sup>1</sup>, Daniel Nývlt<sup>2</sup>, Petra Štěpančíková<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologie a paleontologie, PřF, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 43 Praha 2; e-mail: vidensky@natur.cuni.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: nyvlt@cgu.cz

<sup>3</sup> Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8; e-mail: stepancikova@irms.cas.cz

(14-22 Jeseník)

*Key words:* Žulová batholith, Granite landforms, denudational processes, etchplanation

### Abstract

*The aim of this paper is to present a hypothetical model of the genesis of granitoid elevations East of the Kobylá nad Vidnavkou village. Two diverse hypotheses have been developed for the elevations' origin in the literature: (1) glacial erosional sculpting into roche moutonnées, and (2) irregularities of the basal surface of weathering. Applying morphometrical research methods we could show that the elevation elongations strongly correlate with the preferred orientations of the fracture system of the Žulová granite. The studied elevations do not bear any characteristic micro- and/or macro-features of glacial modelling. Granitoid elevations in the studied area are therefore very plausibly built of exposed irregularities of the stripped basal weathering surface (etchplain) and could be denoted as basal knobs.*

### Úvod

Žulovská pahorkatina, jejíž součástí je studovaná oblast, je již několik desetiletí předmětem studia stop kontinentálního zalednění. Přítomnost polygenetického reliéfu, který byl produktem pravděpodobně paleogenního tropického zvětrávání a zvýšeného odnosu mocných poloh zvětralin během mladého tektonického výzdvihu (Demek et al. 1964; Ivan 1983; Pecina et al. 2005) a jeho pozdější ovlivnění přítomností kontinentálního ledovce a periglaciálními procesy, nám v současnosti umožňuje zkoumat tyto odlišné exogenní činitele a jejich vzájemné vztahy. Je však nutné podotknout, že řešení mnoha otázek není snadnou a jednoznačnou záležitostí vzhledem k dalšímu faktoru, jímž je křehká tektonika, která se zde projevila v terciéru a kvartéru (Ivan 1997).

Tato práce se zabývá studiem geneze granitoidních elevací v. od obce Kobylá nad Vidnavkou. Autory Jüttner (1912); Demek et al. (1964); Ivan (1965); Demek (1976) či Pecina et al. (2005) jsou považovány za nízké exfoliační klenby, které byly ledovcem přemodelovány v typické oblíky. Naopak Ivan (1983) nebo nověji souhrnně Czudek (1997, 2005) považují tyto elevace za nerovnosti bazální zvětrávací plochy a nesouhlasí s jejich pozdějším výraznějším ovlivněním deterzní činností kontinentálního ledovce.

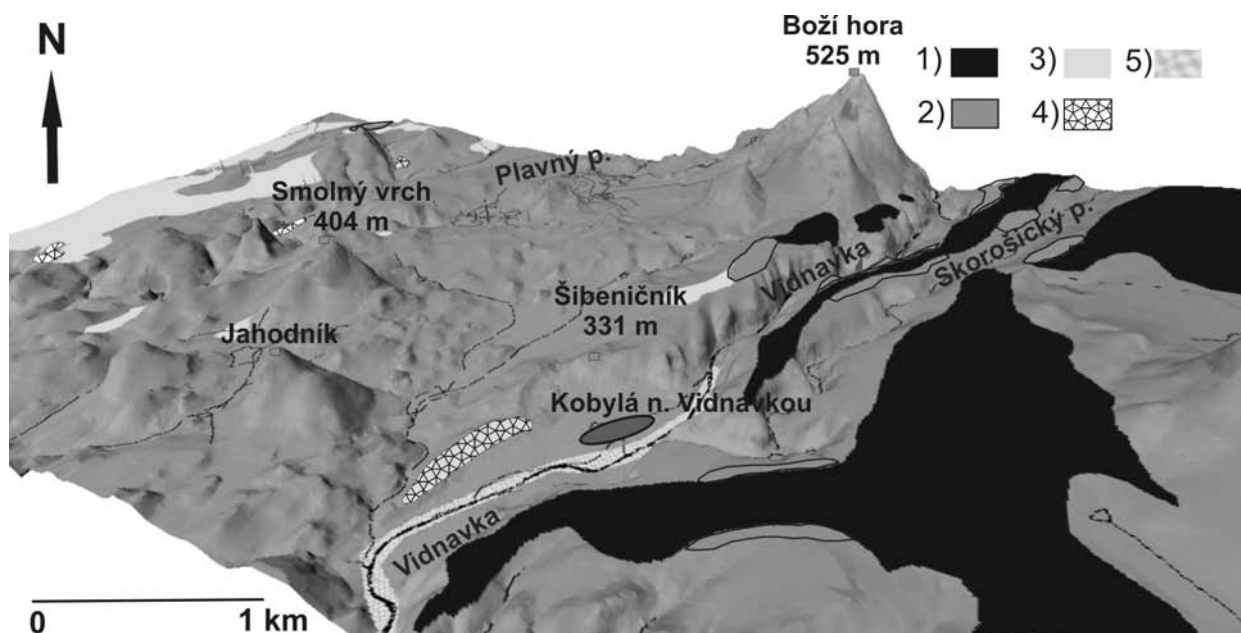
Hlavním záměrem výzkumu byla snaha o potvrzení či vyvrácení teorie, která předpokládá přímý kontakt kontinentálního ledovce se studovanými elevacemi. Došlo-li skutečně k takovému kontaktu bazální části ledovcové masy se skalními elevacemi, pak můžeme odůvodněně předpokládat charakteristické přemodelování těchto

tvarů v oblíky. Typickými znaky takto přemodelovaných elevací je protažení ve směru pohybu ledovce a mírnější náběžná a strmější sestupná strana. Vzhledem k jednoznačně pleistocennímu stáří elevací (viz kapitolu Lokalizace a geologie území) a předpokládané běžné rychlosti plošné denudace granitoidních povrchů nelze počítat se zachováním mikro- a mezo-forem povrchů elevací, které by nasvědčovaly subglaciálním erozním procesům. Z tohoto důvodu byly hlavní použítou metodou morfometrická měření tvarů elevací a jejich srovnání se strukturální stavbou žulovského batolitu a známými směry postupu kontinentálního ledovce v širším území.

Vlivem ledovce na modelaci podložního granitoidního reliéfu se v poslední době zabývalo množství autorů (m.j. Lidmar-Bergström 1997; Glasser – Bennett 2004; Hall – Phillips 2006), stejně tak i podmíněností preglaciálních tvarů na výsledný tvar oblíků (m.j. Lindstrom 1988; Johansson et al. 2001; Olvmo – Johansson 2002).

### Lokalizace a geologie území

Studované elevace se nalézají v depresní oblasti, ležící v západní části Černovodské pahorkatiny, která je okrskem Žulovské pahorkatiny (viz obr. 1). Z pohledu našeho výzkumu bylo nejvýznamnějším dějem předkvartérního vývoje reliéfu především hluboké selektivní chemické zvětrávání granitu v tropickém klimatu. Do tohoto období nepochybně spadá i počátek vývoje studovaného území, které následně dostalo za procesu etchplanace (odnosu zvětralin) ve spojení s tektonickým výzdvihem a klimatickými změnami vzhled mírně zvládně bazální zvětrávací plochy s různě výraznými elevacemi (Ivan 1983).



Obr. 1: Morfologie studované oblasti (5x převýšený digitální model reliéfu); 1) aluviální sedimenty (Saale 1), 2) glaciofluviální sedimenty (Elster 2), 3) tilly (Elster 2), 4) aluviální a fluviální sedimenty (Saale 2), 5) fluviální sedimenty (holocén).  
 Fig. 1: Morphology and topography of the studied area (5 times exaggerated digital elevation model); 1) alluvial fan deposits (Saale 1), 2) glaciofluvial deposits (Elster 2), 3) tills (Elster 2), 4) alluvial and fluvial deposits (Saale 2), 5) fluvial deposits (Holocene).

V kvartéru pak bylo území zasaženo dvojím zaledněním. Starší zalednění zřejmě spadá do glaciálu Elster 1, MIS 16 (Pecina et al. 2005). Mladší zalednění náleží glaciálu Elster 2, MIS 12 (Pecina et al. 2005), podle jiných autorů pak do glaciálu Saale 1-Drenthe, MIS 8 (např. Macoun et al. 1965, Prosová 1981). Diskuze stratigrafického zařazení jednotlivých ledovcových sedimentů je detailněji podána v práci Peciny et al. (2005).

Z regionálně geologického hlediska se území nachází ve střední části žulovského batolitu mladovariského stáří (Mísař et al. 1983, Zachovalová et al. 2002). Horninové podloží je tvořeno nejčastěji leukokráním střednězrnitým granitem v různém stupni navětrání. Velmi často je patrné odlupování subhorizontálních vrstviček několik cm mocných. Časté je též písčité zvětřování, místy i kaolinizace živců či celých granitoidů. Mocnost zvětralinového pláště se pohybuje zhruba od 20 cm do prvních metrů, výjimečně nebylo granitoidního podloží v mělkých strojových rýhách dosaženo. Tam, kde se tak stalo, bylo nalezeno na bázi rýhy nejčastěji žulové eluvium (Grünnerová 1973).

V nadloží granitu se nejčastěji nachází málo mocná hnědá písčité nebo jílovitopísčité hlína s klasty křemene či úlomky žul, která je zřejmě svahového původu. Celý sled je pak obvykle zakončen prvními desítkami cm mocnou vrstvou ornice (Grünnerová 1973).

V okolí studovaného území lze nalézt reliktní výskyt glacienních a glaciofluviálních sedimentů mladšího zalednění, v j. okolí jsou dále překryty druhou generací aluviálních sedimentů (Pecina et al. 2005). Je však nutné zdůraznit, že v depresní oblasti studovaného území nebyly výše zmíněné druhy sedimentů nalezeny.

**Metodika**

Na základě výše uvedeného předpokladu charakteristického tvaru typického oblíku a s ohledem na malé roz-

měry studovaných elevací, jež nejsou zachyceny ani na nejpřesnějších topografických mapách, byla vypracována následující metodika zaměřená na určení morfologických znaků studovaných elevací.

V terénu byl u protažených elevací nejprve určen směr jejich delší osy. Následně bylo na každé straně elevace (dvě strany ve směru protažení a dvě k nim kolmé) provedeno 5 měření sklonu jejich svahů. Tato měření byla prováděna na pevné desce o přibližných rozměrech formátu A4 přiložené k povrchu svahu. V případě, že směr protažení elevace nebylo možné určit, byla měření prováděna ve směrech S, J, V, Z. Bylo-li to možné, bylo měření provedeno tak, aby rovnoměrně pokrylo celý profil svahu od horní části elevace až po její úpatí. Z každých těchto 5 měření byla při následném zpracování vypočtena průměrná hodnota. Při měřeních byl též kladen značný důraz na eliminaci jakýchkoli antropogenních popř. periglaciálních vlivů. Takto zjištěná průměrná hodnota dle našeho názoru nejlépe odpovídá střednímu sklonu svahů jednotlivých elevací.

Součástí práce bylo i měření ploch puklinové odlučnosti jako srovnávacích dat pro ověření strukturní predispozice studovaných elevací.

**Výsledky**

Ve studované oblasti byly určeny morfometrické charakteristiky 37 protažených elevací a 2 elevací bez jednoznačného protažení. Na dalších 5 dokumentačních bodech byla provedena pouze strukturní měření puklinového systému.

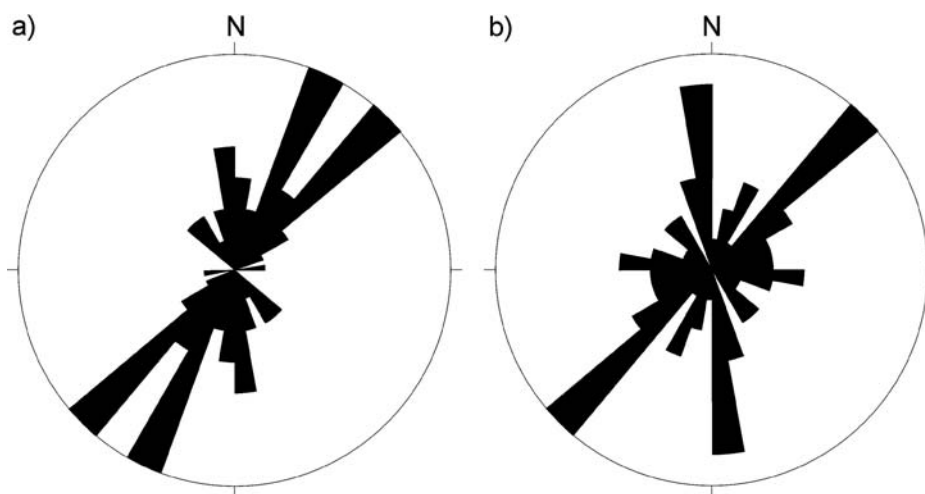
Na obr. 2a jsou zobrazeny směry protažení studovaných elevací. Z diagramu je patrné, že převážná většina elevací je protažena zhruba ve směru SV-JZ až SSV-JJZ. Menší část pak ve směru S-J. Naopak ve směru sudet-

ském (SZ–JV) je protažena pouze malá část měřených elevací.

Další významnou morfologickou charakteristikou je vzájemný poměr sklonů svahů elevací ležících v s. kvadrantu (SZ–SV, předpokládaná náběžná strana) a sklonů svahů ležících v j. kvadrantu (JV–JZ, předpokládaná sestupná strana) u jednotlivých elevací. Ten je vyjádřen pomocí histogramu na obr. 3. Významné je především vcelku rovnoměrné rozdělení jednotlivých elevací do prvních dvou kategorií (viz diskusi).

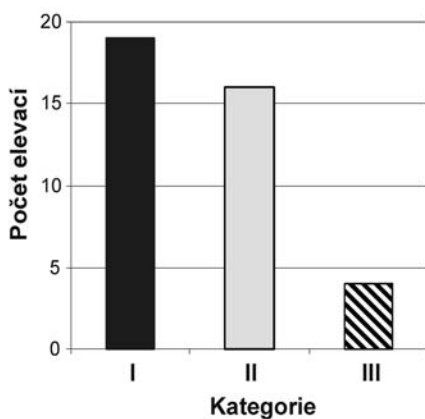
Pro ověření možnosti strukturální predispozice studovaných elevací byla prováděna také měření puklinových

ploch. Na obr. 2b jsou vyznačeny směry puklinových ploch měřených ve studovaném území. I přes poměrně nízký počet měření se velmi výrazně uplatňuje směr SV–JZ, který je charakteristický pro celou širší oblast. Jako poměrně výrazný se jeví též směr S–J, který se sice v regionálním měřítku žulovského batolitu neprojevuje (srovnej s obr. 4), v lokálním měřítku studovaného území však může být velmi významný (viz též Ivan 1983). Za zmínku také stojí nízké zastoupení puklin pro oblast žulovského batolitu jinak velmi typického sudetského směru (SZ–JV). Jako srovnávací data byla použita puklinová měření Štěpančíkové (2005, obr. 4) z velké části žulovského batolitu.



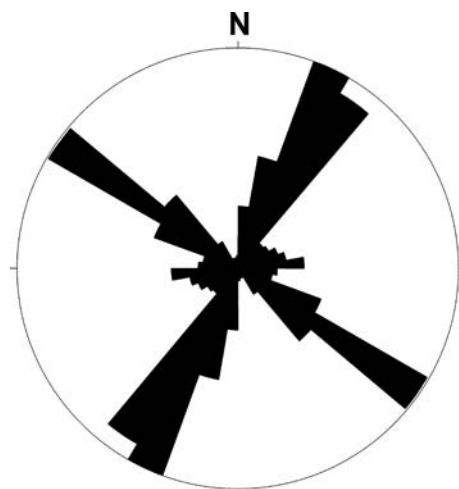
Obr. 2: Růžicový diagram zobrazující směry protažení všech podélných elevací (obr. 2a, 37 měření) a orientaci puklinového systému ve studovaném území (obr. 2b, 43 měření).

Fig. 2: Rose diagram of all elongated elevations orientations (Fig. 2a, 37 readings) and frequency of joint orientation in the study area (Fig. 2b, 43 readings).



Obr. 3: Histogram četností vzájemného poměru sklonů svahů u jednotlivých elevací. Kategorie I zahrnuje elevace se sklonem v s. kvadrantu (SZ–SV, předpokládaná náběžná strana oblíku) menším než je sklon v j. kvadrantu (JV–JZ, předpokládaná sestupná strana oblíku). Kategorie II zahrnuje opačné případy. Kategorie III elevace se shodným sklonem svahů (39 měření).

Fig. 3: Frequency histogram of slope angle quantity for individual elevations. Class I includes elevations with the angle in the northern quadrant (NW–NE, hypothetical stoss-side of roche moutonnée) greater than in the southern quadrant (SE–SW, hypothetical lee-side of roche moutonnée). Class II includes opposite cases. Class III elevations with identical slope dips (39 readings).



Obr. 4: Orientace puklinového systému granitoidů žulovského batolitu, 616 měření (převzato z Štěpančíková 2005).

Fig. 4: Frequency of joint orientation in the Žulová batholith granitoids, 616 readings (adopted from Štěpančíková 2005).

### Diskuze

Předpokládejme nyní, že studované elevace jsou skutečně oblíky, tak jak je uvažováno mnohými autory zmíněnými výše (např. Demek et al. 1964, Pecina et al. 2005). Pak by tyto elevace měly jednoznačně vykazovat výrazné morfologické charakteristiky typické pro definici oblíku. Především pak protažení ve směru postupu ledovce a mírnější náběžnou a strmější sestupnou stranu. Provedená měření (viz obr. 2 a 3) však takovému jednoznačné rysy nepotvrdila.

Soubornější informace o směrech pohybu kontinentálního ledovce v širším území přináší na základě různých metod Gába (1972), Prosová (1981) a Sikorová et al. (2006). Obecně je přijímán převažující směr postupu kontinentálního ledovce od SZ k JV v předpolí Rychlebských hor a Žulovské pahorkatiny. Ten se však mohl výrazně měnit především s ohledem na lokální morfologii terénu od SZ přes S až k SV. Ve studovaném území lze uvažovat nejčastěji S–J směr kopírující preglaciálně založené údolí Vidnavky s výraznější SSZ–JJV složkou. Předpokládané směry postupu kontinentálního ledovce se výrazněji neliší od převažujících strukturních směrů v dané oblasti, i když jisté odlišnosti jsou zde patrné (viz obr. 2). Nicméně srovnáním protažení elevací (obr. 2a) s orientací puklinového systému (obr. 2b) vidíme poměrně významnou závislost protažení podélných elevací s převažujícími směry puklinového systému v oblasti, především pak v nejhornější zastoupeném směru puklinového systému v oblasti (SV–JZ, srovnej s prací Štěpančíková 2005), který nelze pro směr pohybu ledovce v daném území uvažovat díky výrazné morfologické překážce v podobě hřbetu táhnoucího se od Jahodníku po Smolný vrch. Povšimněme si také méně výrazného směru S–J, který je patrný na Obr. 2a zobrazujícím protažení elevací, stejně tak jako na Obr. 2b. Z hlediska celého žulovského batolitu však tento strukturní směr chybí (Štěpančíková 2005, viz též Obr. 4). Velice zajímavá je absence sudetského směru (SZ–JV) v protažení elevací (obr. 2a), což by mohlo částečně podporovat teorii ledovcové geneze studovaných elevací. Srovnáme-li však orientace protažení elevací (obr. 2a) s lokálními puklinovými měřeními (obr. 2b), na kterém se směr SZ–JV též výrazně neprojevuje, je nutno připustit možnou absenci tohoto strukturního směru (SZ–JV) v lokálním měřítku studovaného území, přestože patří v regionálním měřítku celého žulovského batolitu k nejvýraznějším (Štěpančíková 2005).

Průkaznější morfologickou charakteristikou s ohledem na genezi studovaných elevací je v našem případě nepochybně vzájemný poměr sklonů svahů jednotlivých elevací zobrazený na Obr. 3. Vidíme v celku rovnoměrné rozdělení elevací do kategorií I a II (podrobněji viz popis k Obr. 3), svědčící spíše pro strukturní podmínění recentního tvaru studovaných elevací. V případě ledovcové geneze by měla mnohem výraznější převahu kategorie I.

Morfometrická měření proto spíše nasvědčují hypotéze uveřejněné Ivanem (1983), který předpokládá, že elevace ve studované depresi jsou nerovnostmi bazální zvětrávací plochy (etchplénu), které se vyvinuly díky nerovnoměrnému zvětrávání granitu výrazně predisponované-

mu i strukturními podmínkami v tělese batolitu a jejich pozdější ovlivnění deterzní činností kontinentálního ledovce bylo zcela zanedbatelné, popř. vůbec žádné.

V depresi se v celkem hojném množství vyskytují často eolizované eratické balvany relativně velkých rozměrů (běžně 30–80 cm v a-ose), avšak menší klasty zde nelze nalézt. Zajímavé je, že na rozdíl od jiných lokalit v širším regionu zde dominují celistvé typy nordik jako jsou vastervik kvarcity, červené baltské pískovce, a některé porfyry. V širším okolí jsou však v této frakci dominantní granitoidní nordické horniny, které se však ve studovaném území vyskytují pouze ojediněle. To nasvědčuje tomu, že tato oblast byla překryta kontinentálním ledovcem, avšak báze ledovce spočívala na mocných zvětralinách o mocnosti i přes 30 m, které byly odneseny teprve později. Z tohoto hlediska představují nalezené nordické balvany denudační relikty dřívějšího pokryvu glacienních či glaciáluálních sedimentů dokumentovaných v jižním předpolí deprese (viz též Pecina et al. 2005).

Dalším faktem potvrzujícím hypotézu obnažených bazální zvětrávací plochy jsou i nálezy torů (výsky prvních metrů) ve studovaném území. Ty svědčí o značném odnosu zvětralin v období po ústupu posledního zalednění a po druhé etapě aluviální sedimentace v širším území (viz Pecina et al. 2005). Je nutné dodat, že pro odnos zvětralin ze studovaného území teprve po ústupu posledního zalednění a po druhé etapě aluviální sedimentace svědčí též celková geomorfologická pozice studované deprese vůči výše položeným glacienním a aluviálním sedimentům širšího okolí. Z tohoto hlediska a s ohledem na stratigrafické zařazení aluviálních sedimentů v širším území Pecinou et al. (2005) do obou sálských glaciálů lze max. stáří deprese a obnažení jednotlivých elevací stanovit na kataglaciální fázi druhého sálského glaciálu (Saale 2-Warthe, MIS 6), tedy přibližně na 150–160 ka BP. Avšak k tomuto procesu mohlo dojít také kdykoliv během viselského glaciálu až po počátek holocénu.

Budoucí výzkum by se mohl zaměřit na tektonickou historii studovaného území, popř. způsob jakým byl z dnešních depresní oblasti odnesen, v minulosti zřejmě poměrně mocný, zvětralinový plášť.

### Závěr

Na základě terénních měření lze konstatovat, že protažení měřených elevací silně koreluje s přednostními směry puklinového systému v zájmovém území. Studované elevace nevykazují mikro- ani makro-morfologické charakteristiky typické pro deterzní činností modelované granitoidní oblíky. Studované granitoidní elevace tak s největší pravděpodobností tvoří obnažené nerovnosti bazální zvětrávací plochy (etchplénu), které však nebyly dále modelovány deterzní činností kontinentálního ledovce, jak bylo správně interpretováno již Ivanem (1983). Pro označení těchto elevací je možné přijmout termín použitý Demkem et al. (1964) nízká exfoliační klenba nebo elevace bazální zvětrávací plochy, protože dnes běžně užívaný termín oblík (viz práce citované výše) pro označení nízkých granitoidních elevací v. od obce Kobylá nad Vidnavkou je s ohledem na genezi a vývoj těchto tvarů chybný.



*Tento článek vychází z bakalářské práce AV s názvem: Geneze granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit, vypracované v roce 2006 na Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakul- ty Univerzity Karlovy v rámci projektu VaV 1D/1/7/05 Paleogeografická, paleoklimatologická a geochronologická rekonstrukce kontinentálního zalednění Česka řešeného Českou geologickou službou.*

#### Literatura

- Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 1–213, Sursum. Tišnov.
- Czudek, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – 1–238, Moravské zemské muzeum. Brno.
- Demek, J. (1976): Pleistocene continental glaciation and its effects on the relief of the northeastern part of the Bohemian Highlands. – *Studia Societatis Scientiarum Torunensis* 8, sectio C (Geographica et Geologia), Nr. 4–6, 63–74.
- Demek, J. – Marvan, P. – Panoš, V. – Raušer, J. (1964): Formy zvětrávání a odnosu žuly a jejich závislost na podnebí. – *Rozpravy ČSAV, řada mat.-přír.* 74, 9, 1–59.
- Gába, Z. (1972): Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – *Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci*, 155, 23–28.
- Glasser, N.F. – Bennett, M.R. (2004): Glacial erosional landforms: Origins and significance for palaeoglaciology. – *Progress in Physical Geography*, 28, 1, 43–75.
- Grünnerová, E. (1973): Žulovský pluton. – *Závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu*. – MS, Geol. průzkum. Zlaté Hory.
- Hall, A.M. – Phillips, W.M. (2006): Glacial modification of granite tors in the Cairngorms, Scotland. – *Journal of Quaternary Science*, 21, 8, 811–830.
- Ivan, A. (1965): Zpráva o výzkumu kryoplanáčnických teras v severozápadní části Rychlebských hor. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 7 (146–B), 1–3.
- Ivan, A. (1983): Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. – *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 20, 4, 49–69.
- Johansson, M. – Olvmo, M. – Lidmar-Bergström, K. (2001): Inherited landforms and glacial impact of different palaeosurfaces in Southern Sweden. – *Geografiska Annaler*, A83, 1–2, 67–89.
- Jüttner, K. (1912): Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österr.–Schlesien. – *Zeitschrift des Mährischen Landesmuseums*, 12, 2, 191–265.
- Lidmar-Bergström, K. (1997): A long-term perspective on glacial erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 3, 297–306.
- Lindstrom, E. (1988): Are roches moutonnees mainly preglacial forms? – *Geografiska Annaler*, A70, 323–331.
- Macoun, J. – Šibrava, V. – Tyráček, J. – Knebllová-Vodičková, V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – *Nakladatelství ČSAV. Praha.*
- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Regionální geologie ČSSR I, Český masív. – 1–380, Praha.
- Olvmo, M. – Johansson, M. (2002): The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 3, 251–268.
- Pecina, V. – Čurda, J. – Hanáček, M. – Kočandrl, J. – Nývlt, D. – Opletal, M. – Skácelová, D. – Skácelová, Z. – Večeřa, Z. – Žáček, V. (2005): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000, list 14–221 Žulová. – MS ČGS Praha.
- Prosová, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. – *Acta Universitatis Carolinae–Geologica*, 25, 265–294.
- Sikorová, J. – Višek, J. – Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- Štěpančíková, P. (2005): Selected analyses of the morphostructure of the NE part of the Rychlebské hory Mts. (Czech Republic). – *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2, 1 (137), 59–67.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post-orogenic, fractionated ilmenite – allanite I-type granite. – *Journal of the Czech Geological Society*, 47, 1–2, 35–44.



**MEZOZOIKUM**

***MESOZOIC***

## VZTAH PALYNOFACIÍ A IZOTOPU $^{13}\text{C}$ V SEDIMENTECH KŘÍDY SLEZSKÉ JEDNOTKY

Cretaceous palynofacies and isotopes  $^{13}\text{C}$  in the Silesian unit

Petr Skupien

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

25-22 Frýdek-Místek

*Key words:* Silesian Unit, Cretaceous, Corg, carbonate isotopes, palynofacies

### Abstract

Monotonous, grey to dark grey, mostly pelitic Lower Cretaceous deposits of the Silesian Unit are usually considered to be deposits of a dysoxic to anoxic environment. During the Cenomanian the sedimentation was changed to oxic one. The stratigraphic record of organic carbon isotopic composition has been correlated to the carbonate carbon isotope record from Europe. Organic carbon isotope values display a negative shift through the Upper Albian to Cenomanian. Negative excursion in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  value suggested warmer and more humid climates in the Cenomanian than in the Late Albian.

### Úvod

Sedimenty křídý slezské jednotky Vnějších Západních Karpat ve značné míře reprezentují peltickou turbiditní sedimentaci. Převládají tmavošedě zbarvené prachovité jílovce, které někdy reprezentují sedimentaci spojenou s globálními anoxickými eventy (Skoček – Valečka 1991, Kratochvílová et al. 2003, Skupien 2006). Tmavošedě zbarvení je zde všeobecně pokládáno za důsledek dlouhodobého disoxického až anoxického prostředí. Za indicii anoxie bývá považován obsah organického uhlíku vyšší než 2,5 %. Záznam obsahu organického uhlíku v sedimentech je nutno porovnat s mikroskopickým pozorováním organické hmoty. Takto lze určit, zda se jedná o primární produktivitu mořské vody anebo redepozici z kontinentu. Studium těchto hornin dokumentuje přímou spojitost mezi vlastnostmi hornin a globálními geologickými procesy. Zvýšené koncentrace organického uhlíku jsou spojovány též s termínem C-izotopové eventy. Vztah izotopického složení (poměr izotopů  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , tj. těžšího izotopu k lehčímu) obsažené organické hmoty odráží globální změny uhlíkového cyklu, které jsou reakcí na klimatické změny na Zemi. Hasegawa (2003) uvádí, že izotopické složení organické hmoty může odrážet změny  $\text{CO}_2$  v systému oceán – atmosféra.

### Materiál

Studovaný profil se nachází na Bystrém potoce v údolí mezi Noříčí horou a Velkou Stolovou, jv. od Frenštátu p. R. Profil reprezentuje mocnost 1200 m. Začíná v hradištském souvrství a téměř bez přerušení pokračuje do godulského souvrství. Vyšší část profilu, od nejvyšší části lhoteckého souvrství po spodní oddíl godulského souvrství, byla podrobně dokumentována Skupienem a Vašíčkem (2003). Stratigraficky dokumentovaná část odpovídá svrchnímu albu až campanu, kde nastupuje

mocné pásmo písčitého flyše. Pro potřeby studia organické hmoty byly odebrány vzorky ve spodní části profilu reprezentujícího závěr sedimentace „černé“ křídý během svrchního albu až cenomanu.

Dokumentace profilu začíná ve svrchní části lhoteckého souvrství. Zachycuje nejvyšší část uvedeného souvrství o mocnosti 15 m (vzorky BSP v tab. 1). Reprezentuje ho soubor převážně šedě zbarvených, chondriticky skvrnitých jílovců až prachovců. Základním horninovým typem jsou šedé, tmavěji šedě skvrnité, nevápnité jílovce obvykle v mocnosti několik cm až 10 cm. Podřízeně mohou být doprovázeny tmavošedými nevápnitými jílovcí. Jílovce se střídají s jen několika cm mocnými polohami šedých, jemnozrnných, slabě vápnitých drobových pískovců anebo tmavošedých vápenců s jílovitou příměsí. Podle dinoflagelát a foraminifer patří tyto sedimenty do svrchního albu. V nejvyšší části vrstevního sledu lhoteckého souvrství původně skvrnité jílovce nabývají světlejšího odstínu a ztrácejí skvrnitost.

Závěrečná část lhoteckého souvrství je reprezentována světle šedými jílovcí o mocnosti 10,7 m. Charakteristická je převaha nevápnitých, světle šedých, v čerstvém stavu nazelenalých jílovců. Světlé jílovce jsou prokládány občasnými polohami tmavošedých jílovců až prachovců o mocnostech od 1 cm po 20 cm (místa odběru vzorků CBS, tab. 1). Podle dinoflagelát se jedná o spodní až nižší část středního cenomanu.

První výskyt červeně zbarvených jílovců (vzorek CBS13) vyznačuje počátek mazáckého souvrství. Ve spodní části souvrství dominují nevápnité jílovce červené barvy, které se střídají se zelenošedými jílovcí. Jedná se již o sedimentaci v oxickém prostředí. Mazácké souvrství patří podle dinoflagelát svrchnímu cenomanu až spodnímu coniakmu.

vzorek	litologie	metry	TOC	$\delta^{13}C_{ogr}$	černé částice	hnědé částice	pyly a spory	bisakátní pyly	dinoflageláta
			(%)	(‰)					
CBS13	červený jílovec	25,9	0,04	-26,6	bez org. hmoty				
CBS12	tmavošedý prachovec	25,8	3,59	-26,3	66	26	0	0	7
CBS11	tmavošedý prachovec	25,3	2,58	-26,4	28	49	0	13	10
CBS10	tmavošedý prachovec	25,2	1,75	-25,5	4	73	0	20	3
CBS9	tmavošedý prachovec	23,1	0,73	-25,4	14	77	2	2	4
CBS8	tmavošedý prachovec se zbytky ryb	21,1	3,28	-26,2	28	54	1	8	10
CBS7	tmavošedý prachovec	19	1,98	-26,2	63	19	0	1	13
CBS6	tmavošedý prachovec	17,5		-26,2	51	35	2	4	9
CBS5	tmavošedý prachovec	16,5	0,88	-26,8	52	37	0	0	11
CBS4	tmavošedý prachovec se zbytky ryb	15,9	3,33	-24,2	75	4	0	1	20
CBS2	tmavošedý prachovec	15,2	0,5	-25,2	90	10	0	0	0
CBS1	tmavošedý prachovec	15	1,94	-26,7	27	37	1	2	33
BSP14	šedý skvrnitý jílovec	13,4	0,49	-20,94	71	11	2	0	16
BSP11	šedý skvrnitý jílovec	9,5	0,5	-21,9	71	3	1	0	26
BSP9	šedý skvrnitý jílovec	5,3	0,51	-24,37	80	3	0	0	17
BSP4	šedý skvrnitý jílovec	3,7	0,62	-22,05	70	0	1	0	30
BSP3	šedý skvrnitý jílovec	2,5	0,73	-19,55	52	10	1	2	35

Tab. 1: Obsahy a izotopové složení organického uhlíku a palynofacie lhotického souvrství.

Tab. 1: Organic carbon content,  $\delta^{13}C_{org}$  and palynofacies of the Lhoty Formation.

### Dosažené výsledky a diskuze

U odebraných vzorků byl určen obsah organického uhlíku (TOC), poměr izotopů C v organické hmotě ( $\delta^{13}C$ ) a složení palynofacie (tab. 1). V palynofaciích je rozlišován obsah částic černé barvy (amorfní a hranaté částice terestrického původu), částic hnědé barvy (? kutikuly rostlin), pylů a spor. Samostatně byla vyčleněna bisakátní pylová zrna a dinoflageláta.

Vysoké obsahy organického uhlíku se objevují v černých horizontech nejvyšší části lhotického souvrství cenomanského stáří. Uvedené hodnoty pravděpodobně odpovídají lokálním anoxickým eventům mezi OAE1d (nejvyšší alb) a OAE2 (hranice cenoman/turon). Jen pro doplnění je nutno uvést, že přítomnost OAE2 se prozatím na studovaném profilu nepodařilo prokázat. Sedimentace v nadloží náleží pestře zbarvenému mazáckému souvrství a černě zbarvené jílovce typické pro anoxickou sedimentaci nebyly zjištěny. Podle dosavadních poznatků je sedimentace spjatá s OAE2 zastřena náhlým nástupem mocných turbiditů s až 0,5 m mocnými polohami pískovců. Při dosavadním terénním výzkumu byl výskyt OAE2 v oblasti Vnějších Karpat sledován v kelčském vývoji slezské jednotky, v jednotce račanské a jednotce bělokarpatské.

Studovaný organický materiál je převážně terestrického původu. Hodnoty izotopů  $\delta^{13}C_{org}$  se pohybují v rozmezí -21,9 až -26,8 ‰, což je srovnatelné s poznatků u dnešních rostlin. Změnu izotopického složení organického C je možno v hrubých rysech korelovat se standardní křivkou izotopu karbonátového uhlíku  $\delta^{13}C_{carb}$  (Jarvis et al. 2006). Mnohem lépe trend změny izotopického složení organického uhlíku odpovídá křivce publikované

Hasegavou (2003) pro terestrický organický uhlík v Asii. Je možno sledovat výraznou změnu z hodnot pozitivních v albu k negativním hodnotám v cenomanu (až -26,8 ‰). Tato změna nastala zároveň s poklesem hladiny, kterou dokládá vyšší zastoupení pylových zrn a rovněž nižší zastoupení černých částic. Jejich bohatý výskyt je vázán na hlubší oceán, což je dáno jejich vyšší pravděpodobností k zachování. Podle Hasegawy (2003) je tento negativní trend v cenomanu ovlivněn klimatickou změnou (podle něj lokální) k teplejším a humidnějším podmínkám, které podmiňují rozvoj flóry. Tím se rovněž zvyšuje recyklace  $CO_2$ . Tato výrazná klimatická změna nastává současně se změnou sedimentárního záznamu, a to přechodem anoxické sedimentace v oxickou s pestře zbarvenými jílovcí. První orientační výsledky ukazují, že v nadloží (v úseku 59–80 m mocnosti profilu), které již náleží spodnímu turonu hodnoty stoupají na -24 až -24,5 ‰.

### Závěr

Výrazná změna sedimentace nejvyšší části lhotického souvrství je zřetelná nejen v litologickém záznamu, ale rovněž v záznamu  $\delta^{13}C_{org}$ , který se posouvá do negativních hodnot. V porovnání s albem lze v průběhu cenomanu předpokládat teplé a humidnější klima spojené se stoupajícím podílem  $CO_2$ . Poté náhle dochází k nástupu sedimentace pestře zbarvených jílovců spojených s výrazně prokysličeným prostředím.

### Poděkování

Práce na výzkumu během roku 2006 byly realizovány v rámci vědeckého záměru MSM 61989100 19 DeCOx procesy.

**Literatura**

- Hasegawa, T. (2003): Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric pCO<sub>2</sub>-induced climate. – Journ. As. Earth Sci., 21, 849–859.
- Jarvis, I. – Gale, A. S. – Jenkyns, H. C. – Pearce, M. A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes. – Geol. Magazine, 143, 561–608. London.
- Kratochvílová, L. – Dolejšová, M. – Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Obsahy organického uhlíku v nejvyšší části hradišského souvrství a ve veřovickém souvrství (svrchní apt, vnější Západní Karpaty, Česká republika). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – TU, Ř. horn.-geol., monografie 8, 53–64. Ostrava.
- Skoček, V. – Valečka, J. (1991): Litoeventy v křídě Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Čas. Mineral. Geol., 36, 17–28. Praha.
- Skupien, P. (2006): Obsahy organického uhlíku a palynofacie spodní křídý slezské jednotky. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2005, 48–52. Praha.
- Skupien, P. – Vašíček, Z. (2003): Litostratigrafické a a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka vnějších Západních Karpat). – Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – TU, Ř. horn.-geol., monografie 8, 64–94. Ostrava.

**PALEOZOIKUM**

***PALEOZOIC***

## DEPOZIČNÍ PROSTŘEDÍ A PROVENIENCE SPODNOPALEOZOICKÝCH KLASTIK VE VRTU MĚNÍN-1, JJZ. OD BRNA

Depositional environment and provenance of Lower Palaeozoic clastics in the Měnin-1 borehole, SSE of Brno

David Buriánek<sup>1</sup>, Helena Gilíková<sup>1</sup>, Slavomír Nehyba<sup>2</sup>, Jiří Otava<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: burianek@cgu.cz, gilikova@cgu.cz, otava@cgu.cz

<sup>2</sup> Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 658 00 Brno; e-mail: slavek@sci.muni.cz

(24-32 Brno)

**Key words:** siliciclastics, sedimentary environments, heavy minerals, sediment provenance, Cambrian, Devonian, Southern Moravia

### Abstract

An unusual, more than 1.7 km thick successions of Paleozoic siliciclastic strata were drilled in an intermittently cored Měnin-1 borehole in 1973. The boundary between the Cambrian and Devonian siliciclastics has recently been localized at the drilling depth of 473 m, i.e. only 70 m below the base of the limestones. Several facies that identify similar depositional environments were found both in the numerous Cambrian sedimentary fills and thin Devonian siliciclastics. There were repeated changes between the terrestrial and shallow marine conditions, but the prevailing volumes of these siliciclastics were probably deposited in environments of braided deltas. The chemical compositions of detrital garnets and tourmalines sampled from both the Cambrian and Devonian sediments identify a similar material sources. Metasediments, mainly gneisses and schists as the main source rocks, were identified for the oldest parts of the Lower Cambrian stratal succession. Higher in these successions, a gradual decrease of granitoids in the Lower Cambrian source rocks was proved. Above the major, Lower Cambrian–Middle Devonian hiatus, the composition of translucent heavy mineral assemblage is strongly affected by redeposition from older sediments.

### Úvod

Na východním okraji Českého masivu se přímo v nadloží brunovistulika nacházejí červenohnědé, ojedinělé šedé až zelené, převážně křemenné siliciklastické sedimenty. Na základě studia macerátů z šedozelených laminovaných a masivních jílovitých prachovců se podařilo doložit spodnokambrické stáří značné části klastických sedimentů (Jachowicz – Přichystal 1997, Fatka – Vavrdová 1998, Vavrdová – Bek 2001, Vavrdová et al. 2003). Sedimenty spodního až středního devonu tvoří pokryv o mocnosti zpravidla jen několika desítek metrů, což je v rozporu s dřívějšími představami (např. Skoček 1980, Zupalová et al. 1981). Dosud je znám pouze jeden vrt (Měnin-1), ve kterém jsou dobře doložena jak kambrická tak i devonská stáří sedimentů a je přitom dobře definována jejich hranice (hl. 473 m; Purkyňová et al. 2004). Z tohoto důvodu jsou horninová jádra z tohoto vrtu vhodným objektem pro porovnání depozičního prostředí, provenience klastického materiálu a celkového vývoje ve spodním kambriu a na počátku středního devonu.

### Metodika

Na základě litologie a strukturních znaků byly klastické sedimenty vrtu Měnin-1, spodnokambrické i devonské, navrtané pod eifel-givetskými vápenci (Zupalová et al. 1981), rozděleny do několika litofacií (podle Mialla 1996). Pro detailnější mineralogické studium byly odebrány dva vzorky ze spodnokambrické části vrtu, a to z hloubkových intervalů 2039–2042 m (vzorek námi označený jako I)

a 1370–1370,5 m (vzorek II). Z devonské části, bezprostředně nad dlouhým hiátem, byl odebrán vzorek z hloubkového intervalu 468–473 m (vzorek III). V těchto vzorcích byly studovány asociace průsvitných těžkých minerálů (TM). Při jejich vyhodnocení byly použity indexy ATi (100× počet zrn apatitu/počet zrn apatitu a turmalínu) a GZi (100× počet zrn granátu/počet zrn granátu a zirkonu). Tyto indexy mají minimalizovat hydrodynamické a diagenetické efekty, které mají vliv na složení spektra těžkých minerálů ze zdrojových hornin během sedimentace a diagenese (Morton – Hallsworth 1994). Některé z TM byly dále analyzovány pomocí elektronové mikrosondy Cameca Camebax SX 100 (operátor R. Čopjaková, P. Sulovský). Kromě našich dat byly při přípravě diagramu použity již dříve publikované analýzy (Čopjaková 2001, Leichmann 1996, Vallová 2005).

### Sedimentologie a depoziční prostředí

Ve vrtném profilu, tvořeném ca z 95 % mocnosti spodnokambrickými sedimenty, jsou procentuálně nejvíce zastoupeny pískovce. Jílovce a prachovce jsou zde většinou přítomny jen jako drobné vložky nepřesahující obvykle mocnost několika decimetrů. Slepence jsou přítomny pouze ve spodní a střední části kambrického vrtného profilu a neprůběžně v celé mocnosti v devonské části vrtu. S pomocí Markovova pravidla (Krumbein – Dacey 1969, Harper 1984) jsme se pokusili zjistit případnou vertikální organizaci facií studovaných sedimentů a na jejich základě interpretovat depoziční prostředí.



V kambrické části vrtného profilu (hloubkový interval 473–2100 m) byly zjištěny tyto facie: drobnozrnný masivní křemenný slepenec (Gm), drobnozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný slepenec malé škály (Gp), masivní středno-hrubozrnný křemenný pískovec až arkóza (Sm), středno-hrubozrnný planárně (ojedinele výmolově) šikmo zvrstvený křemenný pískovec až arkóza malé škály (Sp), jemno-hrubozrnné horizontálně zvrstvené pískovce (Sh) a jílovce (Fh). Kromě výše jmenovaných facií byly v několika vrtných jádrech nalezeny stopy po vrtavých organismech: facie Sb v pískovcích a Fb v jílovcích (srovnej Miall 1996, Bridge 2003).

V devonské části vrtného profilu (materiál z hloubek 403–473 m) je počet zastoupených facií menší, byly zjištěny facie Gm, Sm, Sh, Fh, Sb a Fb. Převládají zde vyzrálé křemenné pískovce a slepence. Míra zaoblení klastů a vytřídění sedimentu jsou v průměru vyšší než je tomu u spodnokambrických sedimentů.

Faciální asociace Gm-Sm lze nejspíše spojovat se sedimentací v rámci aluviálního kužele, případně může tvořit jádra valů v rámci hrubozrnného vodního toku (Miall 1996, Bridge 2003, Rust 1984, Ramos – Sopena 1983). Jako produkty depozice hrubozrnného vodního toku (divočící řeka?) lze interpretovat faciální asociaci Gp-Sp, konkrétně se sedimentací v rámci podélných a příčných valů. Lze je však spojovat také s tendencí ke „kanalování“ typickou pro distální části aluviálního kužele. Výskyty facie Sh v asociaci se sedimenty aluviálního kužele a hrubozrnného toku ukazují na periodickou existenci depozice z vyššího proudového režimu a také tendenci k případnému „přelití“ možných koryt. Tyto procesy mohly být „sezóně/klimaticky“ řízené. Pokud připustíme interpretaci depozičního prostředí jako aluviálního kužele, potom lze tyto procesy očekávat spíše v jeho distální (případně mediální) části.

S klidnější sedimentací „mimo koryta“ a vertikální agradací lze s určitou výhradou (srovnej Wright) spojovat jemnozrnnější sedimenty facie Fh (přelivové sedimenty/“overbank“). Na odlišné podmínky depozice ukazují litofacie se zřetelnou biogenní aktivitou, tj., Fb a Sb. Bioturbované sedimenty jsou zde takového typu, že je lze vesměs považovat za jednoznačný doklad marinního, nebo alespoň brakického prostředí.

Střídání facií Fb a Sb s faciemi Fh a Sh ukazují na opakující se změny prostředí od terestrického po březní a mělkovodní mořské (srovnej též Mikuláš – Nehyba 2001, Vavrdová et al. 2003). Za této situace se jako východisko určitě nabízí úvaha o depozici v rámci hrubozrnných

Symbol	Název	Složení, textura
Fh	proměnlivé zastoupení jílovců, prachovců a jemnozrnných pískovců	pouze několik cm mocné vrstvy, tvoří drobné laminy, čočky a mázdry, ojedinele šikmé zvrstvení malé škály
Fb	bioturbované jílovce, prachovce	chodbičky po bioturbaci často přecházejí do podložního pískovce litofacie Sb
Sh	jemno až střednozrnné horizontálně zvrstvené křemenné až arkózo-vité pískovce až arkózy	zrnitostně špatně vytříděný, střední opracovanost klastických úlomků, vrstevnatost zvyrazňují drobné laminy jemnějšího sedimentu
Sb	bioturbované jemno–střednozrnné křemenné, arkózo-vité pískovce až arkózy	chodbičky po bioturbaci často přecházejí z nadložních jílovců
Sp	jemno–střednozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný pískovec, arkózo-vý pískovec a arkóza	planární zvrstvení malé škály, zrnitostně špatně vytříděný, místy pozitivní gradační zvrstvení
St	střednozrnný až hrubozrnný výmolově šikmo zvrstvený křemenný až arkózo-vitý pískovec a arkóza	špatně zrnitostně vytříděný, zastupuje se s facií Sp
Sm	masivní jemno až hrubozrnný křemenný pískovec až arkózo-vý pískovec	špatně zrnitostně vytříděný, místy volně roztroušené valounky křemene, ojedinele pozitivní gradační zvrstvení
Gp	drobno–střednozrnný planárně šikmo zvrstvený křemenný až arkózo-vitý slepenec s podpůrnou strukturou středně–hrubě zrnité písčité matrix	pouze ve střední části profilu, zrnitostně špatně vytříděný, stupeň opracování valounů variabilní, často plynulý přechod do Sp
Gm	masivní drobno až střednozrnný křemenný slepenec s podpůrnou strukturou středno–hrubozrnné písčité matrix	pouze ve spodní části vrtu, zrnitostně špatně vytříděný, stupeň opracování klastů variabilní, ojedinele pozitivní nebo inverzní gradační zvrstvení

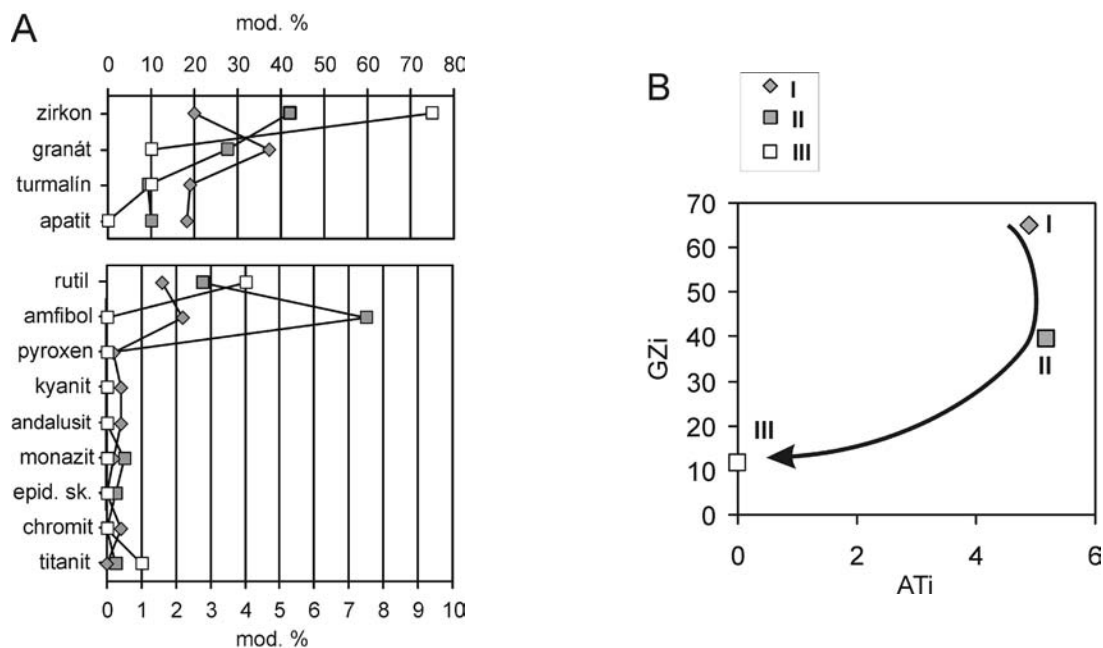
Tab. 1: Přehled litofacií ve vrtu Měnín-1.

Tab.1: List of lithofacies in the Měnín-1 borehole.

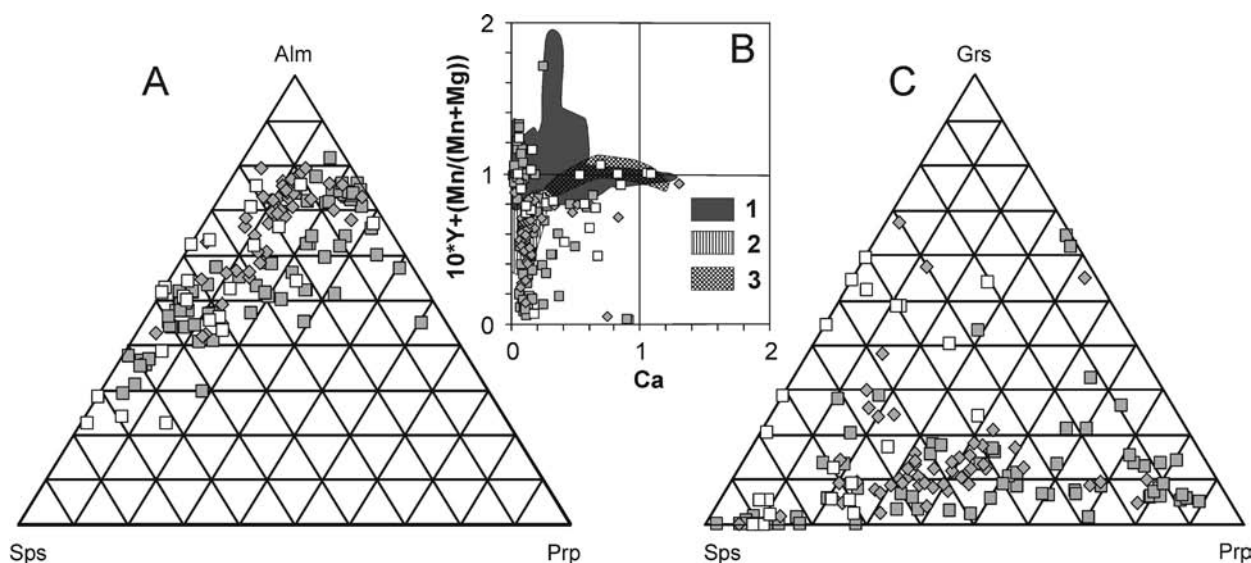
delt. Vzhledem k dosavadní absenci zjištění sedimentů se šikmým zvrstvením velké škály („foresety“) lze zde dále a přesněji uvažovat o sedimentaci v rámci tzv. divočící delty (srovnej Postma 1990).

### Těžké minerály

Ze studia průsvitných těžkých minerálů se zjistilo, že ve všech třech studovaných vzorcích z vrtu Měnín-1 dominují stabilní a ultrastabilní těžké minerály (obr. 1): zirkon (20–75 mod. %), granát (10–37 mod. %), turmalín (9–19 mod. %) a apatit (0–18 mod. %). Ostatní minerály jsou zastoupeny do 10 mod. % (amfibol, rutil, pyroxen, kyanit, andalusit, monazit, minerály epidotové skupiny, chromit, titanit). Obsahy zirkonu, rutilu a titanitu směrem do mladších částí sedimentárního profilu rostou a naopak klesají obsahy granátu a apatitu. Tyto změny odráží diagram GZi – ATi (Morton – Hallsworth 1994), který poměrně dobře zobrazuje změny v petrografické náplni snosové oblasti. Avšak Morton – Hallsworth (1999) upozorňují, že index ATi se může snižovat během zvětrávání a GZi během pohřbení a diagenese (v důsledku rozpouštění granátu). Protože GZi je nejvyšší v sedimentech s nejhlubším pohřbením předpokládáme, že tento index nebyl diagenetickým rozpouštěním granátu výrazně ovlivněn. Těžké minerály ze vzorku devonského stáří (III) vykazují poněkud vyšší stupeň opracování zrn než je tomu u dalších dvou vzorků (I a II).



Obr. 1: Diagramy zobrazující zastoupení těžkých minerálů: (A) obsah těžkých minerálů v mod. %, (B) poměr ATi a GZi (I – spodnokambřícký pískovec /2039–2042 m/, II – spodnokambřícký pískovec /1370–1370,5 m/, III – střednědevonský pískovec /468–471,9 m/).  
 Fig. 1: Binary plots of heavy minerals: (A) content of heavy minerals in modal %, (B) ratios ATi and GZi (I – Lower Cambrian sandstone /2039–2042 m/, II – Lower Cambrian sandstone /1370–1370,5 m /, III – Middle Devonian sandstone /468–471,9 m /).



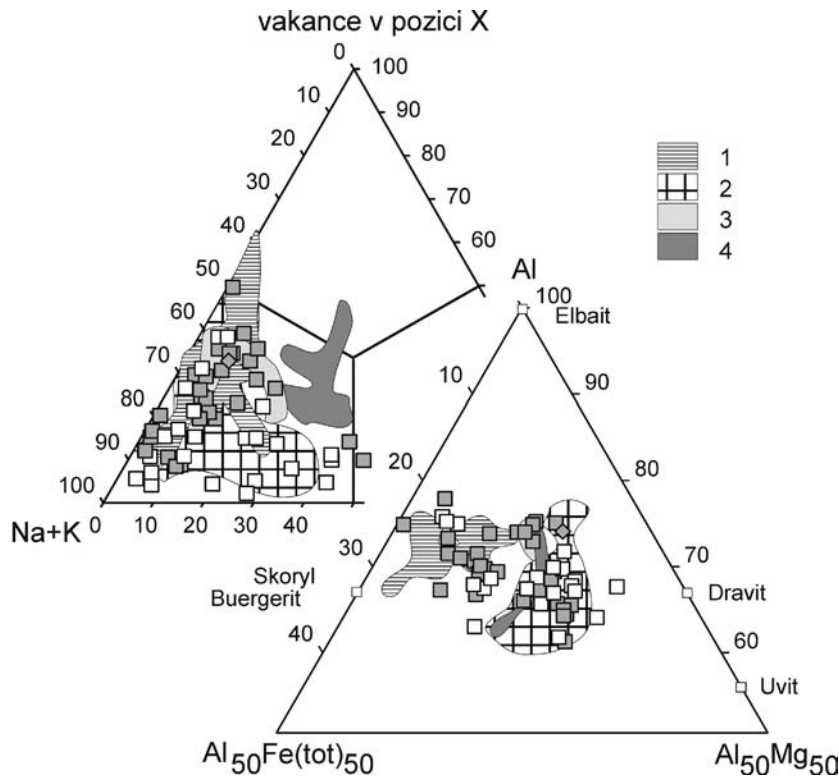
Obr. 2: Trojúhelníkové a binární diagramy pro granáty z pískovců: (A) Sps-Alm-Prp, (B)  $10 \times Y + (Mn / (Mn + Mg))$  and Ca (apfu) (1 – granitoidy a pegmatity brunovistulika, 2 – ruly a migmatity brunovistulika, 3 – ryolity brněnský masiv), (C) Sps-Grs-Prp, stejné symboly jako na obr. 1.  
 Fig. 2: Ternary and binary plots for garnets from sandstones: (A) Sps-Alm-Prp, (B)  $10 \times Y + (Mn / (Mn + Mg))$  and Ca (apfu) (1 – granitoids and pegmatites from the Brunovistulicum, 2 – gneiss and migmatites from the Brunovistulicum, 3 – rhyolites from the Brno massif), (C) Sps-Grs-Prp, symbols as in Fig. 1.

Tuto skutečnost potvrdilo také studium povrchu klastických zrn zirkonu, kde je větší počet oválných a nepravidelných tvarů v devonském vzorku (75 %) než ve vzorcích kambrického stáří (45–60 %).

Rozdíly byly zaznamenány i v chemickém složení granátů a turmalínů. Mezi granáty nejnižší odebraného vzorku (I; obr. 2) značně převažují zrna s vysokým obsahem almandinové komponenty ( $Alm_{52-77}$ ), těch je 87 %. Druhou nejvýraznější komponentou je Sps (vzácně dosahující

až 53 mol. %). Většina granátů má zde obsahy pyropové komponenty nízké, pod 20 mol. %. Také obsahy Grs komponenty jsou nízké. Pouze 5 % granátů má obsahy této komponenty mezi 20 až 42 mol. %. Ze vzorku bylo analyzováno pouze jedno zrna turmalínu, a to svým chemickým složením odpovídá hliníkem bohatému dravitu.

Granáty ve druhém vzorku (II) vykazují už poněkud větší rozptýl chemického složení. Granáty s převahou almandinové komponenty ( $Alm_{50-80}$ ) zde tvoří 47 % zrn



Obr. 3: Trojúhelníkové diagramy pro turmalín z pískovců: Fe–Mg–Al a Na+K–Ca–X–□, (1 – rhyolity brněnský masiv, 2 – metabazitová zóna, 3 – pegmatity brunovistulika, 4 – ruly brunovistulika); stejné symboly jako na obr. 1.

Fig. 3: Ternary plots for tourmalines from sandstones: Fe–Mg–Al and Na+K–Ca–X–□, (1 – rhyolites from the Brno massif, 2 – metabasite zone, 3 – pegmatites from the Bruno-vistulicum, 4 – gneiss and migmatites from the Brunovistulicum), symbols as in Fig. 1.

ve studovaném vzorku průsvitných TM. Granáty s vyšším obsahem Grs komponenty jsou vzácné (maximálně do Grs<sub>29</sub>). Obsahy Sps komponenty v rozmezí mezi 30–65 mol. % má 44 % analyzovaných zrn. Podstatně méně jsou zde zastoupeny granáty s vyššími obsahy Prp, až 49 mol. %. Většina analyzovaných zrn turmalínu odpovídá skoryl-dravitu až hliníkem bohatému skoryl-dravitu (obr. 3). V pozici X převažuje sodík. Podle klasifikace Henry – Guidotti (1985) má většina zrn chemické složení odpovídající turmalínům z Li chudých pegmatitů a aplitů a také Al bohatých nebo chudých metapelitů.

Granáty ze vzorku střednědevonského stáří (III) se od předchozích dvou poněkud liší. Zrna s převahou almandinové komponenty jsou zde ve vzorku zastoupena pouze 35 %, zatím co granáty s obsahem Sps komponenty mezi 30–68 mol. % tvoří 60 % studovaných zrn. Granáty s Grs<sub>10-36</sub> jsou zastoupeny v množství zhruba 50 % studovaných zrn granátů. Turmalíny se svým chemickým složením příliš neliší od turmalínů z předchozího vzorku (II).

**Diskuze a závěr**

Z litofaciálního rozboru převažující spodnokambrické a tenké středodevonské části vrstevního sledu vyplývá, že sedimentace v obou celcích probíhala ve velmi podobných sedimentačních podmínkách a to i přesto, že jsou odděleny velice dlouhým hiátem (více než 110 milionů let). Přítomnost hrubozrnných sedimentů, jemnozrnnějších sedimentů s kombinací s bioturovanými sedimenty

a absence šikmého zvrstvení velké škály ukazují na to, že sedimentace pravděpodobně probíhala v prostředí divočicích delt (srovnej Postma 1990). Depoziční systém citlivě reagoval na relativní změny hladiny, které mohly být spojeny s autocyklickými i allocyklickými procesy. Absence souvislejšího rostlinného pokryvu a možný (nikoliv nutně) výraznější reliéf představovaly vhodné podmínky pro rychlý transport velkého množství sedimentu z terestrického do marinního prostředí. Laterální migrace typická pro hrubozrnné aluviálně-fluviální depoziční systémy spojená se sníženým množstvím dodávaného materiálu a rychlostí jeho depozice mohla podmínit vznik „kolonizačních oken“ projevujících se bioturbací sedimentů v marinních podmínkách.

Chemické složení granátů a turmalínů ze studovaných vzorků bylo srovnáno s analýzami minerálů z povrchových výchozů brněnského masivu. Na základě těchto dat se domníváme, že potenciálním, avšak ne nutně jediným zdrojem byly horniny jednotek brunovistulika.

Tento výsledek dobře koresponduje s tím, že tato klastika přímo leží na horninách brunovistulika. Granáty ve všech třech studovaných vzorcích můžeme většinou označit jako almandin – spessartinové. Při podrobnějším studiu však zjistíme určité odlišnosti mezi jednotlivými vzorky, které můžeme vysvětlit změnami horninové náplně ve snosové oblasti.

**Ve vzorku I** naprosto dominují almandinové granáty, které svým chemickým složením odpovídají granátům z rul pláště brněnského masivu. Výrazné zastoupení metasedimentů ve zdrojových horninách také naznačuje přítomnost alumosilikátů mezi těžkými minerály (Ky, And).

**Granáty ze vzorku II** jsou svým chemickým složením podstatně diverzifikovanější. Opět jsou zde výrazně zastoupeny granáty podobné granátům z rul v plášti brněnského masivu. Začínají se zde však hojněji objevovat granáty, které patrně pocházejí z granitoidů brunovistulika (obr. 2b). Vzrostlo také zastoupení granátů, jejichž chemické složení neodpovídá ani jedné ze srovnávacích skupin. Tento závěr potvrzuje vyšší zastoupení amfibolu oproti předchozímu vzorku. Amfibol je běžným minerálem celé řady granitoidů v brunovistuliku, avšak velmi hojný je také v metabazitové zóně brněnského masivu a vyskytuje se zde i v některých metamorfovaných horninách.

**Vzorek III**, střednědevonské stáří, obsahoval ve srovnání s předchozími vzorky nejméně granátů. Jejich chemické složení je poněkud odlišné od dvou předcházejících vzorků. V malém množství jsou zastoupeny

granáty, které patrně pocházejí z metamorfovaných a vyvřelých hornin brunovistulika. Navíc se zde objevují granáty, jejichž chemické složení odpovídá chemickému složení granátu z ryolitů. Dále je zde nezanedbatelná skupina granátů s chemickým složením neodpovídajícím žádnému ze srovnávacích skupin. Při interpretaci tohoto vzorku musíme ovšem přihlídnout k vyššímu opracování klastů a k petrografii těchto z částí recyklovaných sedimentů. Na složení pískovců se zde průkazně podílejí i starší sedimenty. Zvětrání a resedimentaci starších kambrických klastik naznačuje též, mimo jiné, nízký index ATi a vyšší vyžralost asociace těžkých minerálů (např. nepřítomnost amfibolu).

Poněkud jiný obraz poskytlo studium turmalínů. Z nejstaršího vzorku se podařilo získat pouze jednu analýzu. Chemické složení tohoto turmalínu odpovídá turmalínu z hydrotermálních žil. Druhý vzorek kambrického stáří obsahuje zrna, která se svým chemickým složením podobají turmalínům z hydrotermálních žil a ryolitových žil v metabazitové zóně. Vzácně také odpovídají chemickému složení turmalínů z pegmatitů. Ve studovaném vzorku však chybějí turmalíny, které by odpovídaly turmalínům z rul metamorfního pláště brněnského masivu. Prozatím však existuje relativně málo dat ze zdrojových hornin, protože je v nich tento minerál poměrně vzácný. Při interpretaci chemického složení turmalínů také nesmíme zapomínat, že máme k dispozici jen malou část možných zdrojových hornin a že zjištěné chemické složení většiny turmalínů ve vzorcích poměrně dobře koresponduje s chemickým složením turmalínů z metapelitů (Henry – Guidotti 1985). Turmalíny ze vzorku devonského stáří se předchozí skupině velmi podobají.

Data získaná studiem těžkých minerálů naznačují, že brunovistulikum mohlo představovat hlavní zdroj materiálu pro klastické sedimenty spodního kambria a spodní části středního devonu v širší oblasti kolem vrtu Měnin-1.

Tento zdroj měl poměrně neměnný charakter po velmi dlouhou dobu. Změny v chemickém složení studovaných minerálů však naznačují, že už během spodního kambria došlo k výrazné denudaci brunovistulika. Z počátku byly odkryty převážně metamorfované horniny (hlavně metasedimenty) a bazické případně ultrabazické horniny, které bývají některými autory interpretovány jako část ofiolitového komplexu (Leichmann 1996), tedy západní část metabazitové zóny, ale v době, kdy se ukládaly mladší části spodnokambrického vrstevního sledu, byly již v povodí odkryty hlubší partie brunovistulika s rozsáhlými tělesy granitoidů. Vývoj povrchu na relevantním segmentu paleokontinentu Brunnie během zbytku kambria, ordoviku, siluru a spodního devonu nemůžeme podrobně z materiálu vrtu Měnin-1 sledovat, protože je zde rozsáhlý hiát. Nicméně právě tento hiát naznačuje už pokročilou penplenizaci povrchu. Ke zvětrávání docházelo v převažujících pouštních podmínkách, nejspíše už s omezenou mírou eroze a ukládání sedimentu. Na přechodu ze spodního do středního devonu se erozně-depoziční dynamika mírně obnovila. Do sedimentačního prostoru byl přinášén materiál ze spodnopaleozoických (?kambrických) klastických sedimentů i zvětralého a již značně denudovaného krystalinického podloží. Část studovaných minerálních zrn se nicméně neshoduje přesně se srovnávacím materiálem z brunovistulika a může mít jiný zdroj. Takovýmto zdrojem by mohly být například méně metamorfované části brunovistulika anebo jiné geologické jednotky, které dnes pro srovnání nemáme k dispozici, protože byly buď zcela erodovány anebo v dnešní tektonické stavbě území nevycházejí na povrch.

#### Poděkování

*Autoři děkují J. Hladilovi za kritické pročtení rukopisu a MND Hodonín za umožnění odebrání vzorků z vrtné dokumentace.*

#### Literatura

- Bridge, J. S. (2003): Rivers and Floodplains. – Blackwell Publ., 1–491. Oxford.
- Čopjaková, R. (2001): Využití chemismu detritických granátů při zjišťování provenience sedimentů kulmu Drahané vrchoviny. – MS, PřF MU, Brno.
- Fatka, O. – Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnin borehole, Czech Republic). – Věst. Ústř. Úst. geol., 1, 73, 55–60. Praha.
- Harper, C. W. (1984): Improved method of facies sequence analyses. – In: Walker, R. G. (Ed.): Facies models. – Geosci. Can. Rep. Ser., 11–13.
- Krumbein, W. C. – Dacey, M. F. (1969): Markov chains and embedded Markov chains in geology. – Math. Geology, 1, 79–96.
- Jachowicz, M. – Přichystal, A. (1997): Nález spodnokambrických sedimentů v hlubokých vrtech na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 64. Brno.
- Leichmann, J. (1996): Geologie und Petrologie des Bruenner Massivs. – MS, Universitaet Salzburg.
- Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2001): Ichnofosilie v horninách předpokládaného spodnokambrického stáří ve vrtu Měnin-1 na jižní Moravě. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2000, 47–50. Brno.
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – Springer-Verlag, 1–582. Berlin, Heidelberg, New York.
- Morton, A. C. – Hallsworth, C. R. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. – Sediment. Geol. 90, 241–256.
- Morton, A. C. – Hallsworth, C. R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. – Sediment. Geol. 124, 3–29.
- Postma, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas? A synthesis. In: Collela A., Prior D. B. (Eds.): Coarse-grained deltas. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 10, 13–27.

- Purkyňová, E. – Gilíková, H. – Jachowicz, M. – Filipiak, P. (2004): Paleobotanical records from basal Devonian clastics in Měnin and Kozlovice boreholes (Moravia, Czech Republic). – Čas. Slez. Muz. Opava (A)3, 53, 193–204. Opava.
- Ramos, A. – Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). – IAS, Spec. Publ., 6, 306–312. Oxford.
- Vallová, S. (2005): Granáty v granitoidních horninách východního okraje Českého masivu. – MS, PřF MU, diplomová práce. Brno.
- Vavrdová, M. – Bek, J. (2001): Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Němčičky-3). – Czech Geol. Survey Bull., 2, 76, 113–115. Praha.
- Vavrdová, M. – Mikuláš, R. – Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in Southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – Geol. Carpathica, 2, 54, 67–79. Bratislava.
- Wright, V.P. – Marriott, S.B. (2007): The dangers of taking mud for granted: Lessons from Lower Old Red Sandstone dryland river systems of South Wales. – Sediment. Geol., 195, 91–100.
- Zukalová, V. – Kalvoda, J. – Galle, A. – Hladil, J. (1981): Biostratigrafie paleozoika v hlubokých vrtech jihovýchodně od Brna, 7–30. In: Kalvoda, J. (Ed.), Biostratigrafie paleozoika na jihovýchodní Moravě, Knihovnička zemního plynu a nafty (Hodonín), 2, 255 str., 1 příloha.

## VÝSLEDKY STRUKTURNÍHO STUDIA KULMSKÝCH SEDIMENTŮ V OKOLÍ SUCHDOLU NAD ODROU

Results of the structural study of the Culm sediments near Suchdol nad Odrou

Josef Havíř<sup>1,2</sup>, Helena Gilíková<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno;

<sup>2</sup> Ústav fyziky Země, PFF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno; e-mail: josef.havir@ipe.muni.cz

(25-12 Hranice)

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

### Abstract

The article informs about preliminary results of the structural study of the Culm sediments near Suchdol nad Odrou. ESE-vergent asymmetric tectonic folds of km order represent the dominant structure found in the studied region. These folds are a part of the Variscan ESE-vergent fold-thrust system formed in the eastern part of the Nízký Jeseník region (for instance Grygar – Vavro 1995). The products of shear deformation (duplexes, asymmetric folds of dm order, striation), connected with folding, were studied at several sites in the region near Suchdol nad Odrou. These shear structures are known also from other regions on the SE margin of the Nízký Jeseník Upland (Havíř et al. 2003). At one site (site G150, S of Fulnek), the sharp folds of dm order with predominantly steep fold axes were found. The origin of the folds at site G150, which orientation differs from characteristic orientations of fold structures studied at other sites, is not reliably interpreted.

### 1. Úvod

V rámci projektu 6207 „Základní geologické mapování 1:25 000 oblasti Maleník-Poodří“ byla v roce 2006 prováděna strukturní měření na vybraných lokalitách kulmských sedimentů situovaných na listu 25-122 Suchdol nad Odrou. Cílem tohoto článku je předběžně informovat o výsledcích těchto nových strukturních studií.

### 2. Geologie studované oblasti

Paleozoické horniny kulmské facie vystupují na listu 25-122 Suchdol nad Odrou v jeho sz. části, mezi městy Odry a Fulnek. Kulmské horniny jsou na listu zastoupeny kyjovickými vrstvami, představujícími jemnozrnnější (pelititčtější) člen hradecko-kyjovického souvrství. Jedná se o horniny vzniklé turbiditními proudy usazující se v distální části postupně změlčující se mořské pánvi (Kumpera 1983). Dle nálezů vúdčí fosilní fauny stratigraficky kyjovické vrstvy spadají do goniatitové zóny Goy1 (Lehotský 2007).

Litologicky jsou kyjovické vrstvy tvořeny převážně rytmicky střídajícími se zbrídlíčnatělými prachovci a jílovcí. Břidlice jsou jen místy postiženy nevýraznou kliváží z. až sz. směru. Kromě břidlic jsou na listu podřízeně zastoupeny také jemně zrnité, slídnaté, slabě vápnité droby. Droby z větší části tvoří pouze několika cm až metrové polohy v břidlicích.

### 3. Pozorované tektonické strukturní prvky

Strukturní studium kulmských sedimentů na listu Suchdol nad Odrou bylo zaměřeno jednak na analýzu geometrie velkých tektonických vrás kilometrových rozměrů a jednak na analýzu menších struktur spojených s deformacemi v ramenech velkých tektonických vrás.

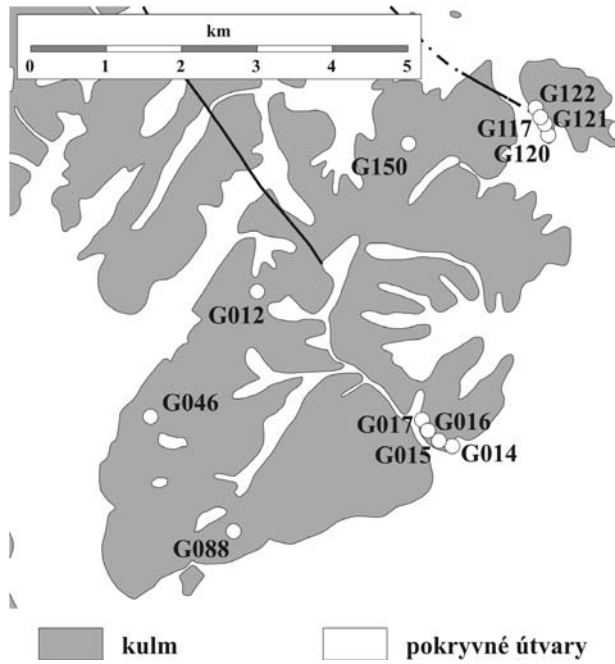
### 3.1. Geometrie zámkových oblastí řádově kilometrových vrás

Dominantními strukturami pozorovanými ve studovaném regionu jsou tektonické asymetrické východovergentní vrásy řádově kilometrových rozměrů. Jedná se o struktury tvořící součást vrásovo-násunové stavby (Grygar – Vavro 1995) představující nejvýznamnější projevy variské deformace ve východní části regionu Nízkého Jeseníku. Souvislost východovergentních asymetrických vrásových struktur s pohyby podél velkých násunů dokládají také např. seismické profily interpretované Čížkem a Tomkem (1991).

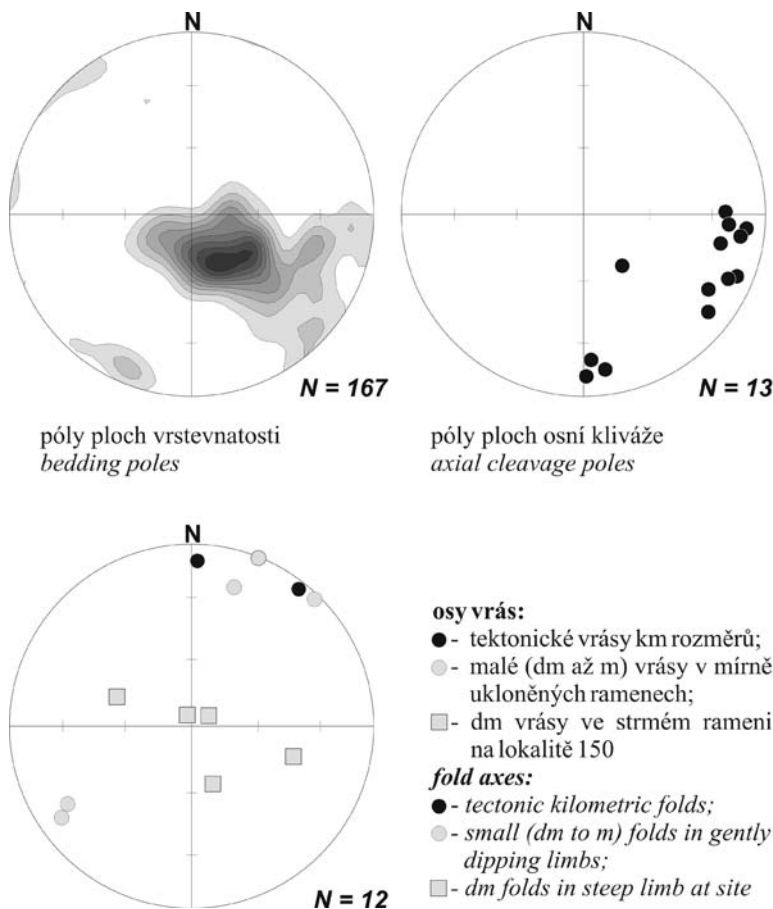
Na dvou lokalitách (G046 sv. od Oder a G120 jv. od Fulneku, viz obr. 1) byly detailněji sledovány zámkové oblasti těchto velkých tektonických vrás. V obou případech šlo o synformy se subhorizontálními osami orientovanými ve směru SSV-JJZ až SV-JZ (obr. 2), tedy v souladu s obecným trendem orientace vrásových os ve východní části Nízkého Jeseníku (viz Kumpera 1983). Východní ramena jsou mírně až středně ukloněná, západní ramena jsou strmá a překocena (obr. 3). K ohybu vrstev dochází náhle, rozměry zámkové oblasti jsou ve srovnání s rozměrem ramen velmi malé, řádově decimetrové až metrové. Na lokalitě G120 u Tachovic, kde jsou tektonicky ohýbány vrstvy tvořené převážně břidlicemi a prachovci, je zámková oblast intenzivně porušena osní kliváží upadající strmě k ZSZ.

### 3.2. Deformační struktury v ramenech řádově kilometrových vrás

V ramenech výše diskutovaných řádově kilometrových vrás jsou vyvinuty četné doprovodné střížné struktury. Jedná se zejména o drobné tektonické šupiny (duplexy) nejméně metrových rozměrů (obr. 4). Ve většině pří-



Obr. 1: Schematická mapa studovaných lokalit.  
Fig. 1: Schematic map of studied sites.



Obr. 2: Konturový diagram pólů ploch vrstevnatosti a bodové diagramy pólů kliváže a vrásových os ve studovaném území.  
Fig. 2: Contoured diagram of bedding poles and diagram of cleavage poles and fold axes in the studied region.

padů byly pozorovány v mírně až středně ukloněných nepřekocených vrstvách (tj. v nepřekoceném rameni kilometrových tektonických vrás). Plochy omezující tektonické šupiny jsou zakřivené a přechází do tektonizovaných ploch vrstevnatosti. Uvnitř jednotlivých šupin jsou plochy vrstevnatosti často v blízkosti tektonického omezení duplexu ohýbány drobnými (obvykle řádově decimetrovými) vlečnými vrásami.

Kromě tektonických šupin jsou dalšími doprovodnými strukturami menší, řádově decimetrové, asymetrické vrásy či flexury vyvinuté zejména v polohách břidlic a prachovců. V mírně ukloněných vrstvách mají tyto doprovodné vrásové struktury východní vergenci. Amplituda vrás do nadloží i do podloží rychle klesá, mocnost polohy postižené touto deformací se pohybuje od několika decimetrů až po první metry. Osy těchto doprovodných vrásových struktur jsou subhorizontální až mírně ukloněné a jsou orientované ve směru SSV-JJZ až SV-JZ (obr. 2).

K doprovodným strukturám dokládajícím střížné pohyby patří také četná rýhování vyvinutá jak na plochách vrstevnatosti, tak i na plochách omezujících tektonické šupiny. Na lokalitě G046 (sv. od Oder) bylo rýhování na ploše vrstevnatosti pozorováno také přímo v zámku vrásy.

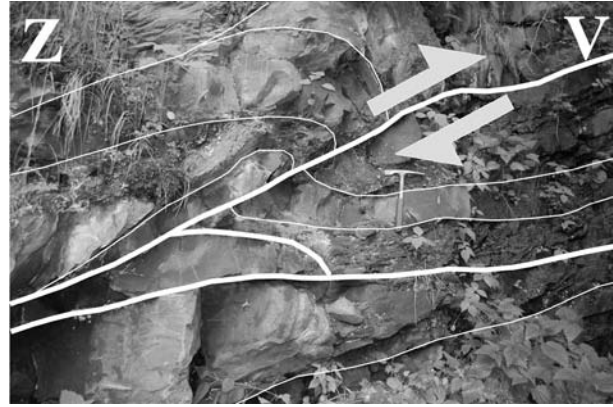
Na soubor měřených orientací ploch s rýhováním (jak na plochách vrstevnatosti, tak na dalších plošných strukturách) byla aplikována paleonapěťová analýza. Pro paleonapěťovou analýzu byl použit programový balík s programem MIM5 (Yamaji et al. 2005), který je spolu s dokumentací volně nabízen na adrese: <http://www.kueps.kyoto-u.ac.jp/~yamaji/PDS/indexe.html>. Tato paleonapěťová analýza je založena na principu vícenásobné inverze (Otsubo et al. 2006, Yamaji 2000). Předběžné výsledky aplikované paleonapěťové analýzy ukazují, že větší část pozorovaného rýhování na plochách vrstevnatosti a na plochách omezujících tektonické šupiny odpovídá relativní extenzi uklánějící se pod středním úhlem k západu (obr. 5).

Geometrie tektonických šupin a drobných (řádově decimetrových) vrás pozorovaných v mírně ukloněných nepřekocených ramenech řádově kilometrových tektonických vrásových struktur dokládá relativní pohyb nadloží k V až JV. Tento pohyb je také v souladu se smyslem kinematických indikátorů na mezivrstevních prokluzech v mírně až středně ukloněných vrstvách. Diskutovaný střížný pohyb koresponduje s vytlačováním jádra velkých (kilometrových) vrás



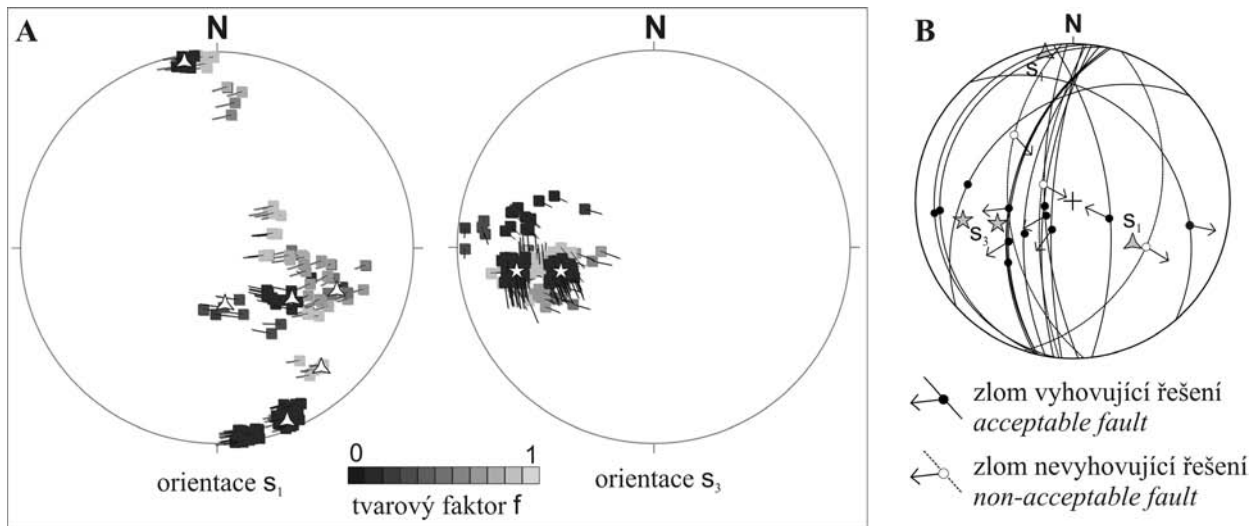
Obr. 3: Geometrie ohybu velké východovergentní vrásy, lokalita G046 (sv. od Oder).

Fig. 3: Geometry of the closure of the great east-vergent fold, site G046 (NE of Odry).



Obr. 4: Tektonická šupina (duplex) v mírném rameni velké východovergentní vrásy, lokalita G046 (sv. od Oder).

Fig. 4: Tectonic scale (duplex) in the gently dipping limb of the great east-vergent fold, site G046 (NE of Odry).



Obr. 5: A - Orientace hlavních os napětí odvozených programem MIM5 (Yamaji et al. 2005) pro podskupiny pěti zlomů. Stupně šedi symbolu vyznačují velikost tvarového faktoru  $f$ . Chvost symbolu ukazuje azimut a sklon opačné hlavní osy napětí spjaté s osou znázorněnou symbolem (tj. v levém diagramu ukazuje pozice symbolu orientaci osy  $s_1$  a chvost symbolu ukazuje azimut a sklon odpovídající osy  $s_3$ ). B - „Nejlepší“ řešení napětové analýzy vyhovující nejvyššímu počtu zlomů a geometrie zlomů použitých pro analýzu.

Fig. 5: A - Orientations of principal stress axes determined by program MIM5 (Yamaji et al. 2005) for sub-sets of five faults. The color of „tadpole“ symbol represents the value of the stress ratio  $f$ . Tail of the tadpole shows the azimuth and plunge of the opposite principal stress axis, linked to axis marked by tadpole (e.g., in the left diagram, the position of tadpole indicate orientation of  $s_1$  axis, and the tail of tadpole shows the azimuth and plunge of the linked  $s_3$  axis). B - The „best“ solutions of paleostress analysis acceptable for greatest number of faults and geometry of faults used for the analysis.

v průběhu vrásnění mechanismem ohybu se skluzem, čemuž odpovídá také k západu ukloněná osa maximální extenze zjištěná na základě paleonapětové analýzy (obr. 6).

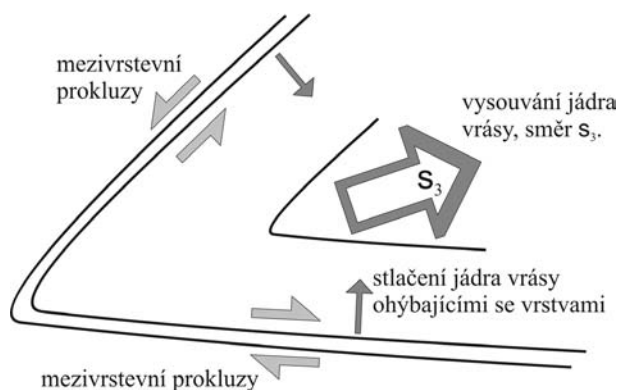
Také většina kinematických indikátorů pozorovaných v překocených strmých ramenech kilometrových tektonických vrás odpovídá deformacím spojeným s vysouváním jádra vrásy, tj. dokládají střížný pohyb charakteru relativních poklesů. V překocených ramenech byly ale pozorovány také mezivrstevní prokluzy s opačnou kinematikou. Některé z těchto fenoménů mohou souviset s post-vrásovou reaktivací. Lze je ale také spojovat s některými dalšími možnými tektonickými pohyby probíhajícími současně s vrásněním, např. s pohyby souvisejícími s násunovými pohyby

na zlomech upadajících k ZSZ až SZ (tj. na zlomech dokumentovaných Čížkem a Tomkem 1991 a tvořících součást vrásovo-násunové stavby ve smyslu Grygara a Vavra 1995).

### 3.3. Drobné vrásové struktury se strmými osami

Na lokalitě G150 jižně od Fulneku byly ve strmě uložených kulmských břidlicích pozorovány řádově decimetrové špičaté vrásy s převážně strmými vrásovými osami (obr. 2). Místy byla pozorována osní kliváž upadající strmě k severu. Tyto vrásy nebyly v průběhu mapování pozorovány na žádné jiné lokalitě na jv. okraji Nížkého Jeseníku, mimo lokalitu G150. Nelze proto vyloučit, že deformace spojená s těmito vrásami měla jen lokální význam.





Obr. 6: Schéma smyslu mezivrstevních prokluzů a orientace osy maximální extenze při vrásnění vrstev spojeným s ohybem se skluzem.

Fig. 6: Scheme of the sense of the relative slip between the bedding surfaces and the orientation of the maximum extension axis during folding connected with flexural-slip.

#### 4. Závěr

Výsledky strukturálního studia kulmských hornin na listu Suchdol nad Odrou odpovídají v hlavních rysech obecně známé charakteristice tektonické stavby kulmu východní části Nízkého Jeseníku, ve které hrají významnou roli především východovergentní asymetrické vrásky s osami orientovanými ve směru převážně SSV-JJZ (viz např. Grygar – Vavro 1995, Kumpera 1983). Strukturální studium, jehož výsledky jsou stručně prezentovány v tomto článku, přineslo některé údaje upřesňující charakter deformace v ramenech výše zmíněných velkých asymetrických vrás. Jedná se především o doklady střížné deformace související s vrásněním, které jsou srovnatelné s projevy Variské deformace pozorovanými v kulmských sedimentech v některých dalších regionech jv. okraje Nízkého Jeseníku (viz např. Havíř et al. 2003). Na jedné lokalitě (lokalita G150, jižně od Fulneku) byly ale zjištěny také vrásové struktury, jejichž orientace se liší od běžného trendu známého z jiných lokalit. Původ těchto struktur nebyl zatím spolehlivě objasněn.

#### Literatura

- Čížek, P. – Tomek, Č. (1991): Large-scale thin-skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. – *Tectonics*, 10, 2, 273–286.
- Grygar, R. – Vavro, M. (1995): Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. – *J. Czech Geol. Soc.*, 40, 1–2, 65–90.
- Havíř, J. – Dvořák, V. – Otava, J. (2003): Nové výsledky strukturálního studia paleozoika okolí Hranic. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2002*, 48–51.
- Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jeseníckého bloku. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického*, sv. 59, 172 pp.
- Lehotský, T. (2007): Paleontologické zhodnocení spodnokarbonských sedimentů lokalit Fulnek–Jerlochovice a Jestřabí. – *Dílčí zpráva z mapy 25122 Suchdol nad Odrou, MS ČGS*.
- Otsubo, M. – Sato, K. – Yamaji, A. (2006): Computerized identification of stress tensors determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple onverse method and k-means clustering. – *J. Struct. Geol.*, 28, 991–997.
- Yamaji, A. – Sato, K. – Otsubo, M. (2005): Multiple inverse method software package. User's guide. – *MS Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University*.
- Yamaji, A. (2000): The multiple inverse method: a new technique to separate stress from heterogeneous fault-slip data. – *J. Struct. Geol.*, 22, 441–452.

## PRVNÍ NÁLEZY EDIAKARSKÝCH (VENDSKÝCH) KRYPTARCH VE VRTU MĚNÍN-1 (JIŽNÍ MORAVA)

First Ediacaran (Vendian) cryptarchs from the Měnín-1 borehole (South Moravia)

Milada Vavrdová<sup>1</sup>, Helena Gilíková<sup>2</sup>, Radek Mikuláš<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, Praha 6; e-mail: vavrdova@gli.cas.cz, mikulas@gli.cas.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: gilikova@cgu.cz

(Brno 24-43)

**Key words:** *Cryptarcha, Ediacaran, biostratigraphy, South Moravia*

### Abstract

Unicellular microfossils built by the polymeric organic wall have been detected in so-called basal clastics in southern Moravia. Microfossils have been studied as a palynological residuum, in SEM observation and in thin sections. 30 genera with 40 species have been preliminarily identified. Microfossils are distinguished by an excellent preservation (TAI about 1+) and diversification. Recovered assemblages correspond to the microbial flora of the Meso- and Neo-Proterozoic age.

### Úvod

Vrt Měnín-1, který se nachází přibližně 17 km jv. od Brna, se vyznačuje mimořádným rozsahem tzv. devonských bazálních klastik. Pod givetskými vápenci (Galle in Zukalová et al. 1981) byly v hloubce 403 m navrtány spodnopaleozoické klastické sedimenty. Bylo zastíženo více než 1600 m siliciklastických převážně křemitých hornin, které se pravděpodobně nacházejí přímo na horninách brunovistulika. Nejdříve se celý sled klastických hornin od hloubky 403 m do 2100 m stratigraficky, podle korelace s dalšími vrty, zařazoval do spodního až středního devonu (např. Skoček 1980, Zádrapa – Skoček 1983). Později v intervalu 473–477 m byla v šedých jemnozrnných pískovcích a prachovcích nalezena akritarcha přiřazující, přinejmenším od této hloubky, celou spodní část vrtného profilu do spodního kambria (Jachowicz – Přichystal 1997, Fatka – Vavrdová 1998).

Při pozdějších výzkumech se zjistilo, že v intervalu 473–477,5 m se nacházejí mikrofosilie odpovídající zóně *Holmia*, v intervalu 507–512 m a 856–857,7 m stratigraficky starší zóně *Schmidtlielus* a v hloubce 1565 m byla určena palynozóna *Asteridium tornatum* – *Comasphaeridium velvetum* (Vavrdová et al. 2003), tedy bazální kambrium (Moczydlowska 1991).

Při posledním odběru vrtných jader z intervalů 1298–1299 m a 1299–1300 m (dříve řazených k bazálnímu kambriu) byly zjištěny nové poznatky, jejichž prezentace a interpretace je cílem předložené zprávy.

### Výsledky

#### Petrologie

Z hloubkových intervalů 1298–1299 m a 1299–1300,2 m (jádra č. 27 a 27A) byly z šedého prachovce odebrány vzorky k dalšímu detailnějšímu mikropaleontologickému výzkumu. V těchto intervalech byly navrtány šedé

jemně zrnité pískovce, prachovce a jílovce. Jemnozrnné pískovce jsou horizontálně zvrstvené a přecházejí postupně do paralelně laminovaných pískovců, prachovců a jílovců. V jílovcích a prachovcích lze spatřit tektonické postižení, klastická složka jeví slabé paralelní usměrnění. Pískovce mají výrazné zastoupení křemenných klastů, ale proměnlivé zastoupení živců (od 10 % do 2 %). Je středně zrnitostně vytríděný. Opracovanost klastické složky je střední, nejhojněji se vyskytují klasty polozaoblené. Draselné živce a plagioklasy jsou částečně alterovány, převažují plagioklasy nad K-živci. Další komponentou jsou slídy. Baueritizovaný biotit mírně převažuje nad muskovitem, jejich celkové zastoupení v hornině je asi 5 %. Místy byla pozorována zrna barytu a dolomitu. Matrix vyplňuje póry a je tvořena jílovými minerály, chloritem, částečně alterovaným glaukonitem a místy i karbonátem. Hornina je postižena silicifikací a slabou tektonickou deformací danou paralelním usměrněním klastických zrn.

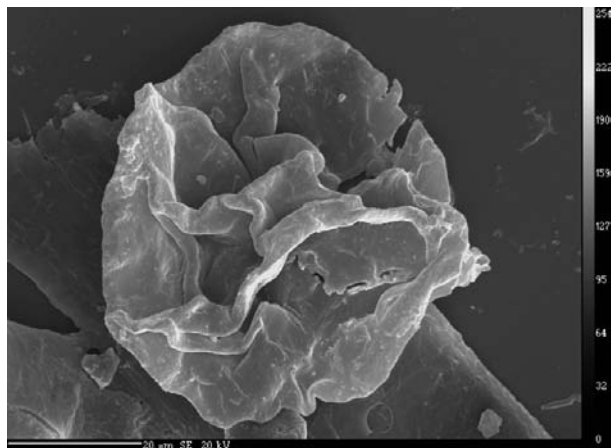
#### Palynologie

Z šedých prachovců jádra č. 27A byly získány jednobuněčné fosilní mikroorganismy, které stratigraficky odpovídají ediakarskému útvaru ve smyslu terminologie International Stratigraphic Chart (2004), resp. vendu, jak je příslušná část neoproterozoika označována ve východoevropské oblasti. Ve společenstvu výrazně dominují hladké sféromorfní formy jako *Leiosphaeridia* (obr. 1), *Protosphaeridium* (obr. 2), *Tasmanites rifejicus* a *Valeria tchapomica*. Spolu s filamenty řas a sinic (*Archaeotrichion*, *Eomycetopsis*, *Obruchevela valdaica*, *Siphonophycus*) tvoří až 96 % nalezených jedinců. Velmi časté jsou synaploidní formy, monospecifické agregáty někdy až několika set řetězovitě uspořádaných jedinců (*Chlorogloeopsis*) a nepravidelné shluky monád (*Myxococcoides staphylidion*, *Sphaerocongregus variabilis*).

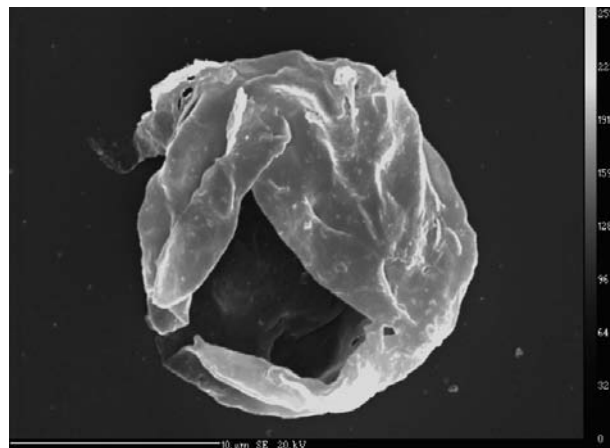
Leiosféry jsou uspořádané řetízkovitě (*Arctacellularia ellipsoidea*, *A. tetragonala*, obr. 3) nebo v kulovitých koloniích (*Bavlinella faveolata*, obr. 4; *Chabiosphaera bohemia*, *Satka elongata*, *Symplassosphaeridium*). Vlákna (*Polytrichoides*) a vřetenovité formy (*Brevitrichoides bacillaris*) jsou v koloniích spojené podélně. Elastická stěna schránek je někdy deformovaná krystaly pyritu.

Barva stěny je jasně žlutá, u silnostěnných jedinců oranžová. Je zřejmé, že palynomorfy nebyly postiženy nevratnými teplotními změnami doprovázejícími metamorfni pochody.

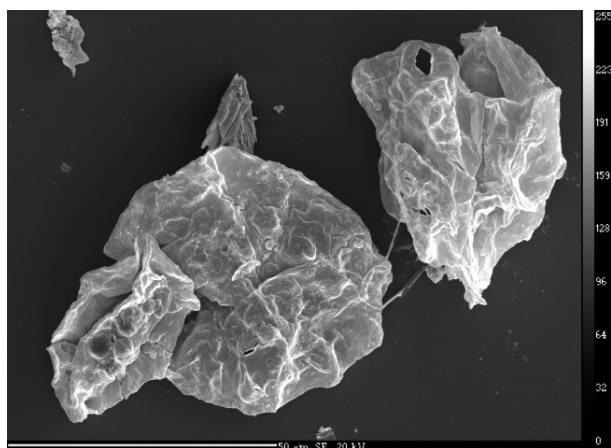
Většinu nalezených mikrofosilií charakterizuje kosmopolitní rozšíření a neoproterozoické stáří, i když některé rody (*Archaeotrichion*, *Valeria*) jsou charakteristické i pro starší,



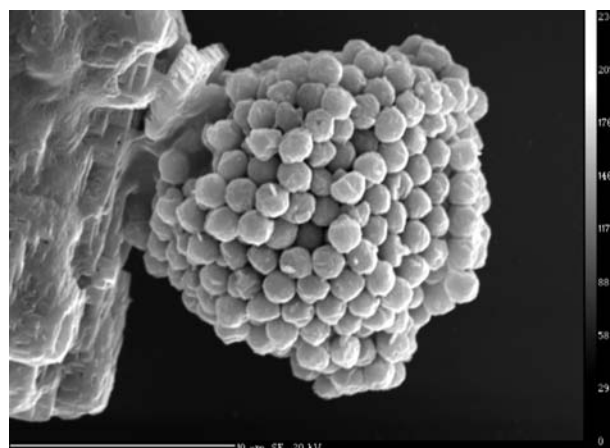
Obr. 1: *Leiosphaeridia asperata* (Naumova) Lindgren 1982.



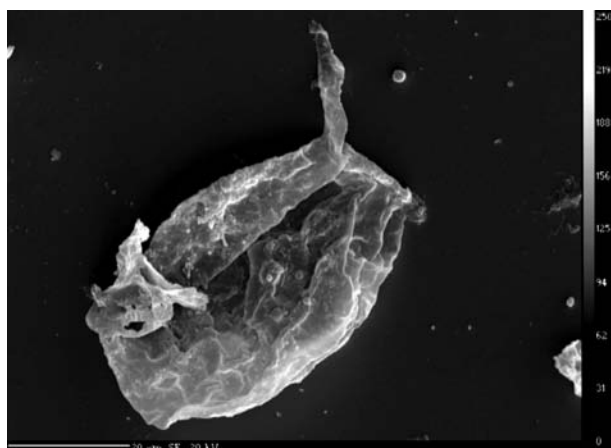
Obr. 2: *Protosphaeridium laccatum* Timofeev 1966.



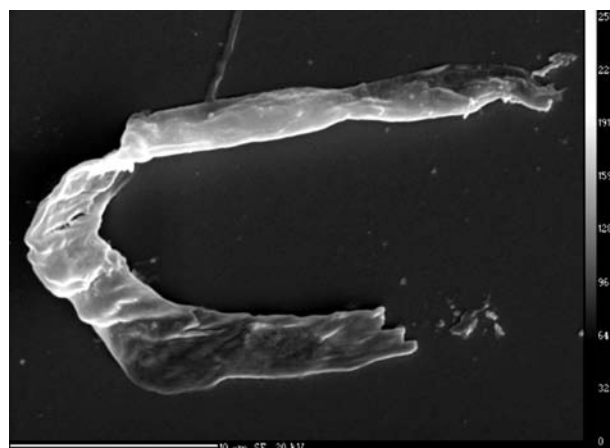
Obr. 3: *Arctacellularia tetragonala* (Maithy) Hofmann and Jackson 1994.



Obr. 4: *Bavlinella faveolata* (Shepeleva) Vidal 1976.



Obr. 5: *Primoflagella speciosa* Gnilovskaya 1983.



Obr. 6: *Obruchevella valdaica* (Shepeleva ex Aseeva) Jankauskas et al., 1989.

mezoproterozoické asociace (Hofmann – Jackson 1994, Prasad – Asher 2001, Horodyski 1980, Hermann 1981).

Druhy jako *Primoflagella speciosa* (obr. 5), *Octadrixium truncatum*, *Podolina minuta*, *Obruchevella valdaica* (obr. 6) a další svědčí pro ediakarské resp. vendské stáří nalezených mikrofosilií (Gnilovskaja 1983, Vidal – Knoll 1983, Mankiewicz 1992, Yin 1991).

Další fragmenty jednobuněčných mikrofosilií mořského původu zastížené ve výbrusovém materiálu se vyskytují i v dalších vrtných jádrech a to v hloubkovém intervalu od 1059 m až do báze vrtu v hloubce 2100 m. Podle stavu zachování však nelze blíže specifikovat jejich stratigrafický význam.

### Ichnologie

Z jílovitých poloh stejného vrtného jádra (č. 27A) byly v jedné z předchozích zpráv (Gilíková et al. 2004) uvedeny stopy po lezení (tunely *Planolites* isp.). Přítomnost těchto tunelů by byla významným argumentem pro fanerozoické stáří a mořský původ studovaných sedimentů. Z toho důvodu byly odebrané zbytky jádra podrobeny další analýze. Ukázalo se, že válcovitá tělíska – předpokládané výplně tunelů – v okolním prachovci jsou vyplněna hrubě klastickým materiálem, který vytváří přerušovanou laminu, v průměru 8 mm mocnou. Při destruktivním odkrývání tunelů se ukázalo, že prachovec je velmi silně postižen smykovými deformacemi a vytváří nesčetná drobná „tektonická zrcadélka“. Při tomto tektonickém postižení mohlo dojít k „vyválcování“ tunelů anorganickým pochodem – analogií jsou patrně např. útvary popsané Kettnerovou a Mikulášem (1992). I když organický původ tunelů rozhodně nelze vyloučit, není podle našeho mínění jediným možným mechanismem vzniku těchto textur. Ichnologická analýza tedy nevyklučuje výskyt hornin ediakarského (vendského) stáří ve vrtu Měnin-1; naopak okolnost, že přesvědčivě a nezaměnitelně biogenní textury (jakými jsou např. jedinci *Diplocraterion* isp.) nalezeny nebyly, je nepřímou indicií, že „vendský“ celek má oproti podložním i nadložním sedimentům odlišné stáří nebo vznikl v jiném prostředí.

### Literatura

- Fatka, O. – Vavrdová, M. (1998): Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia. – Věst. Ústř. Úst. geol., 73, 1, 55–60.
- Gilíková, H., Mikuláš, R., Vavrdová, M. (2004): Bazální klastika ve vrtech na jižní Moravě: stáří a paleogeografie. – 5. paleontologická konference – Zborník abstraktů, 37–38.
- Gnilovskaja, M. B. (1983): Vendotaenides. – In: Urbanek A. – Rozanov A. Y (eds): Paleontology of the Upper Precambrian and Cambrian deposits of the East–European Platform. 46–56.
- Hermann, T. N. (1981): Nachodki nitčatých vodoroslej v miroedinskoj svite verchnevo dokembrija. – Paleontologičeskij žurnal, 4, 118–122.
- Hofman, H. J. – Jackson, G. D. (1994): Shale–facies microfossils from the Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada. – Journal of Paleontology 68, 4, 1–35.
- Horodyski, R. J. (1980): Middle Proterozoic shale–facies microbiota from the Lower Belt Supergroup, Little Bell Mountains, Montana. – Journal of Paleontology, 54, 4, 649–663.
- Jachowicz, M. – Přichystal, A. (1997): Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. – Czech Geol. Survey Bull., 72, 329–332.
- Jensen, S., Droser, M. L. – Gehling, J. G. (2006): A critical look at the Ediacaran trace fossil record. – In S. Xiao a A. J. Kaufman (Eds.), Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology, 141–157. Springer.

### Diskuze a závěr

Početná a velmi dobře zachovaná proterozoická kryptarcha byla nalezena v hloubkách 1299–1300 m (vrtné jádro 27A). V tomto intervalu bylo celkem určeno 30 rodů se 40 druhy indikující ediakarské stáří (*Arctacellularia tetragonala*, *Polyedrixium truncatum*, *Obruchevella valdaica*, *Primoflagella speciosa* a další). Nejblíže k tomuto intervalu byly určeny mikrofosilie z hloubek 856–857,7 m odpovídající zóně *Schmidtii*. Další stratigraficky určené mikrofosilie jsou z hloubky 1565 m představující bazální kambrickou mikroflóru palynozóny *Asteridium tornatum* – *Comasphaeridium velvetum*, což je 265 m od námi nově studovaného vrtného jádra s „vendskými“ kryptarchy. Jemnozrnité sedimenty z vrtných jader 27 a 27A se usazovaly v relativně klidném prostředí. Přítomnost glaukonitu v hornině indikuje prostředí studeného mělkého moře.

Jako klíčová se jeví otázka, zda došlo k přepavení srchnoproterozoických kryptarch do mladších paleozoických sedimentů anebo se jedná skutečně o sedimenty proterozoika usazující se in situ. Možnost redepozice velmi odolných schránek tvořených elastickou polymerní látkou do mladších, raně kambrických sedimentů, nelze v této fázi výzkumu zcela vyloučit. Avšak velký počet nalezených taxonů a dokonalý způsob zachování (včetně coenobiálních kolonií) tomu nenasvědčuje. Přesvědčivým argumentem pro redepozici – jehož přesvědčivost navíc podstatně stoupla po kritické revizi ichnologie nejmladších proterozoika v práci Jensena et al. (2006) – by byly nálezy hluboké (nepovrchové) bioturbace, které doposud ve studovaném vzorku nebyly nalezeny. V každém případě první nálezy proterozoických palynomorf dokazují existenci buď dochovaných nebo již erodovaných sedimentů před-paleozoického moře na jižní Moravě.

### Poděkování

Poděkování patří MND Hodonín za umožnění odběru vzorků a za zapůjčený výbrusový materiál. Chemická analýza byla provedena paní Tichou v laboratořích ČGS Barrandov. Snímky v elektronovém mikroskopu zhotovila Vlasta Böhmová. Výzkum palynomorf byl prováděn v rámci výzkumného záměru GLU AV ČR vvi AVOZ30130516.

- Kettnerová, M. – Mikuláš, R. (1992): Proterozoikum a paleozoikum ve zbořenokosteleckém metamorfovaném ostrově (English summary). – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 67, 5, 327–336. Praha.
- Mankiewicz, C. (1992): *Obruchevella* and other microfossils in the Burgess Shale: preservation and affinity. – *J. Paleontol.* 66, 5, 717–729.
- Moczydlowska, M. (1991): Acritarch biostratigraphy of the Cambrian and the Precambrian – Cambrian boundary in southeastern Poland. – *Foss. and Strata*, 29, 1 – 127.
- Prasad, B.– Asher, R. (2001): Acritarch biostratigraphy and lithostratigraphic classification of Proterozoic and Lower Paleozoic sediments (pre-Unconformity sequence) of Ganga Basin, India.– *Paleontographica Indica* 5, 1–95.
- Skoček, V. (1980): Nové poznatky o litologii devonských bazálních klastik na Moravě (New information on the lithology of the Devonian basal clastics in Moravia). – *Věst. Ústř. Úst. geol.* 55, 27–37.
- Vavrdová, M.– Mikuláš, R.– Nehyba, S. (2003): Lower Cambrian siliciclastic sediments in southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. – *Geologica Carpathica* 54, 2, 67–79.
- Vidal, G. – Knoll, A. H. (1983): Proterozoic plankton. Geological Society of America, Mem. 161, 265–277.
- Yin Lei-Ming (1991): Late Proterozoic microfossils from the Tongjiazhuang Formation, Western Shandong, China. – *Acta Micro-paleontologica Sinica* 9, 253–269 (in Chinese).
- Zádrapa, M. – Skoček, V. (1983): Sedimentologické zhodnocení bazálních klastik devonu a karpatského paleozoika v úseku Jih. – *Zem. Plyn Nafta*, 28, 267–289.
- Zukalová, V. – Kalvoda, J.– Galle, A.– Hladil, J. (1981): Biostratigraphy of the Palaeozoic rocks southeast of Brno, 7–30. In: Kalvoda J. (Ed.), *The biostratigraphy of the Palaeozoic rocks in southeast Moravia*. Library of the Moravian Oil Industries, Hodonín.



**KRYSTALINIKUM**

***CRYSTALLINE COMPLEX***

## VÝZNAM MAGNETICKÉ SUSCEPTIBILITY PRO GEOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ HORNIN TĚŠÍNITOVÉ ASOCIACE NA LISTU 1:25 000 STARÝ JIČÍN (25-124)

The consequence magnetic susceptibility for geological mapping of the teschenite association on the map sheet 1:25 000 Starý Jičín (25-124)

David Buriánek<sup>1</sup>, Zuzana Skácelová<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; e-mail: burianek@cgu.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Erbenova 348, 790 01, Jeseník; e-mail: zskac@cgu.cz

(25-124 Starý Jičín)

**Key words:** petrology, teschenite association, magnetic susceptibility, hydrothermal alteration

### Abstract

New results of geophysical investigations of the Early Cretaceous rocks teschenite association in the area around town Starý Jičín (western part of the Carpathians) provide evidence for subdivision these rocks on two groups. The teschenites contains primary magnetite (high magnetic susceptibility,  $3-82 \times 10^{-3}$  SI), although were strongly affected by hydrothermal fluids. On the other hand, altered picrite to basalt (picrite, monchiquite, fourchite and basalt) are characterised by low magnetic susceptibility ( $0.06-16 \times 10^{-3}$  SI) and ferromagnesian minerals are very rare. These two rock groups are subdivided according to proportion between main rocks forming minerals (mafic and felsic minerals). The magnetic susceptibility reflected variation in chemical composition  $[FeO/(FeO+MgO)]$  and different kind of alteration between teschenite and magnesium rich rocks (picrite to basalt). In the magnesium rich rocks transformation primary magmatic assemblage to the secondary minerals (chlorite, limonite), lead to distinct decline magnetic susceptibility.

### Úvod

Během prací na mapovacím úkolu ČGS (6207 Maleník-Poodří) bylo prováděno měření magnetické susceptibilitu na petrograficky odlišných subtypech hornin těšínitové asociace. V oblasti kolem Starého Jičína je můžeme rozdělit na horniny s vysokou a nízkou magnetickou susceptibilitou. Těšínity mají hodnoty magnetické susceptibilitu téměř vždy mnohem vyšší než pikrity až bazalty (pikrity, monchiquity, fourchity a bazalty). Toto zjištění je v rozporu s původními předpoklady a daty měření jinými autory. Například Čípová (2006) uvádí pro těšínity hodnoty  $10-57 \times 10^{-3}$  SI a pro pikrity  $0,4-52 \times 10^{-3}$  SI. Důvody tohoto rozdílu musíme hledat v mineralogii obou skupin a proto byly petrograficky prostudovány hlavní horninové typy.

### Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopě Cameca Camebax SX-100, (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Společné pracoviště Ústavu geologických věd PřF MU a České geologické služby). Měření probíhalo ve vlnové disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5  $\mu$ m, proudu svazku 20 nA, načítací čas 10–20 sekund, operátor R. Čopjaková. Jako standardu bylo užito (Ka X-ray linie): 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. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (Pouchou a Pichoir 1985).

Použité zkratky minerálů jsou podle Kretze (1983). Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito platné klasifikace Leake et al. (1997) a trojmocné železo bylo počítáno metodou 13eCNK (Schumacher 1997). Krystalochemické vzorce pyroxenu jsou přepočteny na 6 kyslíků ( $Fe^{3+}$  bylo doočteno podle Droopa 1987).

Na jednotlivých dokumentačních bodech byla pomocí kapometru KT 5 měřena magnetická susceptibilita. Tato hodnota ukazuje, do jaké míry jsou horniny schopny stát se v magnetickém poli magnetickými. Závisí především na obsahu feromagnetických minerálů (magnetit, hematit) v hornině.

### Geologická pozice

Těšínitová asociace představuje poměrně širokou skupinu hornin s proměnlivým zastoupením světlých a tmavých minerálů. Hovorka a Spišiak (1988) rozdělili tyto horniny na čtyři skupiny: (1) pikrity (Ol + Cpx + Pl  $\pm$  Anl  $\pm$  Bt  $\pm$  Amp), (2) bazalty (Ol + Cpx + Pl  $\pm$  Anl  $\pm$  Bt  $\pm$  Amp) (3) těšínity (Amp + Cpx + Pl + Anl  $\pm$  Ne  $\pm$  Kfs  $\pm$  Ol  $\pm$  Bt), (4) monchiquity (Amp + Cpx  $\pm$  Anl  $\pm$  Ol  $\pm$  Bt  $\pm$  Pl).

Horniny těšínitové formace se na mapovém listu Starý Jičín (25-124) vyskytují hlavně v oblasti hřbetu, který se táhne ve směru SV-JZ od Petřkovické hory až k Čertovu vrchu (Jasenicko-bludovický hřbet). Tvoří drobná tělesa a žíly ve svrchní části těšínsko-hradištského souvrství slezské jednotky (Menčík et al. 1983). Stáří těchto hornin je spodní až střední křída (berias-apt). Těšínity byly datovány na polské straně Karpat metodou  $^{40}Ar/^{39}Ar$ , pomocí níž



bylo zjištěno stáří  $122,3 \pm 1,6$  Ma (Lucińska-Anczkiewicz et al. 2002). Vulkanity jsou uloženy v souvrství tvořeném převážně tmavohnědými vápnatými jílovcí a pískovci. Studované petrografické vzorky pochází z lomu na úpatí Petřkovické hory (DH 5), z výchozů a lomu při silnici mezi obcemi Kojetín a Stráník (DH 3, 4, 6) a z drobných výchozů na úpatí Čertova vrchu (DH 7). V diagramech znázorňujících chemické složení pyroxenu a amfibolu byla také použita data z diplomové práce Čípové (2006). Pro tyto horniny je charakteristická výrazná proměnlivost obsahů hlavních horninotvorných minerálů nejen v jednotlivých tělesech, ale i v rámci jednoho výchozu. Vulkanity na tomto listě můžeme rozčlenit do dvou skupin: (1) těšínity, (2) pikrity až bazalty.

Převážná část výchozů na studovaném území je tvořena pikrity až bazalty. Těšínity vystupují hlavně v okolí Čertova vrchu, kde tvoří větší těleso a byly také popsány jako ložní žíly prorážející monchiquity a pikrity (Šmíd 1978). Pikrity až bazalty vytváří drobné výlevy, nebo akumulace pyroklastik uložené konkordantně s okolními sedimenty a časté jsou i žíly. Výlevná tělesa mají někdy vyvinuté struktury polštářových láv (výchoz pod kapličkou v obci Stráník) a poměrně často přecházejí do mandlovců. Mandle jsou maximálně několik mm velké a tvořené většinou kalcitem, vzácně je přítomen prehnit, křemen a chalcedon. Tufy mají zrnitost v rozmezí lapil až sopečného popela a obsahují litické a vitrické úlomky. Často mají charakter výrazně alterovaných hyaloklastitů. Šmíd (1978) takové horniny popisuje západně od silnice Stráník-Kojetín. Slinité sedimenty na kontaktu s vulkanity většinou nenesou známky výrazného metamorfního ovlivnění. V literatuře jsou však popsány kontaktní aureoly (facie pyroxenických rohovců) a kontaktně metamorfované xenolity (Šmíd 1978). Poblíž kontaktu mohou být vyvinuty poměrně mocné hydrotermální žíly nebo žilníky (na lokalitě Petřkovická hora jsou to až několik metrů mocné žilníky s hydrotermálními žilami 1–10 cm o složení kalcit + křemen ± chalcedon).

### Petrografický popis

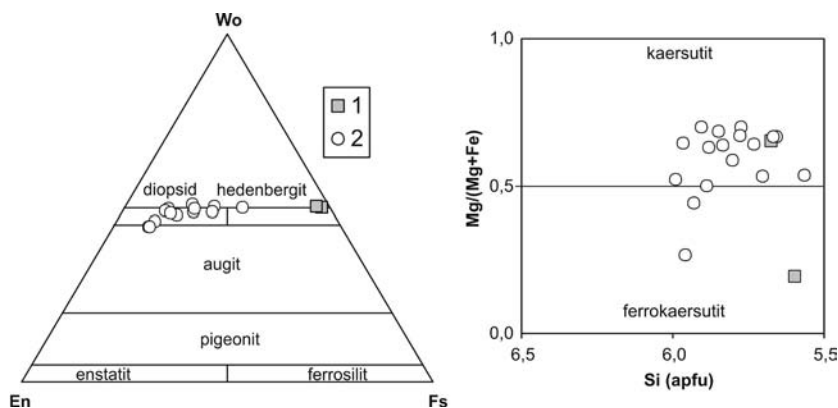
Bazalty, monchiquity a pikrity tvoří řadu přechodných horninových subtypů, které se vyznačují velkou proměnlivostí obsahů pyroxenu, olivínů, a živců. Jde o tmavé, jemnozrné horniny, někdy s orbikulární stavbou. Na výchozech naprosto převažují masivní šedé až tmavě šedé horniny, které jsou drobnozrné až jemnozrné a většinou porfyrické. Vyrůstlice tvoří tmavé minerály (amfibol, pyroxen a vzácně biotit). Základní hmota je většinou mikrokrytalická až hemikrytalická, přičemž sklo bylo ve studovaných vzorcích vždy zcela devitrifikováno. Studované horniny můžeme označit z petrografického hlediska za monchiquity až limburgity. Avšak řada vzorků na mapovém listě byla již dříve popsána jako pikrity a fourchity (Čípová 2006, Šmíd 1978). Pyroxen tvoří krátce sloupcovité krystaly (1–2 mm) bez výrazného pleochroismu. Chemickým složením (obr. 1) odpovídá diopsidu ( $Mg/(Mg+Fe) = 0,87–0,57$ ). Někdy má vyvinutu magmatickou oscilační zonálnost. Často mohou jeho zrna v centrální části obsahovat inkluze tvořené směsí chloritů a karbonátů (původně patrně sklo).

Automorfní sloupečky amfibolu jsou až 1 mm dlouhé. Ale většinou jsou menší než okolní pyroxeny a někdy na ně narůstají. Chemickým složením odpovídají podle dnes používané klasifikace (Leake et al. 1997) kaersutitu a ferokaersutitu ( $Si = 5,6–6,0$ ;  $Mg/(Mg+Fe) = 0,15–0,70$ ,  $Ti = 0,45–0,73$  apfu). Někdy obrůstají krystalky pyroxenu. Živce většinou vyplňují prostor mezi tmavými minerály. Jsou přítomny nejen plagioklasy ( $An_{10–27}$ ) ale i alkalické živce. Často jsou přítomny pseudomorfózy po vyrostlicích olivínů zcela vyplněné směsí minerálů serpentínové skupiny a karbonáty. Tmavé minerály jako amfibol, pyroxen nebo olivín někdy tvoří shluky vyrůstlic a někdy má hornina až glomeroporfyrickou stavbu. Jako akcesorické minerály se vyskytují apatity a chromity. V základní hmotě bývá kromě lištových živců přítomen chlorit, minerály serpentínové skupiny a jílové minerály. Vzácně se vyskytují drobná zrna pyritu, chalkopyritu a barytu, která jsou patrně sekundární. Některé vzorky obsahují vyšší množství živců, vyrůstlice biotitu a mohou být klasifikovány jako amfibolicko biotitické fourchity. Automorfní vyrůstlice amfibolu a pyroxenu jsou oproti předchozím vzorkům méně hojné. Zato se objevují až 2 mm dlouhé lišty biotitu. Biotity ( $Al^{IV} = 2,6–2,7$  apfu) vykazují poměrně výraznou chemickou zonálnost. Okraje mají složení annitu ( $Mg/(Mg+Fe) = 0,41$ ,  $Ti = 0,93$  apfu) středy odpovídají flogopitu ( $Mg/(Mg+Fe) = 0,71–0,74$ ,  $Ti = 0,83–0,85$  apfu). Chemické složení amfibolů ( $Si = 5,8–6,0$ ;  $Mg/(Mg+Fe) = 0,52–0,70$ ,  $Ti = 0,6–0,7$  apfu) je podobné jako v monchiquitech. Základní hmota je tvořena lištami alkalických živců ( $Ab_{48–86} Or_{12–48} An_{2–6}$ ). Prostory mezi nimi jsou vyplněny směsí jílových minerálů a zeolitů (původně se patrně jednalo o sklo). Někdy jsou přítomny větší poikilitické vyrůstlice analcimu, které uzavírají tmavé minerály. Zrna jsou automorfní až hypautomorfní a jsou často zakalena drobnými tmavými inkluzemi. Některé vyrůstlice jsou přeměněny na směs jílových minerálů. Dále se vyskytují drobné pseudomorfózy vyplněné chlority a lemované hydroxidy a oxidy Fe. Patrně se původně jednalo o olivíny. Velmi hojným akcesorickým minerálem je apatit.

V lomu vpravo od silnice Kojetín-Stráník vystupují horniny, které můžeme označit jako olivínické bazalty. Tyto středně zrnité horniny s ofitickou stavbou obsahují lištovité plagioklasy, které jsou místy slabě zakalené jílovými minerály. Méně časté jsou dlouze jehlicovité amfiboly místy částečně chloritizované. Prostor mezi nimi vyplňuje směs karbonátů, chloritů a minerálů serpentínové skupiny. V základní hmotě se objevují drobné pseudomorfózy tvořené chlority, minerály serpentínové skupiny, oxidy a hydroxidy železa.

Poměrně často se setkáváme s intenzivními sekundárními přeměnami monchiquitů, fourchitů a bazaltů. Typická je výrazná chloritizace amfibolů a pyroxenu, karbonatizace postihující původní sklo a někdy také minerály v základní hmotě (tmavé i světlé). Karbonáty většinou odpovídají kalcitu, vzácně se však objevují i ankerity. Někdy se v horninách vyskytují drobné mandle vyplněné kalcitem. Poněkud méně častá je silicifikace.

Těšínity jsou středně místy až hrubě zrnité, mezo-krátní vzácně až melanokrátní horniny. Často bývají na



Obr. 1: Klasifikační diagram pro amfiboly (Leake et al. 1997) a pyroxeny (Morimoto et al. 1988) v horninách těšínové asociace z oblasti kolem Starého Jičina: 1) těšinity, 2) monchiquity, pikrity a fourchity.

Fig. 1: Classification diagrams of the amphiboles (Leake et al. 1997) and pyroxenes (Morimoto et al. 1988) in the rocks of the teschenite association from the Starý Jičín area: 1) teschenite, 2) monchiquite, picrite and fourchite.

výchozech zvětralé a rozpadají se na písčité eluvium. Někdy se na navětralém povrchu těšinitů objevují limonitové povlaky. Z tmavých minerálů jsou přítomny amfiboly a pyroxeny, které často vytváří agregáty tvořené z několika zrn. Amfiboly svým chemickým složením odpovídají kaersutitu a ferrokaersutitu ( $Si = 5,7-6,0; Mg/(Mg+Fe) = 0,19-0,65, Ti = 0,6-0,7$  apfu). Jde většinou o až 1 cm dlouhé sloupcovité až jehlicovité pleochroické krystaly. Vzácně bývají amfiboly postiženy na okrajích zrn chloritizací. Pyroxeny tvoří krátké sloupcovité krystaly bez pleochroismu o velikosti až 5 mm. Chemickým složením odpovídá hedenbergitu ( $Mg/(Mg+Fe) = 0,05$ ). Místo se vyskytují až 2 mm dlouhé lupínky biotitu. Velmi často biotit lemuje a částečně zatlačuje krystalky pyroxenu nebo biotitu. Některé krystaly amfibolů a pyroxenů bývají podél okrajů zatlačovány aktinolitickým amfibolem a chlority. Prostor mezi amfiboly a pyroxeny vyplňují světlé minerály a to hlavně živce a často analcim. Plagioklasy odpovídají svým složením labradoritu ( $An_{56-57}$ ), někdy je částečně nahrazován albitem. Plagioklasy jsou lokálně postiženy sekundárními přeměnami na jílové minerály, které místo provází minerály zoisit-epidotové skupiny a prehnit. Na okrajích mohou být plagioklasy zatlačovány analcimy případně karbonáty. Pokud je přítomen draselný živce, tvoří xenomorfní až hypautomorfní krystaly. Jako poměrně hojná akcesorie se vyskytuje apatit a opakní minerály (ilmenit, magnetit) a vzácně se může objevit také titanit. Magnetit je často uzavírán v okrajových částech zrn amfibolu. Apatit tvoří dlouhé sloupce, které jsou většinou uzavřeny v živcích nebo amfibolu. Někdy jsou uvnitř apatitu zarostlé inkluze biotitu (Čípová 2006).

**Magnetická susceptibilita**

Bylo provedeno 62 měření magnetické susceptibilita na dvaceti lokalitách. Hrubozrnné až středně zrnité horniny makroskopicky popsané jako těšinity vykazují relativně vysokou magnetickou susceptibilitu v rozmezí  $3-82 \times 10^{-3} SI$  s mediánem hodnot  $10 \times 10^{-3} SI$  a tmavé horniny poskytly hodnoty v rozmezí  $0,06-16 \times 10^{-3} SI$  s mediánem hod-

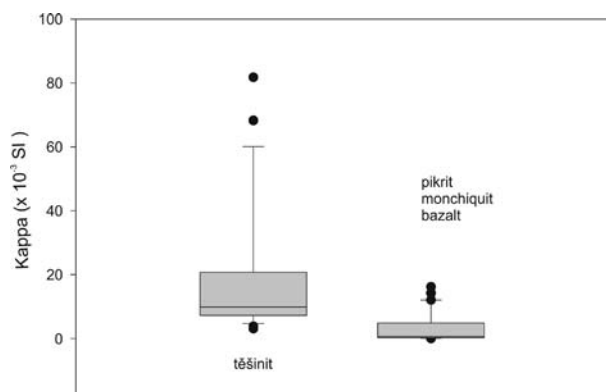
not  $0,7 \times 10^{-3} SI$  (obr. 2). Naměřené hodnoty byly velmi nízké zejména u intenzivně alterovaných pikritů a monchiquitů. Naopak nejvyšší naměřené hodnoty pocházejí z výchozu polštářových láv na lokalitě Straník.

**Diskuze**

Naměřené hodnoty magnetické susceptibilita neodpovídají původním předpokladům, protože magnetit byl popsán z obou horninových typů (Čípová 2006; Trundová 2004). Magnetit je považován za hlavní magmatický feromagnetický minerál těchto hornin. Pikrity až bazalty navíc obsahují olivín, jehož serpentizací běžně vzniká sekundární magnetit. Amfiboly a pyroxeny, které mohou hodnoty magnetické susceptibilita také zvyšovat, jsou zastoupeny v obou horninách, avšak v pikritech až bazaltech je jejich hmotnostně více než v těšinitách. Proto by v mnoha případech měla být magnetická susceptibilita pikritů až bazaltů vyšší než těšinitů. Ve skutečnosti je však tomu naopak.

Tyto dvě skupiny studovaných hornin se neliší jen v obsazích feromagnetických minerálů, ale rozdíly jsou též v chemickém složení. V prozatím provedených analýzách vykazují monchiquity a pikrity poměry  $MgO/(MgO+Fe_2O_3)$  v rozmezí 0,4-0,7; bazalty až fourchity 0,2-0,5 a těšinity 0,2-0,4. Tyto rozdíly v chemickém složení hornin se projeví i v chemickém složení tmavých minerálů (obr. 1) a patrně také v obsazích feromagnetických minerálů. Pyroxeny z těšinitu odpovídají téměř čistému hedenbergitu, naproti tomu pikrity, monchiquity a fourchity obsahují převážně diopsidy. Pyroxeny vykazují poměrně výraznou zonálnost, avšak okrajové části bývají většinou Fe bohatší než centra zrn. Vzácně můžeme pozorovat i u amfibolů z těšinitů a některých pikritů a monchiquitů (obr. 1). Střední zrna v těšinitách mají podobné chemické složení jako kaersutity z monchiquitů a kraj odpovídá ferrokaersutitu. Můžeme tedy říci, že magma z něhož vznikaly studované těšinity bylo železem bohatší oproti magmatu, z něhož krystalovaly pikrity až bazalty. Navíc se poměr  $Fe/(Fe+Mg)$  během krystalizace obou horninových skupin posouval ve prospěch Fe. Oxidické minerály železa vznikaly v obou horninových skupinách. V těšinitách však většinou krystalovaly dříve než v pikritech až bazaltech a proto jsou mnohdy magnetity uzavřeny v tmavých minerálech.

Čerstvé nealterované pikrity a monchiquity mohou mít relativně vysokou magnetickou susceptibilitu. Důkazem jsou údaje naměřené u polštářových láv na lokalitě Straník, nebo starší publikovaná měření (Čípová 2006). Ve studovaných vzorcích pikritů až bazaltů však magnetit nalezen nebyl a hematit se objevil jen vzácně a jako drobná zrna. Drobná zrna samozřejmě snadněji podléhají sekundárním přeměnám. Původní vyrostlice olivínu bývají z velké části nahrazeny karbonátem. Železo uvolněné



Obr. 2: Rozsahy naměřené magnetické susceptibilitu pro těšinitu a pikritu až bazaltu pro oblast kolem Starého Jičína.

Fig. 2: Ranges of magnetic susceptibility for the teschenite and picrite to basalt from the Starý Jičín area.

rozpadem těchto tmavých minerálů je z velké části vázáno do karbonátů, chloritů a minerálů serpentinové skupiny. Někdy se objevují limonitové lemy a povlaky na okrajích či puklinách pseudomorfóz po olivínech, ale vznik magnetitu pozorován nebyl.

Pokles magnetické susceptibilitu samozřejmě souvisí i se stupněm zvětrání horniny. Zvětralé části výchozů vykazují oproti méně zvětralým nižší magnetickou susceptibilitu. Avšak zvětrávání není tím hlavním činitelem. Většina pikritů až bazaltů nese známky starších hydrotermálních procesů. Projevy alterace jsou patrné i ve vzorcích, které vypadají na první pohled nezvětrale. Tyto alterace probíhaly již během výlevů pikritů až bazaltů na mořské dno a možná i během diagenese okolních sedimentů. Produktem těchto procesů byly většinou minerály s nízkou magnetickou susceptibilitou a magnetit patrně vznikal jen vzácně. Také těšinity byly po svém vzniku výrazně postiženy sekundárními přeměnami, které se projevíly

například vznikem analcimu nebo zeolitů. Avšak zde tvořil magnetit větší zrna a často byl uzavřen uvnitř amfibolů a pyroxenů. Oba zmíněné minerály nebyly tak výrazně postiženy alteracemi jako olivíny. Z lokality Čertův mlýn u Nového Jičína například Čípová (2006) popisuje kostrovitý krystal magnetitu uzavřený v amfibolu. V některých vzorcích jsou zrna magnetitu (až 1 mm velká) poměrně hojná a mohou tvořit i několik mod. procent horniny.

### Závěry

Na základě magnetické susceptibilitu můžeme ve studovaném území poměrně dobře vyčlenit dvě skupiny: (1) těšinity a (2) pikrity až bazalty. Rozdíly magnetických vlastností obou hornin závisí především na obsazích magnetitu a hematitu. Magnetit v těšinitách vznikl již během magmatické krystalizace a byl i přes intenzivní působení hydrotermálních fluid zachován (zejména jako inkluze uvnitř amfibolů). V pikritech až bazaltech se většina železa zabudovala do tmavých minerálů. Během alterace se primární minerální asociace částečně změnila na sekundární silikáty (např. chlority) a limonit. Nižší obsahy feromagnetických minerálů v pikritech až bazaltech oproti těšinitám jsou výsledkem rozdílného chemického složení primárních hornin a odlišného chování jejich minerálních asociací během postmagmatického vývoje (hydrotermální alterace). Magnetická susceptibilita představuje poměrně jednoduchou a účinnou metodu pro odlišení stupně alterace ultramafických až mafických členů těšinitové asociace a může výrazně přispět k přesnému vymapování jednotlivých horninových typů vulkanitů ve studované oblasti.

### Poděkování

Práce byla vypracována v rámci úkolu 6207 Maleník-Poodří (Základní geologické mapování vybraných oblastí České republiky v měřítku 1:25 000) financovaného odborem geologie MŽP ČR.

### Literatura

- Čípová, I. (2006): Využívání hornin těšinitové asociace v pravěku. – MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno.
- Droop, G. T. R. (1987): A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. – *Mineral. Mag.*, 51, 431–437.
- Hovorka, D. – Spišiak, J. (1988): Mezozoický vulkanismus Západních Karpát. – Veda, 263 str. Bratislava.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *Amer. Mineral.*, 68, 277–279.
- Leake, B. E. – Woolley, A. R. – Arps, C. E. S. – Birch, W. D. – Gilbert, M. C. – Grice, J. D. – Hawthorne, F. C. – Kato, A. – Kisch, H. J. – Krivovichev, V. G. – Linthout, K. – Laird, J. – Mandarino, J. – 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.
- Lucińska-Anazkiewicz, A. – Villa, I. M. – Anazkiewicz, R. – Ślaczka, A. (2002):  $^{40}Ar/^{39}Ar$  dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, 53, 45–52.
- Menčík, E. – Adamová, M. – Dvořák, J. – Dudek, A. – Jetel, J. – Jurková, A. – Hanzlíková, E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústř. Úst. geol. 304 str. Praha.
- Morimoto, N. – Fabries, J. – Ferguson, A. K. – Ginzburg, I. V. – Ross, M. – Seifert, F. A. – Zussman, J. – Aoki, K. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *Mineral. Mag.* 52, 535 – 550.
- Pouchou, J. L. – Pichoir, F. (1985): „PAP“ procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.
- Schumacher, J. C. (1997): Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. – *Can. Mineral.*, 35, 238–246.
- Šmíd, B. (1978): Výzkum vyvěřelých hornin těšinitové asociace. – MS, zprávy Sb. 835, I. a II díl. Archiv ČGS. Brno.
- Trundová, A. (2004): Petrologická charakteristika těšinitů z vybraných lokalit Moravsko-slezských Beskyd. – MS, diplomová práce, PŘF MU, Brno.

## ZÁKLADNÍ CHARAKTERISTIKA FLUID Z KŘEMENNÉ ŽÍLY OD BUDČE (MOLDANUBIKUM)

Basic characteristics of fluids from quartz vein at Budeč (Moldanubicum)

Zdeněk Dolníček<sup>1</sup>, Karel Malý<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo nám. 55, 586 01 Jihlava; e-mail: maly-karel@post.cz

(23-22 Žďár n. Sázavou)

*Key words:* Moldanubicum, quartz, hydrothermal veins, fluid inclusions, stable isotopes

### Abstract

Fluid inclusions and oxygen isotope composition have been studied in quartz sampled from a ~30 cm thick NE-SW trending anchimono-mineral quartz vein hosted by Moldanubian gneisses at Budeč. Fluid inclusions contain, in addition to aqueous fluid and vapour bubble, also three types of heterogeneously trapped solids (possibly carbonate and unknown isometric and accicular phases). The vapour-containing fluid inclusions homogenized between 95 and 215 °C. Cryometric data are rather exotic:  $T_f = -14$  to  $-49$  °C,  $T_e = -8$  to  $-38$  °C,  $T_m$  of an unknown phase =  $-0.3$  to  $-6.4$  °C,  $T_m$  ice =  $0.0$  to  $-5.2$  °C. The  $\delta^{18}O$  of quartz is 0.0 ‰ SMOW, corresponding to fluid  $\delta^{18}O$  between  $-11$  and  $-22$  ‰ SMOW calculated for the total range of  $T_h$  values. It may be concluded that the quartz originated from a rather specific fluid system. The salt content of fluids (including chlorides, and possibly also sulphates and/or bicarbonates) may have been possibly acquired due to various low-temperature dissolution, hydrolytic and/or oxidation reactions of meteoric water and silicate rocks.

### Úvod

V prostoru vymezeném obcemi Žďár nad Sázavou – Sázava – Nové Veselí je několik mineralogicky zajímavých lokalit nezrudnělých křemenných žil. O většině z nich nebylo dosud nic publikováno (např. Hamry nad Sázavou, Sázava, Štenice), pouze některé jsou zmíněny ve sběratelských textech (např. Nové Veselí, Budeč). U České Meze, která je i sběratelsky nejznámější, proběhl geologický průzkum, který zkoumal možnosti využití křemene pro šperkařské účely (Mátl 1991). Mineralogie žil na všech lokalitách je velmi jednoduchá: v naprosté většině obsahují pouze různé barevné variety křemene (obecný křemen, křišťál, záhnědu, ametyst, morion), relativně často však vyvinuté v atraktivních krystalech.

Zkoumaná lokalita se nachází 1,5 km s. od Budče. V minulosti byla odkryta výkopem, který je dnes cca 45 m dlouhý, maximálně 12 m široký a 2,5 m hluboký. Směr výkopu je SV–JZ. Nově byla žíla ověřena výkopem, který v hloubce cca 3 m zastihl 30 cm mocnou polohu relativně čistého křemene až křišťálu uloženou v alterovaných rulách moldanubika.

V obvalech je nejběžnější masivní šedobílý až bílý křemen, často s povlaky limonitu a hydroxidů manganu. Vzácný je žlutohnědý opál, který tvoří výplň mezi krystaly křemene. Časté jsou krystaly obecného křemene do 3 cm rostlé do dutin. Méně běžné jsou drúzy křišťálu nebo světlé záhnědy s nízkou sloupcovitými krystaly do cca 5 cm; zcela výjimečné jsou světlé ametysty. Volné, dlouze sloupcovité a oboustranně ukončené krystaly křišťálu a záhnědy až 10 cm velké byly nalezeny v dutinách vyplněných RTG amorfní hmotou jílovitého vzhledu.

### Fluidní inkluze

Ve třech vzorcích křemene (křišťálu) byly studovány fluidní inkluze (FI). Petrografické i mikrotermometrické charakteristiky inkluzí jsou ve všech třech vzorcích velmi podobné.

Přítomné inkluze se vyskytují buď jako solitérní nebo na vyhojených mikrotrhlinách, které však většinou neprotínají celé zrno hostitelského minerálu. Vzhledem ke skutečnosti, že tyto FI mají stejné fázové a mikrotermometrické charakteristiky jako solitérní (primární?) inkluze, předpokládáme, že jde spíše o pseudosekundární než o sekundární inkluze. Tvary inkluzí jsou ponejvíce nepravidelné, někdy je patrný náběh na tvar „negativního krystalu“, na němž lze identifikovat plochy prizmatu i obou klenců. Inkluze mají často i značnou velikost, dosahující až několika desítek mm.

Pozoruhodné je fázové složení přítomných inkluzí. Všechny inkluze obsahují převahu vodného roztoku. Většina inkluzí obsahuje také plynnou bublinu, která zaujímá 5–10 obj. %. Menší část inkluzí je bez bubliny, což lze interpretovat jako metastabilní stav nebo (méně často) důsledek postdepozicičního „zrání“ inkluzí (necking-down). Řada inkluzí obsahuje navíc jednu nebo více pevných fází. Podle vnější morfologie a optických vlastností lze rozlišit minimálně tři typy pevných fází: 1) izometrická zrna či krystaly s kosočtvercovým obrysem, vysokým indexem lomu (porovnávalo s kapalnou fází uzavíranou v inkluzích) a vysokým dvojlomem; 2) izometrická či nepravidelná zrna s nižším indexem lomu, izotropní nebo s velmi nízkým dvojlomem; 3) jehličkovité či sloupečkovité krystaly, rovněž s nízkým indexem lomu a izotropní či jen velmi slabě dvojlomné. V prvním případě jde patrně o karbonát, povahu zbývajících

dvou typů pevných fází se zatím nepodařilo určit. Pozoruhodným rysem je, že pevné fáze dvou posledně zmiňovaných typů se uvnitř inkluzí za pokojové teploty v mnoha případech zřetelně pohybují (!). Pevné fáze nesou jednoznačné znaky heterogenně zachycených fází (tj. nejde o tzv. dceřinné minerály, vykrystalizované až po ochlazení původně homogenního roztoku): nahodilý výskyt, různé počty individuí pevné fáze v různých inkluzích, variabilní velikost neodpovídající velikosti celé inkluze.

Výsledky mikrotermometrických měření inkluzí jsou shrnuty v tab. 1. Teploty homogenizací inkluzí s bublinou vykazují poměrně široký rozsah hodnot mezi 95 a 215 °C s normálním rozdělením (obr. 1a). Širší rozptyl vykazují jak inkluze v rámci konkrétní jedné mikrotrhliny, tak inkluze solitérní. Pevné fáze se během zahřívání nijak nemění a nerozpouštějí, pouze jejich pohyb se s rostoucí teplotou zrychluje.

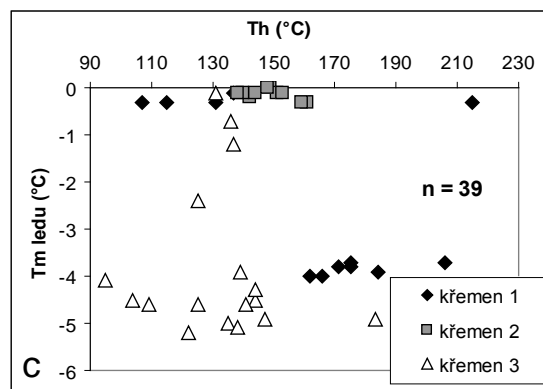
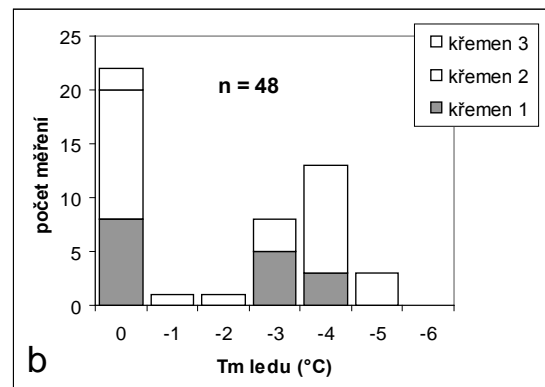
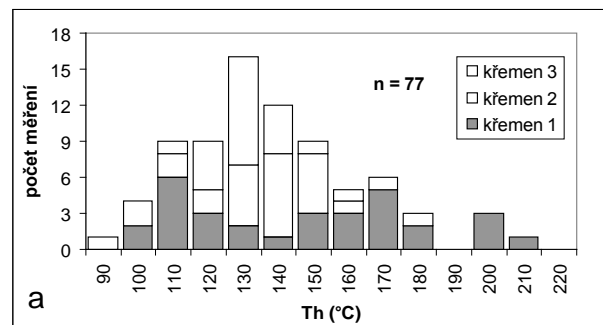
Při ochlazení inkluze zamrzají za poměrně vysokých teplot mezi -14 (!) a -49 °C. Po vymrznutí zůstávají inkluze bezbarvé, pouze v některých případech s vyššími Tm ledu (Budeč 3) je někdy patrná granulární struktura vymražených inkluzí. Při vymrazení došlo ve většině inkluzí (s Th pod 160–180 °C) k eliminaci plynné bubliny. Aby mohly být měřeny teploty tání pevných fází v rovnováze s plynnou fází, musela být u inkluzí uměle snížena jejich celková hustota přehřátím na 220 °C. Objevení první kapaliny, spojené s rekrystalizací zbývajících pevných fází, bylo při následném zahřívání zmrzlých inkluzí zaznamenáno za teplot -8 až -38 °C. Při dalším zahřívání taje další fáze (bezpečně neidentifikovaná) za teplot -0,3 až -6,4 °C. Jako poslední fáze taje ve všech inkluzích led za teplot 0,0 až -5,2 °C. Z obr. 1b je patrné bimodální rozdělení měřených hodnot Tm ledu. Ke kryometrickým měřením je třeba poznamenat, že v mnoha případech neexistuje – jinak obvyklá – úměra mezi hodnotami Tf, Te a Tm ledu. Jinými slovy, byly zjištěny i inkluze s vysokou Te, vysokou Tf a nízkou Tm ledu (zejm. vzorek Budeč 1). Chování plynné fáze při zmrazování a rozmrazování indikuje, že v některých inkluzích mohlo být přítomno i menší množství klathrátotvorného plynu.

V diagramu Th-Tm ledu (obr. 1c) jsou patrná dvě subhorizontální „pole“ vyznačující se variabilní teplotou a relativně stálou Tm ledu. Uvedené rozdělení naměřených dat lze interpretovat jako dva pulsy fluid s rozdílným složením (salinitou), které působily v obdobném teplotním režimu. Velkou variabilitu hodnot Th by bylo možno vysvětlit rychlým chladnutím hydrotermálního roztoku, mísením dvou fluid se stejnou salinitou a různou teplotou, příp. kombinací uvedených faktorů s variabilními tlakovými podmínkami při krystalizaci.

Interpretace mikrotermometrických dat směrem k popisu složení inkludovaných fluid je obtížným úkolem. Široký rozsah eutektických teplot pokrývá eutektika řady

Vzorek	Geneze	Fázové složení	Th (L+V)	Tf	Te	Tm fáze 2	Tm ledu
křemen 1	P, PS	L+V, ojed.L	102–215	-14/-44	-8/-18	-3,3/-5,7	-0,1/-4,1
křemen 2	P, PS	L+V, L	114–161	-23/-41	-9/-19	-0,3/-3,8	0,0/-0,3
křemen 3	P, PS	L+V, ojed.L	95–183	-38/-49	-18/-38	-5,3/-6,4	-0,1/-5,2

Tab. 1: Výsledky mikrotermometrie fluidních inkluzí z Budeče. Teplotní parametry ve °C. Tab. 1: Results of the fluid inclusion microthermometry on three quartz samples from Budeč. The temperature parameters are in °C.



Obr. 1: Grafická prezentace výsledků mikrotermometrie fluidních inkluzí. a – histogram homogenizační teplot dvoufázových L+V inkluzí; b – histogram teplot tání posledního ledu; c – diagram Th versus Tm ledu.

Fig. 1: A graphical presentation of results of fluid inclusion microthermometry. a – histogram of homogenization temperatures of two-phase L+V inclusions; b – histogram of melting temperatures of last ice; c – Th versus Tm-ice plot.

systémů (Shepherd et al. 1985): vodné roztoky s různými karbonáty či sírany (Te pod  $-10^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{KCl-H}_2\text{O}$  (Te  $-10,6^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  (Te  $-21^{\circ}\text{C}$ ), vodné roztoky s chloridy Mg či Fe (Te kolem  $-35^{\circ}\text{C}$ ). Aproximace salinity systémem  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  (tzv.  $\text{NaCl}$  – ekvivalent) by mohla být v případě přítomnosti karbonátů či síranů značně podhodnocena. Přítomnost solí, které i ve větších koncentracích jen málo sníží teplotu tání ledu (sírany, bikarbonáty), lze v některých inkluzích odůvodněně předpokládat (Budeč 1), jejich přesná identifikace však vyžaduje použití dalších metod.

#### Izotopové složení kyslíku

V jednom vzorku křemene byla stanovena hodnota  $\delta^{18}\text{O}$ . Stanovená hodnota je nezvykle nízká ( $\delta^{18}\text{O} = 0,0\text{‰}$  SMOW). Vypočtená hodnota  $\delta^{18}\text{O}$  fluida je pro celkový rozsah hodnot Th inkluzí rovněž velmi nízká ( $-11$  až  $-22\text{‰}$  SMOW), indikující jednoznačně přítomnost (recentní?) meteorické vody. Na této interpretaci by nic nezměnila

ani eventualita zvýšeného tlaku, kdy by byly skutečné teploty krystalizace vyšší než naměřené homogenizační teploty fluidních inkluzí: signatura mořské vody ( $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$  SMOW) vychází pro teplotu  $720^{\circ}\text{C}$  a spodní limit pro metamorfní vodu ( $\delta^{18}\text{O} = +3\text{‰}$  SMOW) pro teplotu  $2500\text{--}2800^{\circ}\text{C}$  (!). Tlakové podmínky pro teplotu  $700^{\circ}\text{C}$ , Th cca  $140^{\circ}\text{C}$  a salinitu 5 hm. %  $\text{NaCl}$  ekv. by však dosahovaly min. 10 kbar (program Flincor; Brown 1989).

#### Závěr

Studovaná křemenná žíla od Budče je hydrotermálního původu. Použité metody naznačují, že se na jejím vzniku patrně podílel dosti specifický fluidní systém. Nelze vyloučit, že jednou z komponent hydrotermálních fluid mohly být roztoky „zvětrávacího“ původu, které svůj solný obsah získaly různými nízkoteplotními rozpouštěcími, hydrolytickými a oxidačními reakcemi srážkové vody a silikátových hornin.

#### Literatura

- Brown, Ph. E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.). – Second biennial Pan-American conference on research on fluid inclusions, program with abstracts: 14.
- Mátl, V. (1991): Drahé kameny ČSSR. – MS, ÚÚG Praha.
- Shepherd, T. J. – Rankin, A. H. – Alderton, D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. – Blackie. Glasgow and London.

# BAZICKÉ ŽÍLY S PYROXENEM V OKOLÍ BLANSKA

Basic dykes with pyroxene in the vicinity of Blansko

Petr Gadas<sup>1</sup>, Miroslava Gregerová<sup>2</sup>, Lukáš Krmíček<sup>3</sup>

Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno;  
e-mail: <sup>1</sup> 64093@mail.muni.cz, <sup>2</sup> mirka@sci.muni.cz, <sup>3</sup> luk@mail.muni.cz

(24-32 Brno)

**Key words:** Brno Massif, Hercynian orogenesis, basic dykes, pyroxene, chemical composition

**Abstract**

Three mafic dykes found in the vicinity of Blansko were examined petrographically. One of them was studied geochemically. All three dykes contain clinopyroxene as phenocrysts (sometimes pseudomorphosed by hornblende) or in the groundmass with lathy plagioclases in the central parts of the dykes. Plagioclase usually takes the form of euhedral phenocrysts toward the contact with the host rock. Also, the structure changes from ophitic in the central parts to porphyric along the contact. Studied dykes display modal composition of microdiorites and porphyric microdiorites respectively. The dyke from Čertův Hrádek (no. 1) shows a noticeable geochemical similarity compared with the Hercynian dykes of porphyric microdiorites (diorite porphyrites) of the eastern granodiorite part of the Brno Massif studied by Hanzl et al. (1995). The dyke is formed by basaltic andesite based on the alkali/SiO<sub>2</sub> ratio with features of calc-alkaline within plate basalt due to content of some trace elements or non-orogenic basalt account on content of Ti in pyroxenes (Leterrier et al. 1982).

**Úvod**

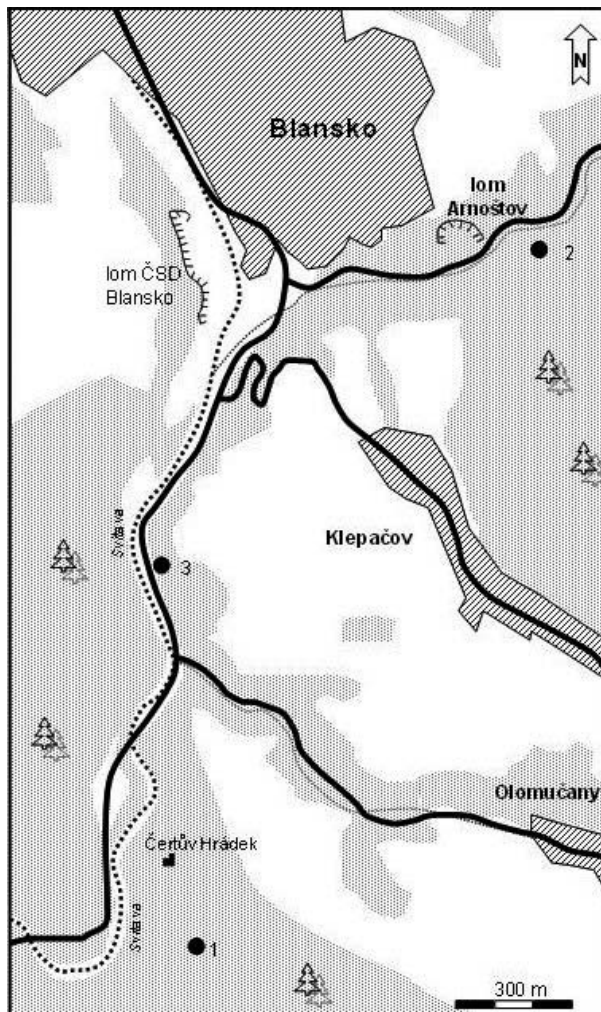
V brněnském masivu byly popsány četné výskyty bazických magmatických žil. Podle Gregerové (1977) zpravidla strmě pronikají horninami jeho obou granitoidních částí, nejvíce jich pak vystupuje v metabazitové zóně. Svým složením odpovídají ve většině případů žilným ekvivalentům dioritu. U porfyrických variet tvoří vyrostlice nejčastěji plagioklas a amfibol, vzácně plagioklas a pyroxen (Hanzl et al. 2000). Absolutní stáří žil od Blanska a Lhoty Rapotiny bylo radiometricky (K/Ar metodou) stanoveno na 309 mil. a 324 mil. let (Šmejkal 1964). Podrobnou charakteristiku tří bazaltických žil s pyroxenem z lokalit Želešice, Řečkovice a Lelekovice provedl Němec (1995). V širším okolí Blanska byly v poslední době nalezeny nové výskyty tmavých, jemnozrnných magmatických žil. Dvě z nich byly podrobněji studovány. Současně byly odebrány vzorky ze žíly vystupující v zářezu silnice Olomučany – Blansko (č. 3), popisované v práci Štelcl, Weiss et al. (1986).

**Metodika**

V terénu byly studovány rozměry a pozice všech tří žil a charakter kontaktu s okolními horninami. Pro laboratorní výzkum byly odebrány vzorky z centrálních i okrajových partií žil. Z nich byly vyhotoveny leštěné výbrusové preparáty pro petrografické studium a analýzy mikrochemismu vybraných minerálních fází. Ze žíly od Čertova Hrádku byly zhotoveny dvě celohorninové chemické analýzy

Obr. 1: Zjednodušená mapka s lokalizací studovaných žil. 1 – Čertův Hrádek, 2 – Arnoštov, 3 – Blansko.

Fig. 1: Simplified map with location of the studied dykes. 1 – Čertův Hrádek, 2 – Arnoštov, 3 – Blansko.



(ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Kanada; metodou ICP-ES byly stanoveny SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ba, Ni, Sc, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl a Se a metodou ICP/MS byly stanoveny Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Zr, Y a REE). Data byla vyhodnocena programem GCDkit for Win 2.0. (Janoušek et al. 2006). Mikrochemismus byl studován na přístroji Cameca SX100 v Laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy na ÚGV PíF MU v Brně za těchto podmínek: urychlovací napětí 15 keV, proud 10 nA a průměr elektronového svazku 5 μm.

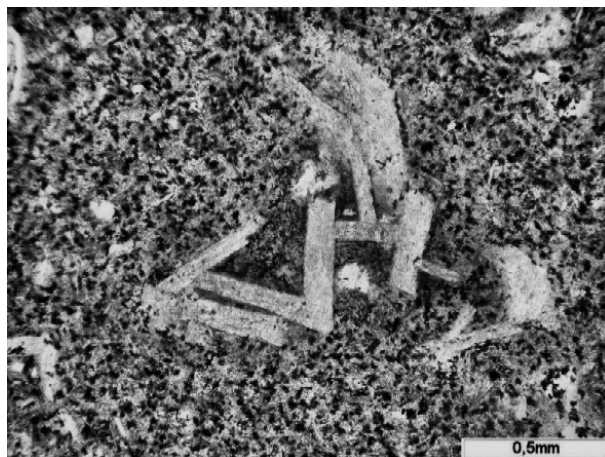
**Výsledky**

Lokalizace žil je zobrazena na obr. 1. Protínají biotit-amfibolové (č. 1 – Čertův Hrádek), popřípadě amfibol-biotitové granodiority (č. 3 – Blansko) až tonality (č. 2 – Arnoštov).

No.	pyroxen 1		pyroxen 2	
	střed	okraj	střed	okraj
SiO <sub>2</sub>	49,48	48,13	48,33	48,80
TiO <sub>2</sub>	1,40	1,80	1,96	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,25	5,15	4,54	3,99
FeO	8,71	8,86	8,73	11,89
MnO	0,23	0,17	0,17	0,32
MgO	13,52	13,29	13,28	13,13
CaO	21,96	21,77	21,52	19,98
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,32	0,29	0,33
Li <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,05	0,22	0,00
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,83</b>	<b>99,53</b>	<b>99,04</b>	<b>100,13</b>
<b>Rozpočteno na fixní sumu 4 kationtů</b>				
Si	1,846	1,801	1,820	1,831
Ti	0,039	0,051	0,056	0,048
Al (T)	0,154	0,199	0,180	0,169
Al (M1)	0,032	0,028	0,022	0,007
Fe <sup>3+</sup> (T)	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>3+</sup> (M1)	0,064	0,092	0,061	0,090
Fe <sup>2+</sup>	0,208	0,186	0,214	0,283
Mn	0,007	0,005	0,006	0,010
Mg	0,752	0,741	0,746	0,735
Ca	0,877	0,873	0,868	0,803
Na	0,020	0,023	0,021	0,024
Cr	0,000	0,001	0,006	0,000
<b>Total</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>

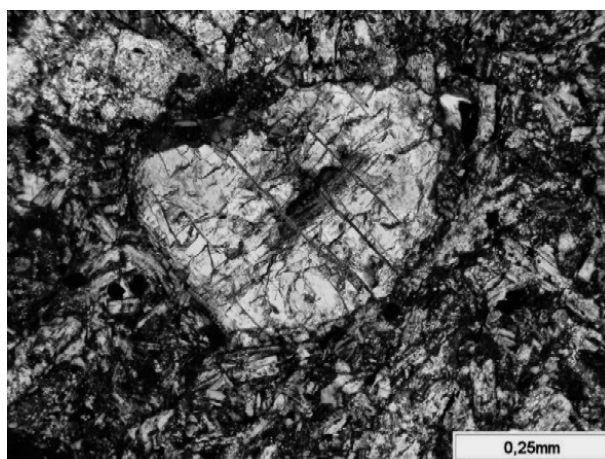
Tab. 1: Reprezentativní mikrosondové analýzy pyroxenů ze žily č. 1 – Čertův Hrádek. Obsahy oxidů uvedeny v hm. %.

Tab. 1: Representative microprobe analyses of the pyroxenes from the dyke no. 1 – Čertův Hrádek. Contents of oxides in wt. %.



Obr. 2: Porfyrická mikrostruktura s lištami plagioklasů v okrajové části žily č. 1 – Čertův Hrádek, PPL.

Fig. 2: Porphyritic microstructure with plagioclase laths from the



Obr. 3: Vyrůstlice klinopyroxenu v centrální části žily č. 1 – Čertův Hrádek, XPL.

Fig. 3: Clinopyroxene phenocryst from the central part of the dyke no. 1 – Čertův Hrádek, PPL.

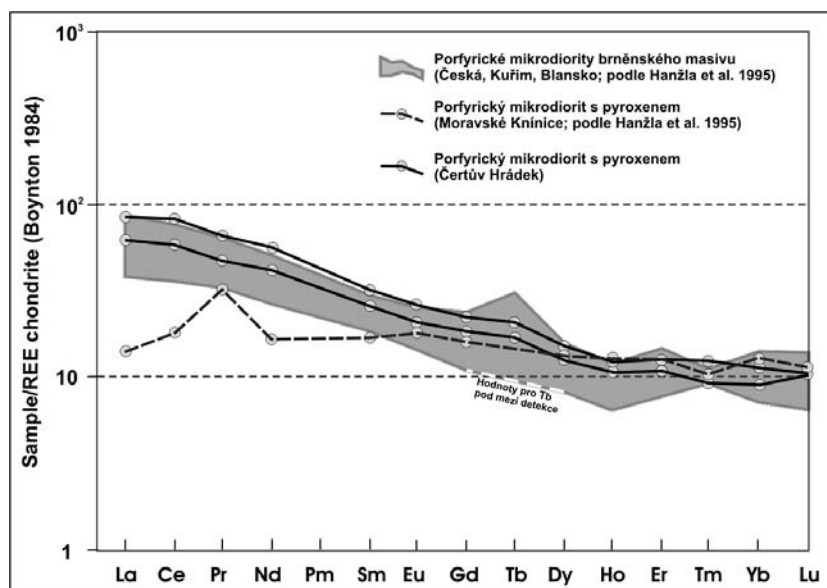
Žíla č. 1 je na výchoze patrná v délce 15 m s maximální ověřenou mocností 120 cm. Má směr SZ–JV a uklání se pod strmým úhlem (80–85°) k SV. Makroskopicky jde o jemnozrnnou až celistvou, tmavě šedozelenou horninu bez patrné zonality mezi centrální a okrajovou částí. Kontakt s okolním granodioritem je ostrý. Přibližně kolmo ke svému průběhu je protnuta asi 3 cm mocnou žilkou šedobílého křemene, stejného charakteru i orientace, jako mají křemenné a křemen-epidotové žíly v okolních horninách. Průběh žily č. 2 je patrný v délce asi 3 m s maximální ověřenou mocností 1 m v dolní části výchozu. V horní části postupně vyklínuje. Je orientována ve směru ZSZ–VJV se sklonem kolem 80° k severu. Kontakt s okolní horninou je ostrý, částečně zastřený střížnou poruchou s křemen-epidotovou výplní. Makroskopicky jsou v jemnozrnné až celistvé, tmavě šedé základní hmotě patrné až 1 cm velké ploše oválné a černě zbarvené smouhy. Jsou uspořádány subparalelně navzájem a současně s okraji žíly. Až 10 m mocnost vykazuje žíla č. 3, jenž je obdobné orientace jako žíla č. 2. I zde je na kontaktu s okolní horninou patrná asi 1 cm mocná křemen-epidotová



	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ	Ni	Ba	Co	Nb	Rb	Sr	
vz.	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	wt %	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
okr.	51,15	16,12	9,02	7,33	6,8	3,01	0,8	1,22	0,31	0,14	0,035	95,9	75	466,8	30,4	9,3	14	779,6	
cen.	50,16	17,56	9,18	5,67	7,21	2,94	1,26	1,42	0,48	0,16	0,022	96,06	41	565,2	29,3	13,1	23	658	
	V	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ	
vz.	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
okr.	142	134,6	20,9	18,8	46,5	5,67	24,5	4,8	1,49	4,57	0,78	3,79	0,72	2,14	0,28	1,81	0,3	1789	
cen.	168	189,3	26,1	26,9	66,4	8,01	33,8	6,1	1,86	5,47	0,94	4,65	0,83	2,51	0,38	2,22	0,33	1873	

Tab. 2: Chemické složení žíly č. 1 – Čertův Hrádek.

Tab. 2: Chemical composition of the dyke no. 1 – Čertův Hrádek.



Obr. 4: Srovnání distribuce REE ve studovaných žilách s dalšími žilami porfyrických mikrodiortitů z brněnského masivu a s chondritem Boyntona (1984).

Fig. 4: Correlation chondrite of Boynton (1984) normalized REE patterns for studied dykes and other dykes of diorite porphyrites from the Brno Massif.

žilka. Celistvá šedozelená žíla uzavírá až 1 m velké xenolity pravděpodobně okolního granodioritu.

Všechny tři žíly mají nápadnou zonalitu v mikrostruktuře. Ve středních partiích vykazují spíše optickou mikrostrukturu, směrem k okrajům se mění v porfyrickou s automorfními vyrostlicemi plagioklasů a původně vyšším obsahem skla v základní hmotě (obr. 2). Bazicitu plagioklasů centrální i okrajové části žíly č.1 kolísá mezi Ab<sub>32</sub> (nealterované partie) a Ab<sub>92</sub>. Pyroxeny jsou zastoupeny pouze v centrální části žíly, kde tvoří hypautomorfní vyrostlice o velikosti do 2 mm (obr. 3). Jsou světle růžově pleochroické, zonální a složením odpovídají augitu (tab. 1). V základní hmotě se mezi lištami plagioklasů vyskytují xenomorfně omezené pyroxeny. V centrální části žíly se objevují také do 1 mm velké oválné mandle vyplněné hydrotermálními minerály se sukcesí chlorit – křemen – karbonát. V devitrifikované základní hmotě okrajové části žíly se podařilo identifikovat pouze fenokrysty plagioklasů, dosahující velikosti do 2 mm. V obou částech se vyskytuje magnetit a akcesorický apatit. Hojně zastoupené, až 1 cm velké ploše oválné útvary v žíle č. 2 byly identifikovány jako vesikuly. Byly magmaticky deformovány a poté vyplněny asociací hydrotermálních minerálů epidot, karbonát a chlorit. Identifikován byl amfibol (aktinolit) o délce cca 10 mm tvořící pseudomorfózu po

pyroxenu, tvořícím nepatrné reliktu. Spolu s magnetitem a akcesorickým apatitem se v žíle vzácně objevil automorfně omezený Cr-spinel (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 33 hm. %). Třetí ze studovaných žil (č. 3) obsahuje vedle lištovitých plagioklasů v centrální partii až 0,5 mm velké hypautomorfní pyroxeny. Ve srovnání s žílou č. 1 je zde pyroxen méně zastoupen a v základní hmotě zcela schází. Složení a stavba okrajové části žíly je obdobná jako u žíly č. 1.

Výsledky dvou chemických analýz z centra a okrajové partie žíly č. 1 (tab. 2) prokázaly, že jde o horninu intermedialní, vápenato-alkalické série. V TAS diagramu se promítá do pole bazaltického andezitu. Pozice v geotektonických diskriminačních diagramech založených na obsazích stopových prvků ukazuje na vápenatoalkalické bazalty generované ve vnitrodeskovém prostředí. Rozdíly v obsazích REE mezi centrální a okrajovou partii mohou souviset s celkovou nehomogenitou žíly. Zvýšený obsah karbonátů a hydratovaných fází dokládá relativně vysoká ztráta žiháním.

Ze srovnání s výsledky analýz Hanžla et al. (1995) je patrná nápadná podobnost v obsazích hlavních a stopových prvků s žilami porfyrických mikrodiortitů (dioritových porfyrítů) východní granodioritové části brněnského masivu. Velmi blízké jsou i obsahy REE. Naopak žíla dioritového porfyrítu s pyroxenem od Moravských Knínic se od žíly č. 1 obsahy REE zřetelně odlišuje (obr. 4).

**Diskuze a závěr**

Studované bazické žily odpovídají mikrodioritům až porfyrickým mikrodioritům s vyrostlicemi pyroxenu a plagioklasu. Pyroxen je spíše běžným než vzácným minerálem těchto žil. Změna v mikrostruktuře (z porfyrické podél okrajů žil do mikroofitické v centrálních částech) je pravděpodobně důsledkem rychlého utuhnutí vlivem teplotního kontrastu při kontaktu s okolní horninou. Němec (1995) považoval za zdroj magmatu bazických žil v brněnském masivu stejný magmatický krb, který byl zdrojem kadomských vulkanitů metabazaltové subzóny. Neporušený průběh žil zdůvodňoval odolností okolních hornin vůči dynamické metamorfóze. Přítomnost žil v metavulkanitech metabazitové zóny však tento názor nepodporuje. Kadomskému stáří žil rovněž neodpovídá datování Šmejkal (1964).

Nápadná podobnost v mineralogickém složení i zonalitě studovaných žil se jeví při srovnání se systémem magmatických žil, protínajících kulmské sedimenty kry Maleníku v lomu Podhůra u Lipníku n. Bečvou, které nově revidovali jako alkalickoživcový mikrodiorit Kropáč et al.

(2007). Obdobné rysy lze sledovat i ve srovnání s žilou alkalickoživcového mikrodioritu z lomu v Olšanech na Drahanské Vrchovině, popsané Krmíčkem et al. (2006). Výrazná strukturní a částečně i minerální zonalnost naznačuje, že v minulosti v brněnském masivu odděleně popisované bazaltické žily (ofitická mikrostruktura) a žíly porfyrických mikrodioritů (porfyrická mikrostruktura) nevylučují jednu intruzi. Vyčlenění dvou rozdílných horninových typů by mohlo souviset s odběrem pouze jediného vzorku z rozdílných partií žil.

Studované žíly spolu s žilami obdobných hornin moravskoslezské oblasti mohou být (v souladu s interpretací Přichystala 1993) geneticky vázány na extenzní gravitační kolaps variského orogenu. Vysokými obsahy Ti v pyroxenech pak odpovídají žíly „neorogenním“ bazaltům (Leterrier et al. 1982). Zdroj magmatu je třeba hledat s největší pravděpodobností v prostředí svrchního pláště (Cr 151–239 ppm; Ni 33–63 ppm). Z relativně zvýšeného obsahu některých litofilních prvků (Ba 565–467 ppm; Sr 658–780 ppm) usuzujeme na kontaminaci korovým materiálem.

**Literatura**

- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (Ed.) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 63–114. Amsterdam.
- Gregerová, M. (1977): Tmavé žilné horniny brněnského masivu. – MS, rigorózní práce. PřF UJEP. Brno.
- Hanžl, P. – Melichar, R. – Gregerová, M. (2000): Brněnský masiv. – In: Müller, P., Novák, Z. (Eds.): Geologie Brna a okolí. – Čes. geol. Úst., 14–17. Praha.
- Hanžl, P. – Přichystal, A. – Melichar, R. (1995): The Brno massif: volcanites of the northern part of the metabasite zone. – Acta Univ. Palacki., Olom., Geol. 34, 75–82. Olomouc.
- 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, 6, 1255–1259. Oxford.
- Krmíček, L. – Přichystal, A. – Halavínová, M. (2006): Objev a genetický význam porfyrického alkalickoživcového mikrodioritu (dioritového porfyritu) v Olšanech na Drahanské vrchovině. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 2005, 98–101. Brno.
- Kropáč, K. – Dolníček, Z. – Lehotský, T. – Škoda, R. – Faměra, M. – Čermák, L. (2007): Nové poznatky z lomu Podhůra (kulm kry Maleníku). – In: Faměra, M., Kropáč, K. (eds.): Sborník abstraktů Moravskoslezské paleozoikum 2007, 17–18. UP, Olomouc.
- Leterrier, J. – Maury, R. C. – Thonon, P. – Girard, D. – Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. – Earth Planet. Sci. Lett., 59, 139–154. Amsterdam.
- Němec, D. (1995): Basalt dykes of the Brno massif, Moravia, Czech Republic. – Věst. Čes. geol. Úst., 70, 2, 75–80. Praha.
- Přichystal, A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (Eds.): Geologie Moravy a Slezska, 59–70. MZM a SGV PřF MU. Brno.
- Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium–argonovou metodou (II. část). – Sbor. geol. věd, G, 4, 121–136. Praha.
- Štelcl, J. – Weiss, J. et al. (1986): Brněnský masiv. – 1–255, PřF UJEP. Brno.

# GRAFIT-TREMOLITOVÁ HORNINA Z BAČKOVIC U JEMNICE

Graphite-tremolite rocks at Bačkovice near Jemnice (West Moravia)

Stanislav Houzar<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Mineralogicko-petrografické odd. Moravského zemského muzea, Zelný trh 6, 659 37 Brno; e-mail: shouzar@mzm.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59, Brno; e-mail: burianek@cgu.cz

(33-21 Slavonice)

**Key words:** Fe-tremolite, graphite, stability assemblage, Gföhl unit, Drosendorf unit, Moldanubicum

**Abstract**

Graphite-tremolite rocks at Bačkovice, with simple mineral assemblage (tremolite, graphite, biotite, titanite and chlorite), represent rare rocks type in the Gföhl unit (Moldanubicum). Chemical composition and mineralogy indicate that protholite is a volcano-sedimentary Ca-rich rocks rather than basic or ultrabazic igneous rocks.

**Geologická pozice**

Na poli 400 m jv. u Šimkova mlýna, ležícího necelé 2 km jz. od Bačkovic u Jemnice (obr. 1) byly zjištěny balvany a úlomky amfibolické horniny. Přímý výchoz této horniny není odkryt, v nejbližším okolí vystupují sillimanit-biotitické ruly až migmatity s četnými amfiboly, granulity a nepatrnými vložkami flogopit-forsteritových, dolomitických i grafitických mramorů. Podle geologické mapy 1:25 000 (Jenček 1987) by výskyt měl ležet v rámci tělesa amfibolitu, tento vztah však nebyl v terénu potvrzen. Uvedený horninový komplex je přiřazovaný ke gföhlské jednotce moldanubika, která se nedaleko od této lokality stýká s drosendorfskou (vratěněnskou) jednotkou, tvořenou biotitickými a muskovit-biotitickými pararulami s hojnými mramory, kvarcitu a grafitickými horninami.

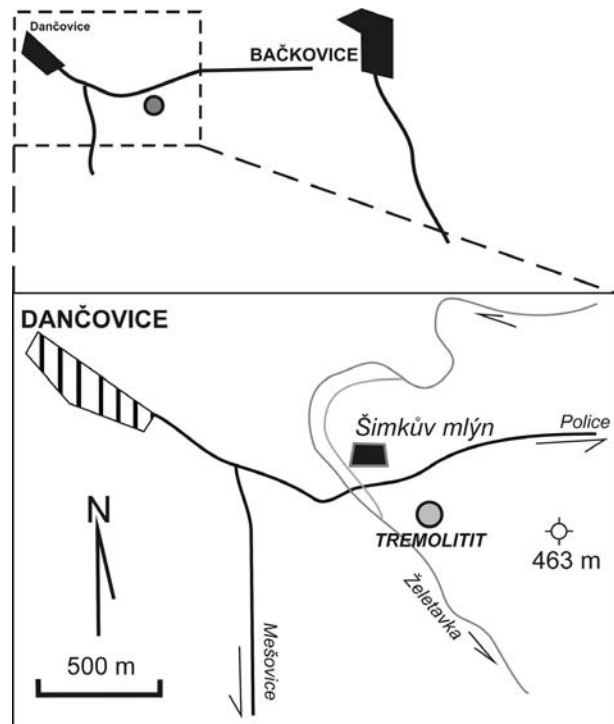
**Metodika**

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě CamScan, Česká geologická služba, Praha-Barrandov (operátor Z. Kotrba, M. Němečková). Měření probíhalo v energiově disperzním módu za podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 30 nA, načítací čas 20 sekund. Při vyhodnocení bylo pro amfiboly užito klasifikace Leake et. al. (1997). Přepočtení bylo provedeno na 24 aniontů a Fe<sup>3</sup> přepočteno pro 13 kationtů bez Ca+Na+K (Schumacher, 1996). Chemická analýza horniny byla provedena metodami XRF a INNA v laboratořích AV ČR (srovnej Houzar a Novák 2002). Ostatní prezentované vzorky jsou převzaty ze starších prací (Bešta 2004; Němec 1998, 1999; Houzar–Novák 2002) nebo se jedná o nepublikovaná data autorů.

**Petrografický popis**

Hornina je hrubozrnná, složená ze stébelnatých často vějířkovitě uspořádaných černošedých agregátů amfibolu. Má všesměrnou stavbu a makroskopicky je podobná některých varietám gabra z nedalekých Uherčic a Korolup.

Z mikroskopického studia vyplývá, že téměř jedinou součástí horniny je amfibol, chemickým složením ležícím na hranici tremolitu, aktinolitu a magneziohornblendu (tab. 1). Jeho protáhlá zrna jsou však převážně bezbarvá a jen



Obr. 1: Topografická situace lokality grafit-tremolitové horniny u Bačkovic u Jemnice.

Fig. 1: Topographical situation of graphite-tremolite rocks at Bačkovice near Jemnice.

výjimečně jeví velmi slabý pleochroismus (X = bezbarvý, Y = bezbarvý, Z = velmi světle zelený). Složení většiny amfibolů (XMg = 0,88–0,89) této horniny odpovídá podle klasifikace amfibolů aktinolitu, avšak použití tohoto názvu je v rozporu s definicí aktinolitu jako zeleného amfibolu (srovnej Leake et al. 1997); vhodnější by bylo proto jméno Fe-tremolit. Černá barva amfibolu je způsobena grafitickým pigmentem. Inkluze grafitu (velikost <0,1 mm) jsou rozmístěny pravidelně v centru zrn amfibolu. Lokálně je patrná rekrystalizace grafitu do větších šupinek velikosti okolo 0,2 mm, kolem nichž se objevuje, stejně jako na okrajích zrn tremolitu,

degrafitizovaná zóna. Degrafitizace a rekrystalizace grafitu jsou patrné rovněž v místech nepravidelných drobných trhlin, vzniklých při deformaci amfibolových zrn. Ojedinelou součástí horniny je dále biotit (X= bezbarvý, Y~Z = hnědý), velmi drobný titanit a zřetelně mladší drobné vějířky chloritu.

**Podobné horniny v okolních jednotkách**

Petrograficky shodné horniny s různým obsahem grafitu v amfibolech byly vzácně popsány z okolí Olešnice na Moravě (olešnická jednotka). Takovým typem je hornina z Crhova (vrch Stráž), známá rovněž pouze z úlomků. Má vzhled hrubozrnného gabra, u níž jednotlivá zrna tremolitového amfibolu obsahují inkluze grafitu. V další podobné hornině od Olešnice grafit v tremolitových porfyroblastech dokonce převládá nad hmotou tremolitického amfibolu. Jejich vznik byl vysvětlován metasomatózou grafitických mramorů (Sekanina 1965).

**Chemické složení**

Chemické složení této horniny se v hlavních oxidech příliší neliší od složení příslušného amfibolu. Značně se blíží složení některých amfibolitů v gföhlské jednotce z oblasti strážec-kého moldanubika (srovnej Bešta 2004). Také tvar křivky REE je podobný některým z těchto amfibolitů (obr. 2b). Výrazněji se však studovaná hornina odlišuje v obsazích některých stopových prvků (obr. 2a). Amfibolity mají (srovnej tab. 2) vyšší obsahy Sr (84–506 ppm), Cu (16–79 ppm), Co (29–59 ppm) a naopak nižší obsahy Zn (13–29 ppm). Zřetelně nižší je obsah Cr (39 ppm), dosahující jinak v amfibolitech v okolí Jemnice a v jiných částech moldanubika běžných hodnot >100 ppm (srovnej Němec 1998, 1999).

Obsahy As a Ta jsou srovnatelné s obsahy v mramorech z nedaleké lokality Korolup (vratěněnská skupina; Houzar – Novák 2002). Naopak obsahy Nb, Cu, Sr, Cs jsou nižší než v mramorech. Obsahy REE jsou v mramorech nižší než ve studované hornině. Tvar křivek u obou skupin vykazuje podobné znaky hlavně pokud jde o LREE (například mírná kladná Gd anomálie).

Grafitické horniny z olešnické jednotky mají podobné obsahy Y, Sm, Eu, Gd, Dy a také tvar křivky REE je značně podobný (obr. 2b). Obsahy Co (5–6 ppm), Zn (8–31 ppm) a Cu (18–30 ppm) se blíží spíše obsahům v mramorech od Korolup než studované hornině (obr. 2a).

**Diskuze a závěry**

Vzhledem k neexistenci přímého výchozu se lze ke genezi horniny vyjádřit pouze omezeně. Je málo pravděpodobné, že by šlo o retrográdně přeměněné gabro nebo ultrabazickou horninu (přítomnost grafitu), lze spíše předpokládat, že může jít o metasediment specifického složení (např. silicifikovaný dolomit bohatý organickou složkou). Mohlo by také jít o horninu vzniklou metasomaticky z grafitických mramorů. Avšak obsahy některých méně mobilních prvků jako je Ti a Al jsou ve studované hornině podstatně vyšší (TiO<sub>2</sub> 0,34 a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,32 hm. %) než v mramorech z Korolup (TiO<sub>2</sub> 0,03 a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,28 hm. %). Podobný tvar křivky REE patrně odráží chemické složení převažujících amfibolů. Zároveň společně s obsahy Ti, Cr, Ni a Co naznačují vulkanickou příměs v protolitu studované horniny. Paraamfibolity bývají ve srovnání s ortoamfibolity

Vzorek	Amp 1	Amp 2	Amp 3
SiO <sub>2</sub>	53,87	53,97	53,41
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,31	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	5,05	5,82
FeO	3,56	4,51	3,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,84	0,00	1,19
MnO	0,09	0,15	0,13
MgO	19,92	19,66	19,75
CaO	13,36	13,73	13,62
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,21	0,20
K <sub>2</sub> O	0,07	0,23	0,16
H <sub>2</sub> O*	2,17	2,17	2,19
<b>Total</b>	<b>99,12</b>	<b>99,99</b>	<b>100,5</b>
Si <sup>4</sup>	7,512	7,503	7,378
Ti <sup>4</sup>	0,822	0,827	0,947
Al <sup>3</sup>	0,013	0,032	0,037
Fe <sup>3</sup>	0,089	0,000	0,123
Fe <sup>2</sup>	0,415	0,524	0,424
Mn <sup>2</sup>	0,011	0,009	0,009
Mg <sup>2</sup>	4,141	4,075	4,067
Ca <sup>2</sup>	1,996	2,045	2,016
Na	0,032	0,057	0,054
K	0,012	0,041	0,028
<b>Total</b>	<b>15,072</b>	<b>15,107</b>	<b>15,131</b>

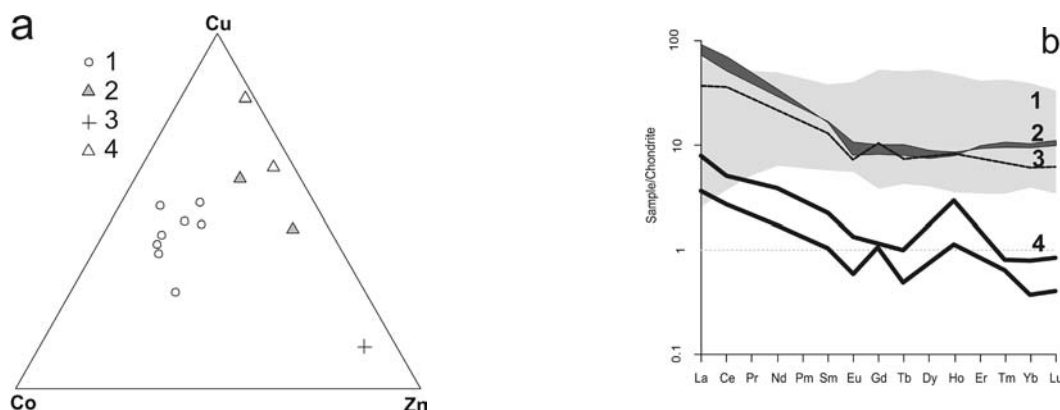
Tab. 1: Reprezentativní chemické analýzy amfibolů (\* dopočteno ze vzorce).

Tab. 1: Representative chemical composition of amphiboles (\* calculated from formula).

	hm. %		ppm		ppm		ppm
SiO <sub>2</sub>	51,86	As	0,30	Rb	10,00	La	11,64
TiO <sub>2</sub>	0,34	Ba	43,55	Sb	0,07	Ce	29,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,32	Co	9,66	Sc	9,37	Pr	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	Cr	38,97	Sr	67,30	Nd	13,04
FeO	3,77	Cs	0,12	Ta	0,28	Pm	0
MnO	0,13	Cu	16,00	Th	3,09	Sm	2,56
MgO	20,42	Hf	1,20	U	0,61	Eu	0,54
CaO	11,98	Mo	0	Y	20,00	Gd	2,72
Na <sub>2</sub> O	0,90	Nb	9,00	Zn	96,00	Tb	0,35
K <sub>2</sub> O	0,33	Ni	30,22	Zr	80,00	Dy	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09					Ho	0,60
H <sub>2</sub> O	0,19					Er	0
L.O.I.	2,53					Tm	0
F	0,19					Yb	1,29
Cl	0,01					Lu	0,20
<b>Total</b>	<b>99,73</b>						

Tab. 2: Chemické složení grafit-tremolitové horniny (Bačkovice – Šimkův mlýn).

Tab. 2: Chemical composition of graphite-tremolite rock (Bačkovice – Šimkův Mill).



Obr. 2: (a) Co-Cu-Zn trojúhelníkový diagram (ppm); (b) Chondritem normalizované (Boynton, 1984) distribuce REE v amfibolitech moldanubika (1), grafitových horninách moravika (2), studované grafit-tremolitové hornině (3) a mramorech z lokality Korolupy (4).  
 Fig. 2: (a) Co-Cu-Zn ternary diagram (ppm); (b) Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE patterns from amphibolites in the moldanubicum (1), graphite rocks in the moravicum (2), studied graphite-tremolite rock (3) and marbles from locality Korolupy (4).

charakterizovány nižšími obsahy Cr, Ni a Ti (Leake, 1964). Obsahy těchto prvků jsou skutečně ve studované hornině nižší než ve většině amfibolitů gřohlské jednotky, ale jsou podstatně vyšší než v okolních mramorech (Houzar-Novák 2002).

Z hlediska stability tremolitu není vyloučen vznik této horniny v podmínkách metamorfózy gřohlské jednotky na rozhraní vyšší amfibolitové a granulitové facie. Samotný tremolit je minerál s širokým polem stability, např. při  $P = 500 \text{ MPa}$  v podmínkách  $X_{H_2O} > 0,8$  v rozmezí  $T = 400\text{--}900^\circ\text{C}$ . Vysokou aktivitu  $H_2O$ , která bývá spojena s oxidací grafitu, však lze patrně vyloučit, teplota vzniku tremolitu byla proto spíše nižší; v podmínkách vysoké aktivity  $CO_2$  ( $X_{CO_2} = 0,9$ ) je tremolit stabilní mezi cca  $550\text{--}700^\circ\text{C}$  (Spear 1995). Částečná degrafitizace probíhala pravděpodobně podle reakcí  $C + 2H_2O \rightarrow CO_2 + 4H$  nebo  $C + O_2 \rightarrow CO_2$  až v mladší retrográdní fázi metamorfózy a postihla méně než 5% horniny; migrace grafitu do samostatných agregátů a tektonicky podmíněných zón nebyla prokázána. Analogické horniny tvořené asociací Fe-tremolit + grafit ( $\pm$  biotit  $\pm$  titanit) nebyly

v okolní gřohlské jednotce zjištěny. Makroskopicky podobné, amfibolem bohaté asociace typu alpských žil (ojediněle až metasomatické žíly) v amfibolitech a gabrech se kromě nepřítomnosti grafitu odlišují složením amfibolů i celkovou minerální asociací s křemenem, chloritem, magnetitem, epidotem apod. (Houzar – Pošmourný 1989, Houzar – Šrein 1995).

Na základě chemického složení a mineralogie studované horniny, předpokládáme, že nejvhodnějším protolitem pro její vznik mohly být dolomity bohaté  $SiO_2$  s příměsí organického a tuftického materiálu. Jde o extrémní případ růstu tremolitu v podmínkách grafitem, resp. C-bohatými fluidy bohatého prostředí, které by si zasloužily další podrobné studium.

**Poděkování**

Studium horniny z Bačkovic bylo provedeno v rámci výzkumu korelace tremolitových mramorů Českého masivu s podporou grantu AVČR A3408902/1999 a výzk. záměru MK00009486201. Autoři děkují J. Leichmannovi za kritické pročtení rukopisu a M. Němečkové za pomoc při přípravě analýz.

**Literatura**

Bešta, J. (2004): Amfibolity na styku moldanubika a svrateckého krystalinika; charakteristika a tektonická pozice. – MS Př F MU Brno.  
 Boynton, W.V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Houzar, S. – Pošmourný, K. (1989): Magnetitové zrudnění v pestré skupině moravského moldanubika u Čáslavic, jz. od Třebíče. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 74, 1/2, 59–67.  
 Houzar, S. – Šrein, V. (1995): Klinozoisit-epidot z trhlin mramorů, skarnů a amfibolitů jihozápadní Moravy. – Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 79 (1994), 9–23.  
 Houzar, S. – Novák, M. (2002): Marbles with carbonatite-like geochemical signature from variegated units of the Bohemian massif, Czech Republic, and their geological significance. – Jour. Czech Geol. Soc., Praha, 47, 3, 103–109.  
 Jenček, V. (1987): Základní geologická mapa 1:25 000, List 33-212 Jemnice. – Ústřední ústav geologický, Praha.  
 Leake, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. – J. Petrology, 5, 2, 238–254.  
 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. – Mandaring, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. – Canad. Mineralogist, 35, 219–246.  
 Němec, D. (1998): Regional distribution of Cr and Ni in Moldanubian MORB-derived amphibolites of the Bohemian-Moravian Heights. – Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 25 (1995), 21–35.  
 Němec, D. (1999): Chemical changes in Moldanubian amphibolites caused by regional metamorphism. – Krystalinikum, 25, 105–125.  
 Sekanina, J. (1965): Minerály a jejich genetické vztahy k horninám na území geologické mapy 1:50 000, list M 33-93-B (Bystrice nad Pernštejnem). – Rukopis, Miner. petr. odd. Moravského zemského muzea, Brno.  
 Spear, S. F. (1995): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. – Mineral. Soc. of America, Monograph Series, str. 799.

## POSTKOLIZNÍ MAGMATICKÁ ŽÍLA OD DOLNÍHO ÚDOLÍ U ZLATÝCH HOR (HRUBÝ JESENÍK)

Post-collisional magmatic dyke from Dolní Údolí near Zlaté Hory (Hrubý Jeseník Mts.)

Lukáš Krmíček<sup>1</sup>, Mojmír Opletal<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: luk@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1; e-mail: opletal@cgu.cz

(15-11 Zlaté Hory)

**Key words:** Silesicum, Vrbno Group, hercynian dyke, porphyric microdiorite, chemical composition

### Abstract

Devonian phyllites of the Vrbno Group located near village of Dolní Údolí (W of Zlaté Hory) are crosscut by undeformed 1 m thick mafic dyke. Using whole-rock geochemistry and composition of all main rock-forming minerals, we classified the rock as a porphyric microdiorite (with biotite and plagioclase phenocrysts). Trace elements of this dyke indicate post-collisional tectonic setting. The dyke shows LREE enrichment with pronounced negative Eu anomaly. The chondrite-normalized spidergram patterns after Pearce (1983) reveal TNT (Ta-Nb-Ti) negative anomaly, which is typical for calc-alkaline lamprophyres (Rock 1991). The origin of calc-alkaline lamprophyres at the eastern margin of the Bohemian Massif (Moravo-Silesian region) may be connected with extensional gravitational collapse of the Hercynian orogen (Přichystal 1993). Cognate model can be supposed for the new microdiorite dyke.

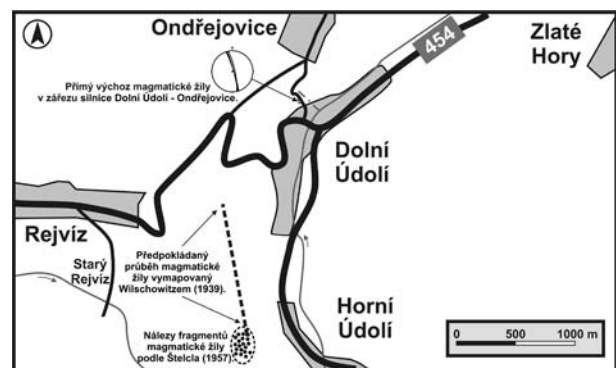
### Úvod

V moravskoslezské oblasti se můžeme setkat se zajímavými výskyty pozdněpaleozoických magmatických žil. Svým složením odpovídají hlavně lamprofyřům, případně semilamprofyřům (vyšší hodnoty SiO<sub>2</sub>); geneticky s nimi souvisí i nově popsany nález porfyrického mikrodioritu z Olšan na Drahanské vrchovině (Krmíček et al. 2006). Pozice těchto lamprofyřických magmatitů je podle Přichystala (1993) úzce spjata s gravitačním kolapsem hercynského orogenu.

### Předchozí nálezy žilných magmatitů v okolí popisované lokality

V rámci celého slezika nebyl doposud popsán přímý výchoz lamprofyřické žíly. Wilschowitz (1938, 1939) nalezl v prostoru mezi Starým Rejvízem a Horním Údolím bloky jemnozrné tmavošedé magmatické horniny s drobnými póry vyplněnými kalcitem. Podle jeho stručného popisu výbrusu se na modálním složení horniny podílí zejména špinavě hnědý biotit a lištovitý plagioklas o bazicitě oligoklasu až labradoritu. Chlorit pak představuje produkt přeměny po velmi vzácně se objevujícím diopsidu. Na základě petrografického zhodnocení usuzuje, že jde zřejmě o žílu lamprofyru-kersantitu.

Také Štelcl (1957), který Wilschowitzovu lokalitu podrobně zpracoval, nenalezl přímý výchoz. Na základě petrografického popisu se domnívá, že jde o eruptivní horninu, nejspíše žilné povahy, utuhlou nehluboko pod povrchem, která však nepředstavuje typický lamprofyř. Makroskopicky tmavošedá hornina je vyvinuta ve dvou varietách. Vyrůstlice plagioklasů jsou obklopeny ofiticky (středně zrnitá varieta) až pilotaxiticky (jemnozrná varieta) uspořádanými plagioklasy. Zajímavým struk-



Obr. 1: Topografická situace v okolí Dolního Údolí s vyznačením nálezů magmatické žíly.

Fig. 1: Topographical situation around the village of Dolní Údolí with finding of the magmatic dyke.

turním znakem jsou miarolitické dutinky vyplněné krystalově omezeným křemenem a sukcesně mladším kalcitem. Vyrůstlice plagioklasů s kyselejším okrajem odpovídají andezínu až labradoritu (50–52 % An). Mezi plagioklasy základní hmoty jsou vzácně také xenomorfně omezené draselné živce případně i křemen. Z tmavých minerálů je nejvíce zastoupen biotit (25 obj. %). Ten podléhá alteracím (chloritizace, baueritizace) a může být pseudomorfován chuchvalcovitým kalcitem. Výjimečně pozoroval ve výbrusech nepravidelně omezené krystaly připomínající štěpností pyroxen. Z akcesorií popisuje jehličkovitý apatit spolu s opaknými minerály. Na základě minerálního složení i provedených chemických analýz doporučuje označit horninu jako křemenný dioritový porfyrit, jenž může mít genetický vztah k žulovskému plutonu.

**Geologická situace studované žíly**

Přímý výchoz magmatické žíly, jejíž popis přinášíme v této práci, je vzdálen přibližně 1 km na SV od nejbližší lokality uváděné Wilschowitzem (obr. 1). Žílu našel při mapování v roce 1985 M. Opletal (Cháb – Opletal 1986). V uvedené zprávě je podrobný popis geologické situace, avšak v doprovodné mapě nebyla žíla, vzhledem k její malé mocnosti, zakreslena. Další údaje o geologii okolí Dolního Údolí publikuje Opletal (1987), ale ani zde není o žíle zmínka. Horniny mezi Dolním Údolím a Ondřejovicemi patří k vrbenenské skupině. Devonské stáří skupiny prokazuje drakovský kvarcit, který popsal a paleontologicky doložil Chlupáč (mj. 1989) mezi Rejvízem a Dolním Údolím. V tektonickém podloží kvarcitů, mezi Starým Rejvízem a Horním Údolím, jsou metagranity a blastomylonity. V přímém nadloží kvarcitů jsou fylity, které pokračují až k naší lokalitě. Ty místy obsahují ložní vločky (metrových mocností) i mocnější polohy zelených břidlic, které u Rejvízu doprovázejí také kyselé metavulkanity. Nad souvrstvím s fylity leží ondřejovické vápence (s předpokládaným svrchnodevonským stářím), které jsou oddělené násunovým zlomem.

Výchoz magmatické žíly vystupuje na jihozápadní straně zářezu silnice Dolní Údolí – Ondřejovice (30 m před zatačkou doleva), kde strmě proráží okolní fylity (obr. 2). V odkrytém profilu fylitů o celkové délce 40 m nalezneme několik ložních poloh zelených břidlic o mocnosti do 1,5 m, a také kulíšovitě uspořádané čočky sekrečního křemene. Žíla má směr SSZ–JJV se sklonem 85° k VSV, což je směr systému puklin kolmých k foliaci okolních fylitů. Ta je generelně 160/30–40° a je na ní vyvinutá lineace (jemné svaštění) 240/5. Pravá mocnost žíly je 1 m. Makroskopicky jde o jemnozrnnou šedo-zelenou (dark gray N3 podle Munsellovy barevné škály) magmatickou žílu bez patrné zonálnosti mezi centrální a okrajovou částí. Při ostrém kontaktu s okolními fylity je žilná hornina více alterovaná, a doprovází ji systém extenzních hydrotermálních žilek vyplněných krystalovaným křemenem (velikost krystalů do 0,5 cm; rostou do dutin kolmo k průběhu magmatické žíly). Magnetická susceptibilita horniny je minimální (do  $0,3 \times 10^{-3}$  SI; měřeno kapametrem KT-6).

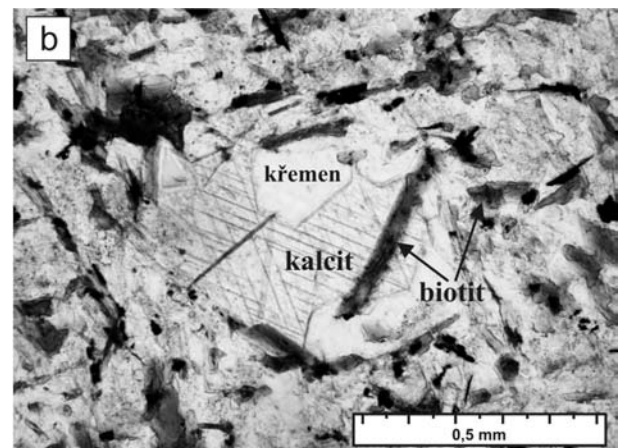
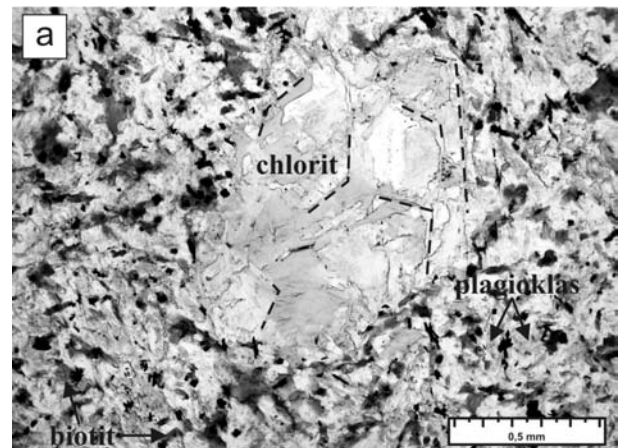


Obr. 2: Pozice žíly v zářezu cesty Dolní Údolí – Ondřejovice.  
Fig. 2: Location of the dyke in the rock cut along the road Údolí – Ondřejovice.

**Mikroskopická charakteristika**

Ve výbrusu ze studované žíly jsou patrné nehojné vyrostlice plagioklasu (do 2 mm) a biotitu (do 1,5 mm), který může rovněž vytvářet nepravidelně omezené chloritizované shluky (3 mm). Tabulkovité vyrostlice plagioklasu polysynteticky dvojčatí a jsou částečně zakalené produkty přeměn. Mohou být také obrůstány mladším čirým živcem. Biotit je pleochroický (hnědá X až zelenohnědá či zelená Y, Z) a kromě přeměny na chlorit se u vyrostlic setkáme rovněž s postupným zatlačováním karbonátem. Na přítomnost vyrostlic dalšího tmavého minerálu upomínají větší agregáty chloritů orientované podél štěpnosti původního minerálu, pravděpodobně amfibolu (obr. 3a). Nápadné avšak velmi vzácné jsou krystaly kostrovitě vyvinutého ilmenitu (do 1 mm) uzavírající reliktu biotitu.

V základní hmotě dominují drobné lupínky biotitu společně s pilotaxiticky orientovanými lištovitými plagioklasy. Méně jsou pak zastoupeny nepravidelně omezené draselné živce a křemen. Na chloritizované biotity základní hmoty



Obr. 3: Chlority orientované podél štěpnosti původní vyrostlice (amfibol?) obklopené pilotaxiticky uspořádanými plagioklasy a biotity (a – fotografie výbrusu, PPL); „mandle“ s kalcitem, automorfně omezeným křemenem a biotitem (b – fotografie výbrusu, PPL).

Fig. 3: Chlorites arranged along the cleavage of the primary phenocryst (amphibole?) surrounded by pilotaxitic groundmass of plagioclase and biotite (a – thin-section photography, PPL); „amygdale“ filled with calcite, automorphic crystals of quartz and biotite (b – thin-section photography, PPL).

je vázán výskyt hojného opakního minerálu, akcesoricky jsou také zastoupeny tence jehlicovité krystaly apatitu. Ve výbrusu můžeme rovněž najít „mandle“ vyplněné automorfně omezeným křemenem a mladším kalcitem. Oba minerály však mohou uzavírat tenké lupínky biotitu, který se opticky neliší od biotitu zastoupeného v základní hmotě (obr. 3b). Z uvedeného popisu vyplývá, že se nejedná o typické mandle s.s., jaké známe například ze subvulkanických žilných hornin, ale spíše můžeme jejich genezi spojovat s mladším magmaticko-hydrotermálním stádiem vývoje horniny.

**Studium na mikrosondě**

Chemismus jednotlivých minerálních fází byl studován pomocí elektronové mikrosondy CAMECA SX100 (analytik M. Dosbaba, PřF MU) za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 keV, proud 10 nA, průměr elektronového svazku 5 µm.

Nealterované části vyrostlic živců odpovídají svojí bazicitou labradoritu (An<sub>57</sub>), živce v základní hmotě a v alterovaných partiích vyrostlic dosahují bazicity kyselého oligoklasu (An<sub>12</sub>). Obtížně analyzovatelný xenomorfní draselný živec má zastoupenou také celsianovou komponentu (Or<sub>84</sub>Ab<sub>10</sub>Cel<sub>6</sub>). Tmavá slída svým chemismem odpovídá biotitu (Si = 5,4–5,8 apfu; XMg = 0,4–0,5). Biotity ve vyrostlicích i v základní hmotě vykazují obdobné variace ve složení (tab. 1). V závislosti na míře chloritizace kolísají obsahy K<sub>2</sub>O mezi 9,2–4,9 hm. %. Obsahy TiO<sub>2</sub> dosahují 3,3 hm. %, u BaO to je max. 0,5 hm. %. Analyzovaný apatit vykazuje nabožení fluorem (3,6 hm. %) a jde tedy o fluorapatit. Ilmenit s kostrovitým habitem má zastoupenou izomorfní příměs pyrofanitu (Mn 0,1 apfu; Fe 0,9 apfu).

**Chemické složení**

Chemismus horniny byl určen v analytických laboratořích ACME v Kanadě (tab. 2). Jednotlivé prvky byly stanoveny metodou ICP-MS/ES ze zvláštní navážky rozložené tavením s LiBO<sub>2</sub> a následným vyloučením pomocí HNO<sub>3</sub>.

Podle obsahu hlavních oxidů SiO<sub>2</sub> (61,3 hm. %; po přepočtu na bezvodý základ), K<sub>2</sub>O (2,6 hm. %) a Na<sub>2</sub>O (3,7 hm. %) jde o horninu intermediální spadající do vysokodraselné vápenato-alkalické série. V TAS klasifikaci odpovídá studovaný vzorek dioritu. Z pohledu saturace Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16,0 hm. %) je hornina na přechodu mezi metaluminozní a peraluminozní (A/CNK = 1,01).

Stopové prvky ukazují na obohacení o litofilní prvky s velkým iontovým poloměrem a nízkým nábojem (Ba 842 ppm) i relativně vyšší obsahy některých prvků s velkým iontovým potenciálem (Zr 457 ppm) a deficitem u Ta (1,8 ppm). Méně zastoupené transitní kovy (Cr 48, Ni 22 ppm) společně s nižší relativní hořečnatostí mg# = 100Mg/(Mg+Fe<sub>TOT</sub>) = 40,1 ukazují na možný vliv frakční krystalizace, uvažujeme-li plášťový zdroj primárního magmatu. V geotektonických diskriminačních diagramech spadá studovaný vzorek do pole kontinentálního vápenato-alkalického bazaltu. Diskriminační diagram 3xZr-50xNb-Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Müller – Groves 2000) řadí intruzi do postkolizního geodynamického prostředí. Obsah prvků vzácných zemin je vysoký (ΣREE = 351 ppm). Průběh normalizované křivky (normalizační hodnoty podle Boyntona 1984) ukazuje na frakcionovanou horninu (Ce<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 10,71) s nabožením o LREE (Ce<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 3,34). Přítomnost frakčně krystalizovaného plagioklasu dokumentuje negativní Eu anomálie (Eu/Eu\* = 0,63; Rollinson 1993).

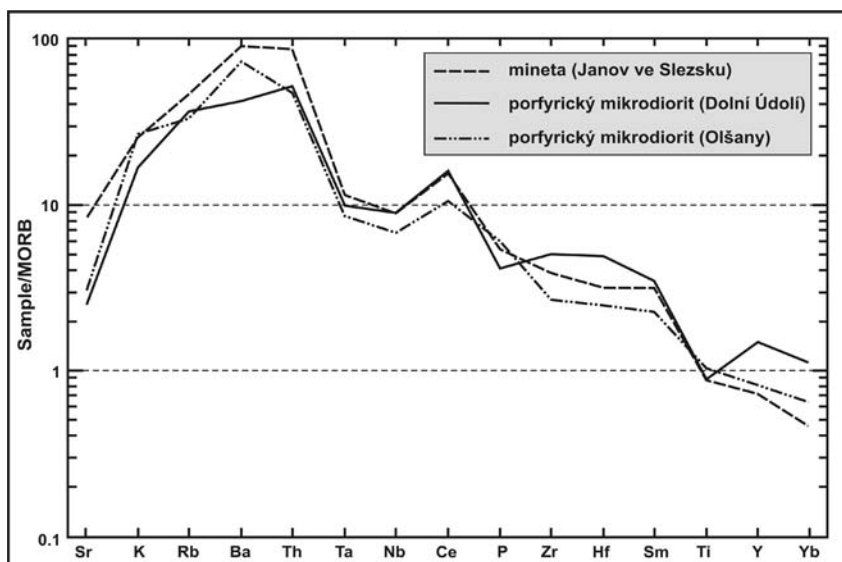
	biotit					živec				ilmenit	apatit
	vyrostlice	alterovaná vyrostlice	lupínek v základ.h.	lupínek v zkl.d. h.	inkluze v ilmenitu hmotě	střed vyrostlice	okraj vyrostlice	lišta v zkl.d. h.	xenomorf. K-živec	kostrovitý habitus	jehlička v zkl.d. h.
SiO <sub>2</sub>	36,06	33,42	35,83	35,68	37,81	53,67	65,41	65,08	59,01	0,68	0,07
TiO <sub>2</sub>	3,32	0,88	3,11	1,59	1,87					50,69	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	15,59	15,15	15,57	16,15	27,90	20,94	20,60	19,26	0,10	
FeO	22,03	23,97	21,97	21,35	19,98	0,60	0,12	0,19	0,11	40,39	0,23
MgO	8,57	11,03	8,40	9,89	9,33					0,20	BDL
MnO	0,22	0,19	0,22	0,17	0,17	BDL	BDL	BDL	BDL	5,32	BDL
CaO	0,23	BDL	BDL	BDL	BDL	11,62	2,39	2,15	BDL	0,19	55,99
Na <sub>2</sub> O						4,51	9,97	10,22	BDL		BDL
K <sub>2</sub> O	8,25	4,90	9,23	7,67	8,82	0,37	0,09	0,10	13,43		
BaO	0,50	BDL	0,47	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	5,41	0,31	BDL
SrO						BDL	BDL	BDL	BDL		BDL
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						BDL	BDL	0,07	BDL		40,99
F	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL						3,63
Cl	0,25	0,05	0,28	0,11	0,09						BDL
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BDL	0,23	BDL	BDL	BDL					BDL	
Total	93,88	90,25	94,65	92,03	94,23	98,67	98,91	98,40	97,21	97,88	100,91

Tab. 1: Mikrosondové analýzy studovaných minerálů. Obsahy oxidů uvedeny v hm. % (BDL = hodnoty pod mezí detekce).

Tab. 1: Microprobe analyses of the studied minerals. Contents of oxides in wt. % (BDL = values below the detection limit).



	A	B
<b>Hlavní oxidy [hm.%]</b>		
SiO <sub>2</sub>	59,84	54,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	14,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	7,71	6,99
MgO	2,61	5,74
CaO	3,78	5,83
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,25
K <sub>2</sub> O	2,53	3,81
TiO <sub>2</sub>	1,32	1,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,66
MnO	0,14	0,11
LOI	2,1	3
TOT/C	0,33	0,26
TOT/S	0,06	0,02
<b>Total</b>	<b>99,68</b>	<b>99,58</b>
<b>Stopové prvky [ppm]</b>		
Sr	298,8	994,9
Rb	72,7	91,8
Ba	842,1	1800,8
Cs	2	4,1
Th	10,5	17,4
U	1,8	2,7
Ta	1,8	2,1
Nb	31,7	31,1
Zr	456,8	347,4
Hf	11,9	7,6
Y	45,4	21,7
Pb	1,9	12,8
Cr	48	205
Co	18,7	24,7
Ni	22,2	83,2
V	104	244
Zn	115	68
Cu	21,4	111,2
<b>Lanthanoidy [ppm]</b>		
La	64,4	78,7
Ce	160,6	155,4
Pr	16,67	18,01
Nd	65,6	61,1
Sm	11,6	10,4
Eu	2,19	2,68
Gd	9,87	6,49
Tb	1,67	1,09
Dy	7,76	3,69
Ho	1,42	0,65
Er	4,43	2,0
Tm	0,66	0,26
Yb	3,88	1,58
Lu	0,6	0,21



Obr. 4: Průběh normalizovaných křivek (podle Pearce 1983) srovnávaných hornin. Data pro porfyrický mikrodiortit z lomu v Olšanech převzata z práce Krmíčka et al. 2006. Fig. 4: Normalized trace element patterns (after Pearce 1983) of the compared rocks. Values for porphyritic microdiorite (Olšany quarry) from Krmíček et al. 2006.

**Diskuze**

Podle mineralogického a geochemického popisu lze žílu označit jako porfyrický mikrodiortit (je na přechodu k porfyrickému mikrotonalitu). Srovnáním s popisy úloмок Wilschowitzze (1938, 1939) a Štelccla (1957) není vyloučeno, že může jít o ekvivalentní žílu.

Při úvahách o genezi a stáří se nabízí možnost porovnat žílu od Dolního Údolí s nedalekými výskity tmavých žil (lamprofyry až semi-lamprofyry) v okolí Janova ve Slezsku. Žíly pronikají kulm-

skými horninami andělskohorského souvrství a byly podrobně popsány v práci Dvořáka a Přichystal (1982). Pro následující srovnání připojujeme novou kompletní chemickou analýzu minety od Janova ve Slezsku, která byla rovněž zhotovena v laboratořích ACME (tab. 2, sběr A. Přichystal).

Podobně jako žíla porfyrického mikrodiortitu, vykazuje rovněž mineta nabožení o litofilní prvky (Ba 1801 ppm), případně o prvky s velkým iontovým potenciálem (Zr 347 ppm) a deficitem u Ta (2,1 ppm). Vyšší relativní hořčnatost (mg# = 61,9), společně s vyššími obsahy transičních kovů, ukazují v případě minety na užší vazbu na primární plášťovou taveninu. Stejně jako porfyrický mikrodiortit má mineta vysoké obsahy prvků vzácných zemin (ΣREE = 342,2 ppm) s nabožením u REE (CeN/SmN = 3,61). Obdobné trendy v geochemickém složení má rovněž porfyrický mikrodiortit popsán z lomu v Olšanech na Dražanské vrchovině (Krmíček et al. 2006), jehož chemismus je možné také využít při srovnání žilných magmatitů.

Obsahy stopových prvků řadí uvažované magmatické horniny do postkolizního geodynamického prostředí. Srovnatelné trendy v průběhu normalizovaných křivek naznačují jejich možnou genetickou vazbu (obr. 4). Po normalizaci stopových prvků průměrnými obsahy v MORBu (Pearce 1983) a chondritu (Thompson 1982) je navíc patrná TNT (Ta-Nb-Ti) negativní anomálie. Tato anomálie je podle Rocka (1991) typická u skupiny vápenato-alkalických lamprofyry a vykazují ji rovněž lamprofyry moravskoslezské oblasti (Krmíček et al. 2006).

Štelcl (1957) uvažoval o genetické vazbě jím nalezených úloмок magmatické žíly na žulovský pluton. Ten je dnes považován za postorogenní I-typovou intruzi vázanou (stejně jako lamprofyry v okolí Janova ve Slezsku) na svrchně karbonskou extenzní tektoniku (např. Cháb et al. 1994, Zachovalová et al. 2002). Možné vysvětlení genetických vztahů jde však již nad

Tab. 2: Chemické složení porfyrického mikrodiortitu (A – Dolní Údolí) a minety (B – Janov).

Tab. 2: Chemical composition of the porphyritic microdiorite (A – Dolní Údolí) and minette (B – Janov).

rámec rozsahu této zprávy a bude diskutováno v některé následující práci.

#### Závěr

Popsaná žíla porfyrického mikrodioritu od Dolního Údolí u Zlatých Hor strmě proráží devonské fylity vrbenské skupiny. Je pravděpodobně vázána na nejmladší fázi postkolizní intruze spojené s gravitačním extenzním kolapsem hercynského orogenu v moravskoslezské oblasti. Geochemická podobnost s magmatickými žilami pronikajícími kulmskými sedimenty u Janova či Olšan dává

předpoklad o jejich obdobném stáří a genezi. Argumenty podporující teorii genetické vazby je však nutné podpořit dalšími analytickými daty, kterými mohou být například radiogenní izotopy Sr a Nd. Pro relativní blízkost od Zlatých Hor, a dobrou polohu výchozu přímo u silnice, může být lokalita využita jako exkurzní.

#### Poděkování

Autoři děkují RNDr. L. Kráčmarovi za laskavé zapůjčení Wilschowitzovy práce.

#### Literatura

- Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (Ed.) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 63–114. Amsterdam.
- Dvořák, J. – Přichystal, A. (1982): Lamprophyry stefánského stáří janovsko-artmanovského antiklinoria ve Slezsku. – Sbor. geol. Věd, Geol. 36, 93–113. Praha.
- Cháb, J. – Mixa, P. – Vaněček, M. – Žáček, V. (1994): Evidence of an extensional tectonics in the NW of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian Massif, Central Europe). – Věst. Čes. geol. Úst., 69, 3, 7–15. Praha.
- Cháb, J. – Opletal, M. (1986): Geologie prognózní plochy Rejvíz – Ondřejovice. Závěrečná zpráva s mapami 1 : 10 000. – MS, Čes. geol. služba. Praha.
- Chlupáč, I. (1989): Fossil communities in the metamorphic Lower Devonian of the Hrubý Jeseník Mts., Czechoslovakia. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 177, 3, 367–392. Stuttgart.
- Krmíček, L. – Přichystal, A. – Halavínová, M. (2006): Objev a genetický význam porfyrického alkalickoživcového mikrodioritu (dioritového porfyritu) v Olšanech na Dražanské vrchovině. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 2005, 98–101. Brno.
- Müller, D. – Groves, D. I. (2000): Potassic igneous rocks and associated gold–copper mineralization. – 1–225, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.
- Opletal, M. (1987): Stavba krystalinika mezi Rejvízem a Ondřejovicemi v severní části Hrubého Jeseníku. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985, 145–147. Praha.
- Pearce, J. A. (1983): Role of sub–continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: Hawkesworth, C. J. – Norry, M. J. (Eds.) Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, 230–249. Nantwich.
- Přichystal, A. (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (Eds.): Geologie Moravy a Slezska, 59–70. MZM a SGV PřF MU. Brno.
- Rock, N. M. S. (1991): Lamprophyres. – 1–275, Blackie. Glasgow.
- Rollinson, H. R. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. – 1–344, Longman Group Limited, Harlow, Essex.
- Štelcl, J. (1957): Křemenný dioritový porfyrit od Rejvízu ve Vysokém Jeseníku. – Čas. Mineral. Geol. II, 3, 311–318. Praha.
- Thompson, R. N. (1982): Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. – Scot. J. Geol., 18, 49–107.
- Wilschowitz, J. (1938): Bericht über neues Gestein des Altwatergebirges. – Firgenwald, 11, 155–156. Reichenberg – Liberec.
- Wilschowitz, J. (1939): Kurzgefasste Geologie des Altwatergebirges mit geologischer Karte. – Troppau – Opava.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post–orogenic, fractionated ilmenite–allanite I–type granite. – J. Czech Geol. Soc., 47, 1–2, p. 35–44. Praha.

## GEOCHEMIE A PETROGRAFIE AMFIBOLITŮ V OKOLÍ JEMNICE A POLICE

Geochemistry and petrography of amphibolites  
from the Jemnice and Police area

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

(33-21 Slavonice)

**Key words:** Moldanubian Zone, amphibolite, geochemistry, petrology

### Abstract

*The amphibolites form a huge irregular bodies and intercalations in metasediments of the Varied Group at the southeastern part of the Czech-Moravian Highlands Varied unit. According to their modal compositions, the garnet-bearing amphibolites are the most abundant types, epidote-plagioclase amphibolites are rather rare. Amphibolites are a metamorphic equivalent of tholeiite basalts with significant signature of the within plate basalts.*

### Úvod

Amfibolity tvoří četná nepravidelná tělesa prostorově spjatá s menšími granulitovými masivy v oblasti mezi Jemnicí a Policí na jihozápadní Moravě. V území mezi Jemnicí a Menharticemi jsou amfibolity provázány různě mocnými polohami mramorů. Úzké sepětí amfibolitů s mramory, případně erlany vedlo většinu autorů k přiřazení této horninové série k pestré skupině moldanubika (Kodym 1964, Melichar 1985, Mísař 1997, Buriánek et al. 2005). Na druhé straně jejich výskyt v bezprostředním okolí granulitových těles vedl některé autory k začlenění amfibolitů a doprovodných hornin do gföhlské jednotky (Houzar 1999, Kolenovská et al. 1999). Nejasné postavení amfibolitů bylo zdůrazněno vymezením raabské jednotky na bázi gföhlského příkrovu jako zvláštní struktury, která má reprezentovat variskou oceánskou suturu oddělující moravsko-slezský blok od gföhlské jednotky (Finger a Steyrer 1995). Původně byla raabská jednotka definovaná jako metasedimentární série s hojnými vložkami amfibolitů, serpentinitů a ortorul v okolí rakouské obce Raabs (Thiele 1977). V pozdějších studiích se rakouští geologové snažili najít severní pokračování této jednotky na rozhraní moravského moldanubika a gföhlské jednotky a za její ekvivalent považují ofiolity letovického krystalinika (Finger a Steyrer 1995, Höck et al. 1997). Na druhé straně Mísař (1997) považuje propojení raabské skupiny s letoveckými metaofiolity za málo pravděpodobné a za možný ekvivalent raabské skupiny v moravském moldanubiku uvažuje amfibolity v oblasti Jemnice a Police, případně amfibolity ve strážeckém moldanubiku. Recentní publikace věnovaná rozlišení amfibolitů pestré a raabské skupiny v rakouském moldanubiku (Mayer et al. 2005) opírající se o nepublikovanou diplomovou práci (Mayer 2004) nabízí pro toto rozlišení geochemická, geochronologická a tektonomagmatická kritéria. Předložená studie využívá

geochemická a tektonomagmatická kritéria pro přiřazení amfibolitů z okolí Jemnice a Police k jedné z výše uvedených jednotek.

### Geologická pozice

Větší nepravidelná tělesa a protáhlé čočkovité polohy amfibolitů v okolí Jemnice a Police jsou součástí složité vrásové stavby, která je typická pro jihovýchodní okraj moldanubika a jeho styk s moravikem. Většina amfibolitů tvoří různě mocné polohy v okolních okatých pararulách až migmatitech. Mocnější polohy amfibolitů jsou prostorově spjaté s nepravidelnými tělesy převážně rekrystalovaných granulitů, což Kolenovskou et al. (1999) a Schulmanna et al. (2005) vedlo k jejich přiřazení k horninám gföhlské skupiny. S ohledem na složitou strukturní pozici amfibolitových těles a s nimi prostorově spjatých granulitů jak Jenček et al. (1986), tak Matějovská (1987) se ve svých mapách vyhýbají rozdělení jednotlivých horninových sérií do strukturních jednotek vyššího řádu. Nejnovější studie Fingera et al. (2007) na řadě příkladů z moldanubika Českého masivu dokládá, že terránový model moldanubika v pojetí Dallmeyera et al. (1995) a Frankeho (2000) vyžaduje zásadní revizi, zejména pak revizi rozlišení jednotlivých výskytů horninových sérií pestré skupiny na jihovýchodním okraji moldanubika.

Pro výskyt amfibolitů mezi Menharticemi a Jemnicí je typické sepětí amfibolitů s mramory. Mramory spolu s erlany někdy tvoří čočkovité a tektonicky rozvlečené polohy v amfibolitu nebo naopak amfibolit tvoří do tektonických budin rozdělené tenké vrstevné polohy ve výrazně mocnějším souvrství tence laminovaných mramorů. Mramory jsou zastoupeny jednak kalcitickými mramory (lom Na Jemničkách), jednak mramory s různě významnou příměsí dolomitu (až do 15–20 hm. % MgO) (Houzar 1999). Pro amfibolity v okolí Police je typické střídání s polohami amfibolicko-biotitických rul a časté střídání světlých

a tmavých lamin ve vlastních amfibolitech, které naznačují vznik části amfibolitů přeměnou vulkanosedimentárních hornin. Pro detailní petrografické a geochemické studium byly vybrány amfibolity z rozsáhlého činného lomu jv. od Police a výskyty amfibolitů v opuštěném lomu v trati „Na Jemničkách“, sv. od Menhartic.

**Petrografie**

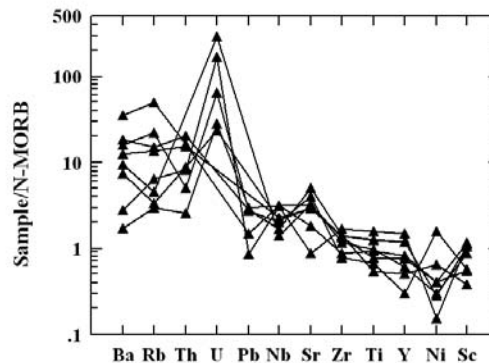
Amfibolity na obou lokalitách jsou převážně masivní s málo zřetelnou foliací, s velmi hojným výskytem granátických amfibolitů, které v okolí Police přecházejí do amfibolicko-biotitických rul nebo epidoticko-granátických až epidotických amfibolitů. Amfibolity jsou jemnozrné až drobnozrné s nematoblastickou až granoblasticko-nematoblastickou strukturou. Typická minerální asociace granátických amfibolitů je granát, amfibol, plagioklas (oligoklas, andezín, vzácně labradorit), křemen a relativně vzácný klinopyroxen. Množství granátu se pohybuje od několika mála procent do 30–50% v granátem zvláště bohatých amfibolitech. Granátové poikiloblasty s různě hojnými uzavřeními křemene a opakních minerálů jsou obvykle obklopeny amfibolicko-plagioklasovými symplektity, případně afanitickými kelyfitovými obrubami s význačnou přítomností minerálů serpentinitové skupiny. V epidoticko-granátických až epidotických amfibolitech se objevují v množství do 3–5% minerály epidotové skupiny. Akcesorické minerály jsou zastoupené apatitem, ilmenitem, titanitem, zirkonem a rutilem.

Granát svým složením odpovídá almandinu (52–60 mol.%) s významným obsahem grossularové (21–27 mol.%) a pyropové komponenty (18–22 mol.%). Obsah spessartinové komponenty (0,1–1,9 mol.%) je výrazně nižší. Amfiboly lze přiřadit v souladu s doporučením IMA (Leake et al. 1997) k magnésio-hornblendu a ferropargasitu.

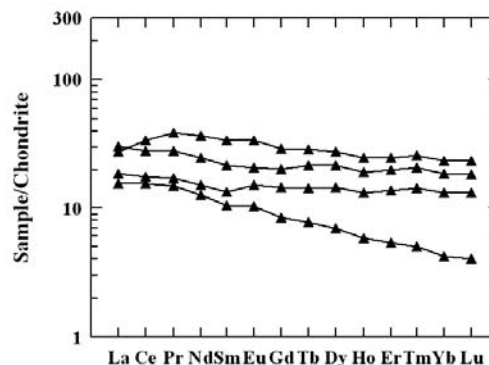
**Chemické složení**

Geochemické studium amfibolitů je založeno na osmi 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).

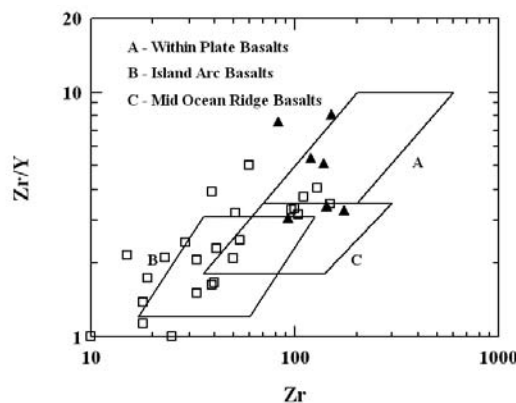
Zkoumané amfibolity s výjimkou amfibolicko-biotitické ruly a epidotického amfibolitu z Police, které padají do pole trachyandesitů, lze přiřadit ve smyslu klasifikace TAS (Le Bas et al. 1986) do skupiny bazaltů. V klasifikaci podle Jensena (1976) je většina vzorků na rozhraní mezi železem a hořčíkem bohatých tholeiitických bazaltů. Ve srovnání s obsahem vybraných stopových prvků v bazaltech středoocéánských hřbetů lze pozorovat významné nabohacení Ba, Rb, Th a zejména U, zčásti i Sr. Těmto bazaltům jsou zkoumané amfibolity blízké obsahy Zr, Ti, Y, zejména



Obr. 1: Spider diagram amfibolitů z oblasti mezi Jemnicí a Policí. Normalizace byla provedena obsahy v bazaltech středoocéánských hřbetů (N-MORB) podle Harta et al. (1999).  
Fig. 1: Spider plot of amphibolites from the Jemnice and Police area normalized by N-MORB. Normalizing values are from Hart et al. (1999).



Obr. 2: Distribuce prvků vzácných zemin. Pro normalizaci obsahem chondritů použita data Taylora a McLennana (1985).  
Fig. 2: Chondrite-normalized REE pattern. Normalizing values are from Taylor and McLennan (1985).



Obr. 3: Klasifikace bazických vulkanických hornin podle Pearceho a Cann (1973). Plné trojúhelníky – amfibolity pestré skupiny v okolí Jemnice a Police, prázdné čtverečky – amfibolity raabské skupiny (data Fingera a Steyrera 1995, Fritze 1995 a Höcka et al. 1997).  
Fig. 3: Basalt discrimination plot after Pearce and Cann (1973). Full triangles – amphibolites of the Jemnice-Police area, empty quadrangles – amphibolites of the Raab group (data of Finger and Steyrer 1995, Fritz 1995 and Höck et al. 1997).

	R-1566	R-1567	R-1583	R-1584	R-1585	R-1586	R-1587	R-1588
SiO <sub>2</sub>	50,73	58,31	58,08	50,01	48,61	47,68	48,64	48,24
TiO <sub>2</sub>	1,52	1,26	0,86	1,55	2,49	1,09	1,99	2,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,23	14,26	15,10	14,53	13,29	13,84	13,65	13,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,59	1,92	1,24	1,57	1,67	1,75	2,12	2,35
FeO	11,53	6,49	5,35	8,15	11,83	9,53	11,37	11,00
MnO	0,18	0,11	0,09	0,15	0,22	0,11	0,18	0,19
MgO	5,71	4,18	4,77	6,59	5,64	8,58	6,17	6,22
CaO	9,23	5,92	5,54	10,83	11,43	9,74	10,08	9,50
Na <sub>2</sub> O	2,25	3,20	4,54	3,07	2,08	2,80	2,73	2,56
K <sub>2</sub> O	0,56	1,96	1,10	0,50	0,68	1,68	0,54	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,23	0,36	0,17	0,28	0,14	0,23	0,23
Ztráta ž.	1,47	1,58	2,15	2,13	1,43	2,50	1,48	2,25
Celkem	99,21	99,42	99,18	99,25	99,65	99,44	99,18	99,04
Ba (ppm)	24	480	253	132	39	221	104	175
Rb (ppm)	4	62	19	6	8	28	4	17
Sr (ppm)	204	362	573	365	99	461	334	331
Zr (ppm)	92	138	150	119	173	82	144	144
Nb (ppm)	11	11	6	5	11	7	7	8
V (ppm)	408	208	160	246	459	221	362	376
Ni (ppm)	61	62	98	45	23	231	43	43
Cr (ppm)	73	120	181	211	57	333	117	123
Sc (ppm)	48	23	16	36	46	24	44	49
Th (ppm)	0,5	3,1	3,8	n.d.	1,5	0,9	1,7	2,9
Y (ppm)	30	27	18	22	53	11	42	42

Tab. 1: Analýzy amfibolitů z oblasti mezi Jemnicí a Policí (hm. %).

R-1566 granátický amfibolit, lom jv. od Police, R-1567 epidotický amfibolit, lom jv. od Police, R-1583 amfibolická rula, lom jv. od Police, R-1584 epidotický amfibolit, lom jv. od Police, R-1585 epidoticko-granátický amfibolit, lom, jv. od Police, R-1586 chloritizovaný plagioklasový amfibolit, opuštěný lom, sv. od Menhartic, R-1587 granátický amfibolit, opuštěný lom, sv. od Menhartic, R-1588 granátický amfibolit, opuštěný lom, sv. od Menhartic.

Tab. 1: Analyses of amphibolites from the Jemnice-Police area (wt. %).

R-1566 garnet amphibolite, quarry SE of Police, R-1567 epidote amphibolite, quarry SE of Police, R-1583 amphibole-bearing gneiss, quarry SE of Police, R-1584 epidote amphibolite, quarry SE of Police, R-1585 epidote-garnet amphibolite, quarry SE of Police, R-1586 chloritised plagioclase amphibolite, abandoned quarry NE of Menhartice, R-1587 garnet amphibolite, abandoned quarry NE of Menhartice, R-1588 garnet amphibolite, abandoned quarry NE of Menhartice.

však Ni a Sc (obr. 1). V distribuci prvků vzácných zemin normalizovaných jejich obsahem v chondritech významně převládají ploché vzory, typické pro málo frakcionované bazalty (obr. 2).

#### Diskuze a závěr

Výsledky geochemického studia, zejména stanovení obsahu stopových prvků umožňují jednak zkoumat rozdíly mezi analyzovanými amfibolity a amfibolity raabské skupiny, jednak vymezit pravděpodobné tektonomagmatické prostředí původních bazických vulkanitů. Nejvýznamnější rozdíly přináší srovnání poměru Zr/Y a obsahu Zr (obr. 3). Z tohoto srovnání je patrné, že amfibolity z oblasti mezi

Jemnicí a Policí se významně odlišují od amfibolitů raabské skupiny zejména svým vyšším poměrem Zr/Y a vyšším obsahem Zr. Původní protolit amfibolitů z této části moravského moldanubika je svým složením blízký prostředí vnitrodeskových bazaltů, což je prostředí typické i pro pestrou skupinu jihočeského moldanubika (Patočka 1991, René 2006).

#### 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 cenné připomínky a náměty k článku děkuji recenzentovi dr. S. Houzarovi, Ph.D.

#### Literatura

Buriánek, D. – Houzar, S. – Leichmann, J. – Melichar, R. (2005): Exkurze České geologické společnosti 22. října 2005. Moravské moldanubikum a třebíčský a jihlavský masiv. – In: Breiter K. (Ed.) 2. sjezd České geologické společnosti Slavonice 19.–22. října 2005. Sborník abstrakt a exkurzní průvodce, 137–155. Praha.

- Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K. (Eds.) (1995): Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe. – Springer Verlag, Berlin.
- Finger, F. – Steyrer, H. P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geol. Carpath.*, 46, 137–150. Bratislava.
- Finger, F. – Gerdes, A. – Janoušek, V. – René, M. – Riegler, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: The significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *J. Czech Geol. Soc.*, 52 (v tisku). Praha.
- Franke, W. (2000): The middle-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: Franke W., Haak U., Oncken O., Tanner D. (Eds.): *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt.* – Spec. Publ. geol. Soc. London, 179, 35–61. London.
- Fritz, H. (1995): The Raabs Series: A probable Variscan suture in the SE Bohemian Massif. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 639–653. Wien.
- 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.
- Höck, V. – Montag, O. – Leichmann, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineral. Petrol.*, 60, 267–287. Vienna.
- Houzar, S. (1999): Charakteristika mramorů u Jemnice na jihozápadní Moravě. – *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998*, 112–114.
- Jenček, V. – Dornič, J. – Havlíček, P. – Hazdrová, M. – Líbalová, J. – Odehnal, L. – Strída, M. – Šalanský, K. (1986): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 33–312 Jemnice. – *Ústř. Úst. geol.*, 45 s. Praha.
- Jensen, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rock. – *Ontario Div. Mines, M.P.*, 66, 33 s. Ottawa.
- Kodym, O. ml. (1964): Vltavsko-dunajská oblast (moldanubikum). – In: Svoboda J. (Ed.) *Regionální geologie ČSSR. Díl 1 Český masív, svazek 1 Krystalinikum*, 43–110. NČSAV. Praha.
- Kolenovská, E. – Schulmann, K. – Klápková, H. – Štípská, P. (1999): Excursion to the Czech part of Moldanubia. Tectonometamorphic evolution of the Moldanubian zone near Jemnice (South Moravia, Bohemian Massif). – *Beih. Eur. J. Mineral.*, 11, 2, 91–110. Stuttgart.
- 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. – Mandaring, J. A. – Maresch, W. V. – Nickel, E. H. – Rock, N. M. S. – Schumacher, J. C. – Smith, D. C. – Stephenson, N. C. N. – Ungaretti, L. – Whittaker, E. J. W. – Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. – *Canad. Mineral.*, 35, 219–246. 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. (1987): Fe-rich amphibolites with tholeiitic affinity from the SE margin of the Bohemian Massif. – *Jb. Geol. B.-A.*, 130, 493–503. Wien.
- Mayer, A. (2004): Geologische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten im Raum Waidhofen (niederösterreichisches Moldanubikum). – MS, Diplomarbeit, Universität Salzburg, 92 s. Salzburg.
- Mayer, A. – Gerdes, A. – Starijas, B. – Finger, F. (2005): Die Metabasitkörper des Niederösterreichischen Moldanubikums: Geochemie und neue Zirkonalter. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 151, 89. Wien.
- Melichar, R. (1985): Strukturně-geologické poměry moldanubika v okolí Jemnice. – MS, Přír. fak. Univerzity Karlovy. Praha.
- Mísař, Z. (1997): Korelace tektonických a litologických jednotek rakouské a moravské části moldanubika. – *Sborník 2. semináře České tektonické skupiny*, 52–53. Ostrava.
- Patočka, F. (1991): Geochemistry and primary tectonic environment of the amphibolites from the Český Krumlov varied group (Bohemian Massif, Moldanubicum). – *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 117–133. 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.
- René, M. (2006): Amfibolity uranového ložiska Okrouhlá Radouň. – *Zpr. geol. Výzk. v roce 2005*, 125–127. Praha.
- Schulmann, K. – Kröner, A. – Hegner, E. – Wendt, I. – Konopásek, J. – Lexa, O. – Štípská, P. (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Am. J. Sci.*, 305: 407–448. Washington.
- Taylor, S. R. – McLennan, S. M. (1985): *The continental crust: Its composition and evolution.* Blackwell, 312 s. Oxford.
- Thiele, O. (1977): *Exkursionführer zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Waldviertel*, 85–86. Wien.

**APLIKOVANÁ GEOLOGIE**

***APPLIED GEOLOGY***

## BIODIVERZITA KULTIVOVATELNÝCH PROKARYOT Z HRANICKÉ PROPASTI A MOŽNOSTI UPLATNĚNÍ TĚCHTO MIKROORGANISMŮ PŘI UTVÁŘENÍ KARBONÁTOVÝCH SPELEOTÉM

Biodiversity of culturable procaryotes from the Hranice abyss and the role of microorganisms in carbonate speleothemes forming

Milan Geršl<sup>1,2</sup>, Marcel Kosina<sup>3</sup>, Ivo Sedláček<sup>4</sup>, Dana Nováková<sup>4</sup>, Fraňo Travěněc<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: gersl@cgu.cz

<sup>2</sup> Česká speleologická společnost, ZO 6-23 Aragonit

<sup>3</sup> Oddělení mikrobiologie, ÚEB PřF MU, Tvrdeho 14, 602 00 Brno; e-mail: marekos@mail.muni.cz

<sup>4</sup> Česká sbírka mikroorganismů, ÚEB PřF MU, Tvrdeho 14, 602 00 Brno

(25-14 Valašské Meziříčí)

**Key words:** Hranice Karst, Hranice Abyss, biofilm, snottites, isolation, species identification

### Abstract

Hranice Karst is situated in northeastern part of Moravia, Czech Republic, at the contact between two major geological units of the Bohemian Massif and Western Carpathians. This karst developed in combination of meteoric water and hydrothermal dissolution of deformed and tectonically stacked Devonian and Lower Carboniferous limestones. This karst, therefore, exceeds to considerable depths of several hundreds metres. In the 1977, unusually massive organic coatings high in microbial extracellular polymers, occurring together with biofilm structures, were discovered in the vertical caves of low hydrothermally active Hranická propast (Hranice Abyss), particularly on the cave walls in deep underwater environments. These mucilaginous formations may have been classified among snottites, mucous-like coatings and stalactites. The present study provides the first insights into both the microbial diversity and morphological/structural variability of these extremophilic formations.

### Úvod

Hranický kras se rozkládá v sv. části kry Maleníku, která je součástí moravskoslezského paleozoika. Kra Maleníku je tvořena spodnokarbonskými sedimenty kulmské facie a ve své severovýchodní části také svrchnodevonskými a spodnokarbonskými vápenci macošského a líšeňského souvrství. Vápence byly podrobně ložiskově i regionálně zkoumány, shrnutí provedl Dvořák (1991). V poslední době je geologie Hranického krasu zkoumána především z pohledu strukturního, stratigraficko-faciálního i paleokrasového (např.: Bábek – Novotný 1999, Havíř et al. 2004, Dvořák 2004, Otava 2004 a Hladil et al. 2006). Hranický kras je krasem s nezastupitelným podílem hydrotermální geneze krasových objektů. Hydrotermálním krasováním byla vytvořena také Hranická propast, jako nejznámější, dnes přímo emblematický jeskynný útvar tohoto typu zdejšího krasu. Syntézu představující současný stav znalostí krasovnění zde podal Otava (2005). Přes poměrně obsáhlé geologické výzkumy byly dodnes v Hranickém krasu opomíjeny podstatné a zajímavé skutečnosti týkající se mikrobiálních vlivů v horninovém prostředí a krasových dutinách. To se týká především hydrotermálního speleoprostoru. Malá pozornost byla dosud také věnována například minerální bioprecipitaci, biokorozi, anebo přímo vlivu mikrobiálního života na speleogenezi nebo tvorbu jeskynných výplní.

Zatopená část Hranické propasti představuje prostředí s nízkým obsahem organických látek, což

umožňuje osídlení oligotrofními mikroorganismy, které v podobných podmínkách mohou nezřídka dosáhnout dominance. Průměrná teplota vodního prostředí v propasti, která je okolo 16 °C, umožňuje výskyt psychrotrofních až psychrofilních mikroorganismů, ve smyslu jak byly definovány např. Moritou (1975). Z hlediska orientačních metod výzkumu, podle charakteru stěn bakterií anebo prokaryot celkově, ve vodních prostředích obecně převažují gramnegativní tyčky nad grampozitivními (Gramovo barvení). V případě minerálních vod jsou často izolovanými kmeny například zástupci „rodů“ *Pseudomonas*, *Sphingomonas*, *Aeromonas*, *Vibrio* nebo skupiny *Flavobacterium-Cytophaga-Flexibacter* (srovnej Lee et al. 2001, Verhille et al. 1999, Quevedo-Sarmiento et al. 1986).

### Historie výzkumu, popis nálezu specifických speleotém

V zatopených prostorách Hranické propasti jsou tedy již od roku 1977 periodicky pozorovány a dokumentovány specifické speleotémy. Poprvé byly popsány jedním z autorů této práce – F. Travěněcem (1977), který si při svém ponoru v Hranické propasti povšiml dosud nepozorovaných útvarů. Okolnosti nálezu jsou uvedeny v přepisu ze záznamu z potápěčského deníku: „Dne 28. prosince 1977 jsem si při potápění v Hranické Propasti, Hranický kras, okres Přerov, v tzv. Jižní trhlíně, v části Heligón, všiml pod



vodou podivných stalaktitických útvarů, silně připomínajících tvarem a konzistencí dětskou „nudli“ u nosu. Jelikož je žádný z kolegů potápěčů neznal a dosud si jich nikdo nevšiml, nazval jsem je pracovně „soplíky“. Usoudil jsem, že se jedná o kolonie specializovaných bakterií.“

**Morfologická charakteristika rosolovitých, slizovitých speleotémových útvarů**

**1. Soplíky válcovité (zkráceně SV)**

Tyto útvary mají podobu štíhlého válce o průměru cca 3–4 mm. Jejich délka dosahuje 30–120 mm. Horní, přibližně kruhová podstava je přirostlá na skalní strop či převislou stěnu a útvar visí svisle ve volném zatopeném prostoru.

**1.1 Soplíky válcovité hladké (SVH)**

Soplíky válcovité hladké mají tělo bez výběžků a větvení. Jsou mléčně průsvitné.

**1.1.1 Soplíky válcovité hladké – krátké (SVHk)**

Jedná se o rosolovité útvary válcovitého tvaru podobné drobným stalaktitům, hladké, průsvitné, délky 30–40 mm, průměr 3–4 mm. Poprvé pozorovány v tzv. *Jižní trhlina* ve vodorovné puklině *Jižní trhlina*, část *Heligón* v hloubce cca -35 m 28. 12. 1977 (ponor č. 68).

**1.1.2 Soplíky válcovité hladké – dlouhé (SVHd)**

Jedná se o rosolovité útvary válcovitého tvaru podobné drobným stalaktitům, hladké, mléčně zakalené, délky 150–200 mm, průměr 1,5–2 mm. Poprvé pozorovány ve *Vývěru teplé vody v Rotundam* (hloubka -30 m) dne 30. 5. 1993 (ponor č. 519.).

**1.2 Soplíky válcovité chlupaté (SVC)**

Válcovité chlupaté útvary mající tělo pokryté výběžky a s větvením. Připomínají mořské řasy. Délka těla je 30–80 mm, průměr těla bez výběžků je cca 3–4 mm, s výběžky dosahuje průměru cca 10 mm. Poprvé byly pozorovány v *Kanále ke gejsírákům v Rotundam* dne 31. 10. 1993 (ponor č. 531).

**1.3 Soplíky válcovité kamenné (SVK)**

Na svislých stěnách svislé žlábkové škrapy hloubky a šířky asi tak 12–20 mm. Škrapy byly porostlé těmito hnědočernými řasami [SVC]. Poprvé zjištěny na stěnách v *Kanále ke gejsírákům v Rotundam* dne 31. 10. 1993 (ponor č. 531).

**2. Soplíky plošné (SP)**

Pozorovány jako slizovité plátky velikosti až 20×20 mm, síly cca 0,5 mm. Poprvé pozorovány 2. 7. 1995 (ponor č. 579).

**2.1 Soplíky plošné bílé (SPB)**

V místech s čistou vodou se objevují soplíky plošné bílé SPB. Zřejmě se v nich nevyskytuje limonit.

**2.2 Soplíky plošné hnědé (SPH)**

V místech s kalsnou vodou (stále jde o kyselku!) v prostoru za *Zubatíci* (Rotundam v hloubkách od *Zubatice* do -30 m) a *Obratel* se objevují soplíky plošné hnědé SPH. Pravděpodobně se v nich vyskytuje limonit.

ROZDĚLENÍ SOPLÍKŮ PODLE MORFOLOGIE		
1. soplíky válcovité SV	1.1. hladké SVH	1.1.1. krátké SVHk
		1.1.2. dlouhé SVHd
	1.2. chlupaté SVC	
	1.3. kamenné SVK	
2. soplíky plošné SP	2.1. bílé SPB	
	2.2. hnědé SPH	

Tab. 1: Morfologické rozdělení soplíků.

Tab. 1: Subdivision of the snottites formations according to morphology.

**Terminologie**

Původní český termín „soplíky“ odpovídající podobě popisovaných speleotém byl použit F. Trávěncem (1977). Při rešeršním zkoumání podobných útvarů bylo zjištěno, že se takto běžně označují speleotémy podobného vzhledu i mezinárodně. V anglosaské vědecké literatuře je pro tyto speleotémy používán termín „snottites“ (např. Northup 2001, Hauhen a Culver 1998), což plně odpovídá námi používanému a již lokálně zcela vžitému českému ekvivalentu. Nejedná se tedy o žádný terminologický exces, i když příslušné organické mikrobiálně produkované útvary lze, samozřejmě, též opisně charakterizovat jako rosolovité, slizovité masy složené z organických, mikrobiálních vněbuněčných polymerů, živých i mrtvých mikroorganismů samotných a případně i minerálních, anorganických gelů, amorfních sraženin a krystalků.

**Prostředí výskytu specifických speleotém**

Soplíky se vyskytují v takových hloubkách, kde se při běžném poklesu hladiny vod v Hranické propasti nevynořují na sucho. Maximální dosud pozorovaná hloubka soplíků je -66 m (úsek *New York* – ponor č. 579 ze dne 2. 7. 1995). Je velmi pravděpodobné, že se vyskytují i ve větších hloubkách, ale dosud jim při ponorech se vzduchem nebyla potápěči, zejména pro problémy s dusíkovým opojením, věnována dostatečná pozornost. Při zatím asi deseti sestupech s heliem vykonaných na lokalitě Hranická Propast od 2. 5. 1981 (Trávěnc 1981) měli potápěči tolik problémů s vlastním zvládnutím ponoru, že neměli možnost věnovat se jakýmkoliv pozorováním těchto útvarů.

Tyto specifické speleotémy, soplíky, se vyskytují v místech dosahu denního světla (v *Ježířku*) i ve vzdálených jeskynních prostorách, v místech trvalé tmy.

Jelikož se jedná o první výsledky pilotních prací na těchto specifických speleotémách Hranické propasti, nebyla v této fázi výzkumu věnována detailní pozornost vlastnostem vod a hornin, které jsou v přímém kontaktu se studovanými objekty. Toho si jsou autoři vědomi a odpovídající systém vzorkování a analýz doplňující nynější sporou informací v tomto směru je naplánován pro navazující etapy prací. Současně, tedy poněkud obecné představy o složení mísených minerálních vod cirkulujících v Hranické propasti jsou zatím založeny na pilotních analýzách z let 1997–1998 (tab. 2).

		13. 10. 1997	15. 6. 1998	13. 7. 1998
E. C.	μS.cm <sup>-1</sup>	xx	1865	1620
Celk. acidita	mmol. l <sup>-1</sup>	3,90	34,00	30,00
Celk. alkalita	mmol.l <sup>-1</sup>	xx	xx	xx
Ca <sup>2+</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	159,5	338,5	205,8
Zn	μg.l <sup>-1</sup>	82,7	44,4	35,1
K <sup>+</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	10,0	7,6	7,3
Mg <sup>2+</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	57,1	39,9	48,4
Na+	mg.l <sup>-1</sup>	100,7	69,4	63,4
NH <sup>4+</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	0,00	0,01	0,04
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	0,00	<0,01	<0,01
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	<2,0	<2,0	<2,0
Cl <sup>-</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	38,8	35,6	35,1
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	45	58	65
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	mg.l <sup>-1</sup>	0,02	0,06	0,07
Al	μg.l <sup>-1</sup>	596,7	379,8	482,5
Cd	μg.l <sup>-1</sup>	<0,75	<0,75	<0,75
Cr	μg.l <sup>-1</sup>	<2,60	<2,60	<2,60
Fe	μg.l <sup>-1</sup>	81,1	334,6	134,6
Mn	μg.l <sup>-1</sup>	12,4	153,2	157,9
Pb	μg.l <sup>-1</sup>	<4,90	<4,90	<4,90
Mezofilní bakt.	KTJ.1ml <sup>-1</sup>		78	865
Psychofilní bakt.	KTJ.1ml <sup>-1</sup>		256	1240
Myxobakterie	KTJ.1ml <sup>-1</sup>		0	0
Kvasná zkouška	+/- (p)10 ml		1	1
Teplot. test	+/- (p)10 ml		1	1
Coliformní bakt.	KTJ.10ml <sup>-1</sup>		345	77
Termotl. col. bakt.	KTJ.10ml <sup>-1</sup>		47	10
Fekální streptok.	KTJ.10ml <sup>-1</sup>		350	7

Vzorky byly odebírány z hladiny Jezírka Hranické propasti, odběr do polyetylenových a skleněných sterilních lahví prováděl M. Šteffan a M. Geršl. Analýzu provedly laboratoře Agentury ochrany přírody a krajiny ČR, laboratoře Brno.

Tab. 2: Příklady analýz minerálních vod z Jezírka v Hranické propasti.

Tab. 2: Examples of the analysis of the mineral water of the „Jezírko“ lake in the Hranická abyss.

**Mikrobiální analýza prostředí a speleotém zaměřená na biodiverzitu kultivovatelných prokaryot Hranické propasti**

**Odběr a transport vzorků**

Vzorky pocházejí z 5 míst v zatopené části a z 1 místa v suchých prostorách Hranické propasti (obr. 2). Jednalo se o 4 odběry vzorků vody a biofilmu z povlaků a doplňující odběr z guána (XII/2005 a III, VI a IX/2006).

Vzorky vody byly odebrány konkrétně z lokality *Jezírko*, ve vzdálenosti 0,5 m a 2,5 m od přístupové plo-

šiny. Další vzorky vody pocházely z hladin jeskynních jezer v prostorách *Nebe I* a *U gejzíráků* (cca 5 m pod hladinou). Vzorky povlaků byly vzorkovány ze severní stěny *Jezírka* cca 5 m pod hladinou a z místa *U gejzíráků* (cca 5 m pod hladinou). V *Rotundě suché* byl odebrán doplňující vzorek guána.

Vzorky vody a povlaků byly odebírány do sterilních vzorkovnic o objemu 70 ml. Odběry respektovaly zásady sterilní práce. Vzorkovnice se vzorky z hlubin byly po vymoření na břehu otevřeny a byl z nich opatrně odlit objem vody potřebný k dosažení sloupce vzduchu ve vzorkovnici (alespoň 2 cm). Vzorky byly poté zabaleny do alobalu, aby tak byly chráněny před světlem, následně byly uloženy do chladničky s mrazíci vložkami tak, aby se nedotýkaly přímo vložek, což by mohlo vést k stresování mikroorganismů náhlou změnou teploty. Do laboratoře ke zpracování byly vzorky přeneseny do 48 hod.

**Zpracování a kultivace vzorků**

Vzorky vody byly ředěny fyziologickým roztokem a z každého ředění byl proveden přímý výsev na Petriho misky s kultivačním médiem. Jako kultivační médium bylo zvoleno médium vhodné pro oligotrofní mikroorganismy: Trypton-sojový agar a NWRI-agar.

Vzorky z povlaků byly rozdělány na drobnější kusy (cca 1 cm<sup>2</sup>) a plaveny v řadě sedmi Petriho misek s destilovanou vodou. Povlaky byly takto zbaveny případných ulpěných mikroorganismů z okolní vody z prostředí odběru, které by mohly ovlivnit výpověď o složení povlaků. Získaný materiál byl následně mechanicky homogenizován a dávky homogenizátu byly ředěny ve fyziologickém roztoku. Z jednotlivých ředění byl proveden výsev na misky s kultivačním médiem (stejně jako u vzorků vody).

Misky s médii byly kultivovány aerobně při teplotě 15 °C po dobu 7–14 dnů, kdy došlo k vytvoření rozlišitelných kolonií. Z kolonií byla získána čistá kultura, která umožnila morfologický popis testem Gramovým barvením (v kombinaci s KOH testem). Izolované kmény byly uchovány metodou kryoprezervace na skleněných korálkách při teplotě -70 °C (Jones a kol. 1991). Kmény byly dále podrobeny základním biochemickým a fyziologickým testům. U vybraných skupin byla provedena analýza celkových buněčných proteinů metodou SDS-PAGE (Pot – Kersters 1994) a ribotypizace (Popovic et al. 1993). Z povlaků byl zhotoven preparát pro mikroskopii a bujónová kultura. Z dvoudenní bujónové kultury byl taktéž zhotoven mikroskopický preparát. Oba preparáty byly barveny dle Grama a pozorovány ve světelném mikroskopu.

**Receptura kultivačních médií a použitých roztoků**

Trypton-sojový agar: Oxoid CM0131	
Sojový pepton	5 g.l <sup>-1</sup>
Chlorid sodný (NaCl)	5 g.l <sup>-1</sup>
Agar	15 g.l <sup>-1</sup>
pH	7,3
NWRI-agar: (Häusler 1995)	
Pepton	3,0 g

Kasein (rozpuštěný)	0,5	g
Hydrogenfosforečnan draselný	0,2	g
Síran hořečnatý, heptahydrát	0,05	g
Chlorid železitý, hexahydrát	0,001	g
Agar	15,0	g
Destilovaná voda (doplnit do)	1000	ml
pH	7,2	

**Bujón = m PYC ENRICHMENT BROTH; DIFCO:**

Bacto-Nutrient Broth	8	g.l <sup>-1</sup>
Bacto-Proteose Pepton	2	g.l <sup>-1</sup>
Bacto-Proteose Pepton No. 3	20	g.l <sup>-1</sup>
Bacton-Casitone	2	g.l <sup>-1</sup>
Bacto-Yeast Extract	6	g.l <sup>-1</sup>
pH	7	

**Fyziologický roztok:**

Chlorid sodný	9	g
Destilovaná voda (doplnit do)	1000	ml

**Výsledky mikrobiální analýzy**

Počet izolátů, jejich zdroj a zařazení do základních skupin je shrnuto v tab. č. 3. Z celkového počtu psychrotrofních izolátů z vody bylo 18 kmenů psychrofilních (29,5 %). V případě izolátů z povlaků bylo 5 kmenů psychrofilních (28 %). Překvapivým zjištěním bylo dominantní postavení gram pozitivních bakterií v souboru izolovaných kmenů, které téměř dvojnásobně převyšovaly gram negativní izoláty.

V preparátu zhotoveném přímo z povlaků byl nalezen menší počet rozsivek (diatom) a torza vláknitých řas. V preparátu z bujónové kultury byl pozorován velký počet gram negativních kokotýček a tyček rozrůstajících se z nehomogenizovaných částí povlaků (obr. 1). Z gram pozitivních buněk byly hojné tyčky uspořádané do vláken a sporující buňky s oválnými spory, které povětšinou buňky nezduřovaly.

**Fenon A)** 8 kmenů fluorescentní *Pseudomonas* spp. – pravděpodobně: *Pseudomonas fluorescens* (6 kmenů), *Pseudomonas veronii* (1 kmen) a *Pseudomonas gessardi* (1 kmen). Dále 1 kmen blíže neurčená *Pseudomonas* sp. a 1 kmen *Pseudomonas pseudoalcaligenes*; 10 kmenů neidentifikováno ani na úrovni rodu.

**Fenon B)** *Pseudomonas stutzerii/fluorescens* komplex, *Pseudomonas fluorescens* a dva neidentifikované kmeny.

**Fenon C)** 2 kmeny *Aeromonas hydrophila* do poddruhu neurčené. Dále jeden kmen blíže neurčené gram negativní fermentující oxidáza pozitivní tyčky.

**Fenon D)** Z této skupiny nebyly izolovány žádné kmeny.

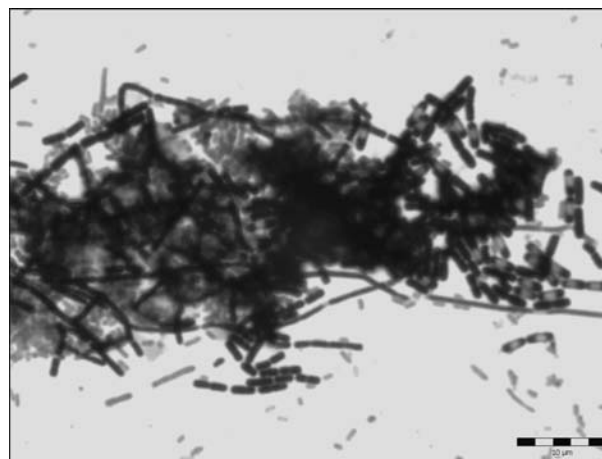
**Fenony E, F)** Skupina zahrnuje fenotypově neidentifikovatelné kmeny gram pozitivních tyček (k diferenciaci nutná chemotaxonomie).

**Fenon G)** Vzorky z vody: 2 kmeny *Aneurinibacillus* sp., 1 kmen *Bacillus psychrophilus*; 1 kmen *Bacillus fusiformis* z guána.

**Fenon H)** 2 kmeny *Bacillus* sp., druhově neurčené.

**Fenon I)** 4 kmeny *Micrococcus* sp. blíže neurčené, 3 kmeny *Staphylococcus* sp. blíže neurčené. 8 kmenů neidentifikovaných morfologicky řazené mezi koky, kokotýčky až rozpadající se vlákna (k diferenciaci nutná chemotaxonomie).

**Fenon J)** 2 kmeny *Micrococcus* sp. druhově neurčené.



Obr. 1: Gramnegativní a grampozitivní kokotýčky až tyčky rozrůstající se z nehomogenizovaných částí biofilmu (preparát z bujónové kultury; mikroskop Olympus BX50). Foto: M. Kosina.

Fig. 1: Gram-negative and gram-positive short rods and rod-shaped bacteria growing from unhomogenised parts of the biofilm (broth culture medium; microscope Olympus BX50). Photo: M. Kosina.

Skupina	Původ izolátů	Počet izolátů	Fenon*
Gram negativní nefermentující tyčky	Voda	20	A
	Povlak	4	B
Gram negativní fermentující tyčky	Voda	3	C
	Povlak	0	D
Gram pozitivní nesporeující tyčky	Voda	19	E
	Povlak	10	F
Gram pozitivní sporující tyčky	Voda/guano	3/1	G
	Povlak	2	H
Gram pozitivní koky, kokotýčky až rozpadající se tyčky	Voda	16	I
	Povlak	2	J

\*Identifikace na základě morfologie, biochemických a fyziologických testů, testů na citlivosti k antibiotikům a analýzy celkových buněčných proteinů.

Tab. 3: Přehled izolovaných skupin mikroorganismů.

Tab. 3: Overview of isolated groups of the microorganism.

**Závěr**

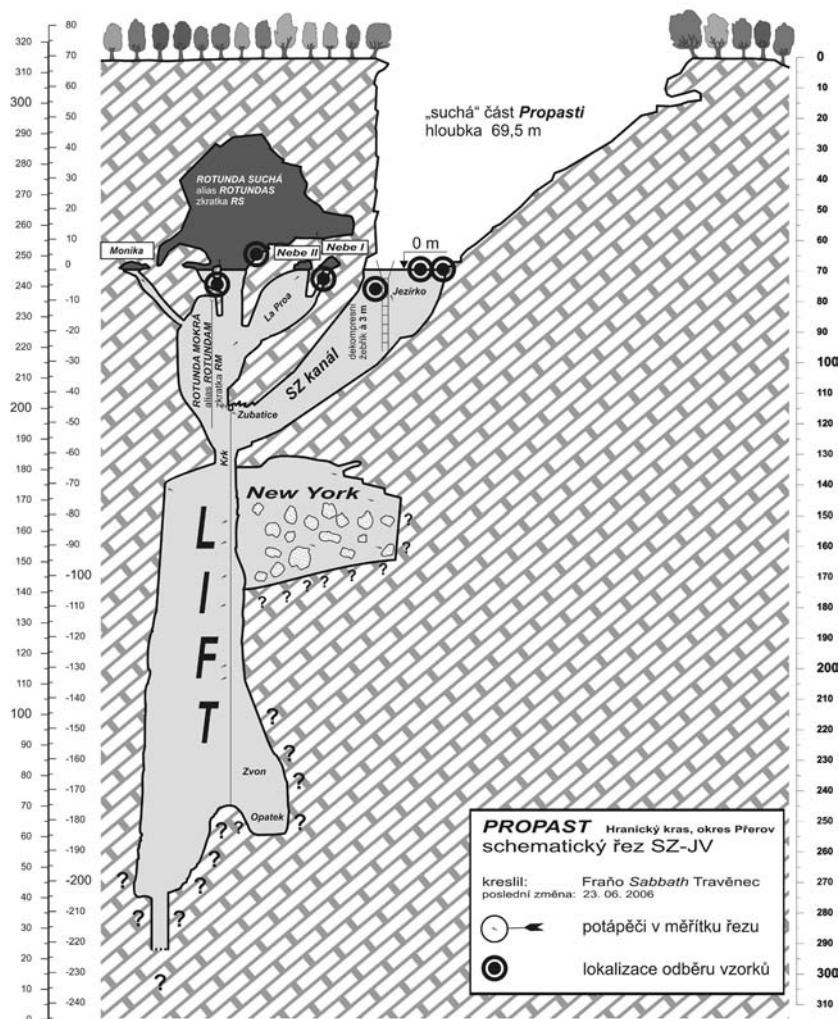
Z mikroskopických preparátů a kultivačních metod lze konstatovat, že povlaky obsahují skutečně živou složku, překvapivě poměrně hojný komplex jednobuněčných i mnohobuněčných řas, rozsivek, jakož i kultivovatelné a pravděpodobně i nekultivovatelné prokaryotní organismy. V případech, kdy je tento komplex strukturovaný, se tedy jedná o biofilm, i když objekty s převahou vněbuněčných polymerů vylučovaných mikroorganismy a zachycenými částicemi jsou také velmi pravděpodobné.

Očekávaný výskyt striktně psychrofilních prokaryot v prostorách Hranické propasti byl potvrzen, i když například

předběžně morfologicky indikovaný výskyt aktinomycet a dalších skupin autotrofních a heterotrofních mikroorganismů ve vzorcích nebyl cestou izolace a kultivace kmenů potvrzen. Procentuální zastoupení izolovaných psychrofilních prokaryot ve vodě a v povlacích bylo téměř shodné, netvořily však většinu zkoumané mikrobioty, na rozdíl od psychrotrofních izolátů s širším teplotním růstovým rozmezím.

Z kultivatelných mikroorganismů zde převažovali zástupci rodu *Pseudomonas*, kteří se ve vodách i biofilmech vyskytují často a to i jeskynních a podobných extrémních prostředích. Řada z nich byla izolována přímo z minerálních vod (Baídaa 2001, Verhille a kol. 1999, Švec a kol. 2004). Další skupinou, která se ojediněle vyskytovala jak ve vodě, tak v biofilmech, byli zástupci rodu *Bacillus*, jejichž endospory jsou vysoce odolné vůči extrémním, jak chemickým, tak i fyzikálním vlivům prostředí. Vzhledem k širokému růstovému teplotnímu rozmezí izolovaných sporulujících kultur, které obsahuje i teplotní rozmezí vyplývající z měření v Propasti, lze očekávat, že se kmeny obsažené v tomto mikrobiálním společenstvu mohou aktivněji zařadit i do širších ekologických vztahů. Rod *Pseudomonas*, který je rozšířen naprosto ubikvitárně a je velmi biochemicky aktivní, schopný růstu jak v aerobním, tak i v mírně anaerobním prostředí, mající též široké růstové teplotní rozmezí, se může dosti výrazně podílet na mikrobiálním složení studovaných povlaků. Nadpoloviční část izolátů reprezentovaly překvapivě grampozitivní tyčky, ovšem jejich rodová či druhová identifikace byla často neúspěšná.

Izolace a kultivace uvedených zástupců jednotlivých skupin bakterií problémová nebyla, avšak jejich identifikace ve většině případů nebyla na základě základních rutinních testů možná. Pro konečnou identifikaci je nutné nejen provést základní testy zkoumající morfologické, biochemické a fyziologické vlastnosti, ale také použít přístup polyfázové taxonomie, která využívá mnoho složitých a mnohdy běžně nedostupných metod. Průsečíkem výsledků každé z těchto metod je pak konečná identifikace vykultivovaného bakteriálního kmene.



Obr. 2: Schématický řez Hranickou propastí s vyznačením odběrových lokalit.  
 Fig. 2: Simplified map of the Hranice Abyss with location of the studies objects.

Přestože při pozorování na lokalitě i v detailně odebraných vzorcích byly nalezeny inkrustace popisovaných mikrobiálních útvarů aragonitem nebo kalcitem a byla zjištěna i některá stadia skutečné litifikace, tyto otázky byly zatím odloženy, neboť na počátku řešení problému bylo nutné nejprve zodpovědět (tj., alespoň částečně, v té míře, jak to podle kultivací a použitých metod je možné) otázky ohledně mikrobiální biodiverzity a jejího vztahu k prostředí výskytu popisovaných spelitémových útvarů.

**Poděkování**

Děkujeme doc. DrSc. J. Hladilovi (AV ČR) za cenné rady a podnětné připomínky při řešení tohoto problému.

Práce byla částečně podpořena projekty „MSM0021622416“ a „Základní geol. mapování 1:25 000 vybraných oblastí ČR oblast DÚ 07 Maleník-Poodří“.

**Literatura**

Bábek, O. – Novotný, R. (1999): The Hněvotín Limestone neostratotype locality revisited: A conodont biostratigraphy and carbonate microfacies approach, Moravia, Czech Republic. – Acta Univ. Pal. Olom. Fac. Rer. Natural., Geologica, 36, 63-68. Olomouc.

- Dvořák, J. (1991): Geology of the carbonate evolution of the Devonian and the Lower Carboniferous near Grygov, Přerov, Sobišky and Hranice (Northern Moravia). – *Scripta Geology*, 21, 37-62. Brno.
- Dvořák, V. (2004): The orientation structural analysis of the Hranice karst limestones. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2003*, 11, 42-45. Brno
- Haugen, K. – Culver, D. C. (1998): Snapshots of subterranean biodiversity. 1888, 1960 and 1997. – *Natn. Speleolog. Soc. Conv.*, Sewanee, TN, USA, August 3-7, Biology Section Papers, August 4-5, [http://www.utexas.edu/tmm/sponsored\\_sites/biospeleology/nss98abstracts.htm](http://www.utexas.edu/tmm/sponsored_sites/biospeleology/nss98abstracts.htm)
- Häusler J. (1995). Mikrobiologické kultivační metody kontroly jakosti vod – receptář. – Ministerstvo zemědělství České republiky, 13 str., Praha.
- Havíř, J. – Bábek, O. – Otava, J. (2004) : Vztah struktur, stratigrafie a krasovění ve Zbrašovských aragonitových jeskyních. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2003*, 46-50. Brno.
- Hladil, J. – Geršl, M. – Strnad, L. – Frána, J. – Langrová, A. – Spišiak, J. (2006): Stratigraphic variation of complex impurities in platform limestones and possible significance of atmospheric dust: a study with emphasis on gamma-ray spectrometry and magnetic susceptibility outcrop logging (Eifelian-Frasnian, Moravia, Czech Republic). – *Int. J. Earth Sci.*, 95, 587-607. Springer, New York.
- Jones, D. – Pell, P. A. – Sneath, P. H. A. (1991). Maintenance of bacteria on glass beads at -60 °C to -76 °C. – In: Kirsop, B. E. – Doyle, A. (Eds.): *Maintenance of Microorganisms and Culture Cells. A Manual of Laboratory Methods*. Academic Press. London.
- Lee, J. S. – Shin, Y. K. – Yoon, J. H. – Takeuchi, M. – Pyun, Y. R. – Park, Y. H. (2001): *Sphingomonas aquatilis* sp. nov., *Sphingomonas koreensis* sp. nov. and *Sphingomonas taejonensis* sp. nov., yellow-pigmented bacteria isolated from natural mineral. *Int. J. Syst. Evol. Microbiology*, 51, 1491-1498. Reading, UK.
- Morita, R. Y. (1975)“ Psychrophilic Bacteria. – *Bacteriol. Rev.*, 39, 2, 144-167.
- Baída, N. – Yazourh, A. – Singer, E. – Izard, D. (2001). *Pseudomonas brenneri* sp. nov., a new species isolated from natural mineral waters. *Res. Microbiol.* 152, 493-502
- Northup, D. E. (2001): *Geomicrobiology of Caves: A Review*. – *Geomicrobiology J.*, 18, 199-222. Taylor & Francis, Philadelphia, PA, USA.
- Otava, J. (2005): Polycyclic origin of fossil karst at Hranice Palaeozoic, Czech Republic. – 14<sup>th</sup> Int. Congr. Speleol., Abstract Book: 121-122, Athens, Greece.
- Otava, J., (Ed.) (2004): Vysvětlivky a základní geologická mapa České republiky 1:25 000 list 25-123 Hranice. – MS, Archiv Česká geologická služba. Praha-Brno.
- Popovic, T. – Bopp, C. A. – Olsvik, Ø. – Kiehlbauch, J. A. (1993): Ribotyping in molecular epidemiology. – In: Persing, D. H. – Smith, T. F. – Tenover, F. C. – White T. J. (Eds.): *Diagnostic molecular microbiology: principles and applications*. 573-583. ASM Press, Washington, USA.
- Pot, B. – Vandamme, P. – Kersters, K. (1994): Analysis of electrophoretic whole-organism protein fingerprints. In: Goodfellow, M., O'Donnell, A.G. (Eds.): *Modern microbiological methods. Chemical methods in Prokaryotic systematics*. John Wiley and Sons, 493-521. Chichester, UK.
- Travěnek, F. (1977): Sabbath diving logbook. – MS, Archiv F. Travěnek, Olomouc.
- Travěnek, F. (1982): 110 m s héliovzduchovou směsí v Hranické Propasti. – *Stalagmit*, 4, 1-2, 6-7. Čes. speleolog. spol. Praha. Travěnek, F. (2001): Soplíky v Hranické Propasti. Předběžná zpráva. – MS, Archiv ZO ČSS 6-23 Aragonit, Hranice, 6 str. Olomouc.
- Verhille, S. – Baida, N. – Dabboussi, F. – Izard, D. – Leclerc, H. (1999): Taxonomic study of bacteria isolated from natural mineral waters: proposal of *Pseudomonas jessenii* sp. nov. and *Pseudomonas mandelii* sp. – *Syst. Appl. Microbiol.*, 22(1), 45-58. G. Fischer Verlag, Stuttgart.
- Quevedo-Sarmiento, J. – Ramos-Cormenzana, A. – Gonzalez-Lopez, J. (1986): Isolation and characterization of aerobic heterotrophic bacteria from natural spring waters in the Lanjaron area (Spain). – *J. Appl. Bacteriol.* 61, 4, 365-372. Blackwell Publishing, Oxford.
- Svec, P. – Stegnerova, H. – Durnova, E. – Sedlacek, I. (2004): Characterization of esculin-positive *Pseudomonas fluorescens* strains isolated from an underground brook. *Folia Microbiol.*, 49(6), 725-730. Praha.

## GEOFYZIKÁLNÍ MAPOVÁNÍ METODOU VELMI DLOUHÝCH VLN A VRTNÝ PRŮZKUM V OKOLÍ HRANICKÉ PROPASTI (HRANICKÝ KRAS)

Geophysical mapping by very low frequencies method and drilling survey in the vicinity of the Hranická Chasm (Hranice Karst)

Milan Geršl<sup>1,2</sup>, Pavel Kalenda<sup>3</sup>, Aleš Havlín<sup>1</sup>, Roman Duras<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: gersl@cgu.cz

<sup>2</sup> ZO ČSS 6-23 Aragonit, Hranice

<sup>3</sup> CoalExp, Kosmonautů 2, 700 30 Ostrava 3

<sup>4</sup> GEOTest Brno, pobočka Ostrava, 28.října 287, 709 00 Ostrava

(25-14 Valašské Meziříčí)

*Key words:* Hranice karst, karst sediment, geophysical measurement, very low frequencies

### Abstract

The geophysical method of Very Low Frequencies (VLF) was applied to find conductive zones in the depths between 30 and 60 meters in the surrounding of Hranická propast abyss. Such conductive zones occur along the faults or tectonic lines or crevices with sediments especially close to the underground water level. They can represent corrosive caves in the hydrothermal karst that is typical for Hranice karst. In the area of 12 ha in the surrounding of Hranická propast abyss there were found 3 main conductive zones (B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub>) in the direction of approx. 90° (E-W) and one zone (A) in the direction approx. 110–120° which is crossing the abyss. The pilot drilling was unsuccessful, no concrete karst objects were discovered. The sample taken from borehole cores had only redeposited flysch fossils, not show qualification of dating of sediments.

### Úvod

Hranický kras se nachází cca 40 km vjv. od Olomouce, v sv. části kry Maleníku. Kra Maleníku je tvořena spodnokarbonskými sedimenty kulmské facie a ve své severovýchodní části též svrchnodevonskými a spodnokarbonskými vápenci macošského a líšeňského souvrství. Vápence byly podrobně ložiskově i regionálně zkoumány, především v jejich severní výchozové části, shrnutí provedl Dvořák (1991). V poslední době je geologie Hranického krasu zkoumána především z pohledu strukturního, stratigraficko-faciálního i paleokrasového (např.: Bábek – Novotný 1999, Havíř et al. 2004, Dvořák 2004, Otava 2004 a Hladil et al. 2006). Současný stav poznání nyní velmi solidně potvrzuje přítomnost duktilních střížných zón vzniklých v souvislosti s variskou násunovou tektonikou mající vergenci k JV. Podstatným zjištěním z poslední doby je například rozsah sedimentačního a erozního hiátu ve svrchním devonu, při rozhraní stratigrafických stupňů frasn a famen. Toto přerušení sedimentace se zřetelně odrazilo v litologické odlišnosti starších a mladších vápencových jednotek a jejich kontaktu samotného, což se pak následně projevilo při tektonické deformaci (odlepení, odlišnosti v deformaci i následné struktury křehké deformace). O stovky milionů let později, v neogénu, existence těchto struktur zde místy usnadnila výstup fluid a hydrotermální krasovění vápenců. Hydrotermálním krasověním byla vytvořena také Hranická propast, jako nejznámější útvar zdejšího krasu. Jedná se o kras hydrotermální, a proto pod zemským povrchem mohou existovat významné jeskynní systémy vznikající krasověním, které postupuje souhlasně

s migrací korozivních fluid směrem k povrchu. Tento proces probíhá i bez přítomnosti obvyklých povrchových krasových útvarů, jako jsou např. ponory, propadání nebo závrtvy. Přehled o současném stavu znalostí krasovění podal Otava (2004 a 2005).

V září roku 2006 byla metodou VDV proměřena oblast o rozloze cca 12 ha v okolí Hranické propasti. Cílem provedeného geofyzikálního mapování bylo ověřit vhodnost metody velmi dlouhých vln v daném terénu, vyhledat vodivé zóny odpovídající krasovým strukturám a po interpretacích připravit další možnosti geofyzikálního mapování v Hranickém krasu.

### Metodika

Metoda velmi dlouhých vln (VDV) je založena na měření parametrů elektromagnetických vln vzdálených vysílačů (10–30 kHz). Jejich signál se šíří nad homogenním poloprostorem téměř vodorovně (což je ovlivněno pouze sklonem terénu v okolí místa měření). Zkreslení těchto polí souvisí s výskytem vodivostních nehomogenit – vodivých hornin a vodonasycených porušených zón, ale i umělých vodičů (elektrická vedení, plynovody aj.) V blízkosti vodičů (zvodnělá tektonika, „zajílování“ puklin a zlomů atd.) se elektromagnetické vlny stáčejí k vodiči a sklon elipsy polarizace a další parametry ukazují na pozici a kvalitu vodiče. Optimální jsou takové vodiče, které jsou orientovány kolmo na směr šíření elektromagnetických vln, resp. optimální je proto volit elektromagnetické vlny vysílané kolmo na uvažované vodiče. Vodiče téměř paralelní s profilem, tedy ve směru šíření signálu, se projeví pouze omezeně nebo vůbec.

V krasových oblastech je velice vhodná aplikace metody VDV, protože vápence jsou téměř nevodivé a jako vodiče se chovají výplně puklin nebo jeskynní sedimenty. Následující korelací s jinými metodami (např. gravimetrií (Blecha, Kalenda 2004, Blecha et al. 2005). Srovnání obou metod – gravimetrie a metody VDV – bylo v Moravském krasu uskutečněno v roce 2006 (Kalenda, Duras 2007) a výsledky měření metodou VDV byly v roce 2003 korelovány i se známými prostorami nad Holštejnskou jeskyní (Jáně Z. – nepublikováno). Výsledky ukázaly, že prostředí krasu je velice vhodným prostředím pro tuto metodu, protože vápence mají vysoký měrný odpor a tím i velice vysoký odporový kontrast s vodivými jíly, vyplňujícími ve většině případů jeskynní prostory nebo krasové dutiny zejména na tektonických poruchách. V případě zvodněných jílu je vodivostní kontrast ještě větší a hloubka dosahu metody VDV se zvětšuje z 10–30 m udávaných pro běžná prostředí výrobce na 50–70 m (Kalenda, Duras 2007). Vodivé zóny z hloubek 100–120 m již však nebyly v prostředí Moravského krasu interpretovatelné a to ani v případě jeskyní na hladině spodní vody (aktivní tok v Amatérské jeskyni).

Vrtný průzkum byl v této fázi proveden vrtnou soupravou SIG-Mounty 2000/93H. Rotační vrtání bylo provedeno za sucha šnekovým vrtákem. Za těchto podmínek lze v nepevných sedimentárních horninách při 120 mm průměru vrtu dosáhnout hloubky 10–20 m. V zájmové oblasti, která odpovídá 12 ha plochy proměřené metodou VDV nebyl podle našeho zjištění v minulosti veden žádný geologický nebo hydrogeologický vrt. Z tohoto důvodu jsme přistoupili alespoň k pilotnímu vrtnému průzkumu zajišťovaného lehkou vrtnou soupravou.

### Výsledky geofyzikálních měření

Měření metodou VDV bylo uskutečněno v síti profilů, orientovaných kolmo k předpokládaným strukturám (SZ-JV až ZSZ-VJV). Azimut použitého zdroje rádiových vln (21,7 kHz) byl cca 180°, takže preferované směry, které mohou být zachyceny metodou VDV mají orientaci mezi 135° a 225°. Profily byly od sebe vzdáleny 20 m, krok měření 5 m (obr. 1). V proměřované ploše se nacházela vlastní Hranická propast a závrtové struktury. I přes obtížný terén se podařilo (až na body přímo v propasti a 1 bod na stěně skalky jižně od propasti) změřit celou plochu s relativně malými chybami a konzistentními daty mezi profily, o čemž svědčí relativně dobře korelovatelné anomálie gradientu reálné složky (Re)

mezi profily (viz obrázek). Anomálie byly interpretovány pomocí filtru pro hloubku  $h=10 \times 5$  m, tedy pro hloubku přibližně odpovídající hloubce hladiny podzemní vody, která odpovídá výšce hladiny v řece Bečvě.

Byly nalezeny tři významné vodivé struktury o směru téměř V-Z (v mapě linie označené B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> a B<sub>3</sub>). S nimi téměř paralelní je struktura samotné Hranické propasti, která se ve vlastní propasti stáčí do směru SZ-JV (linie A). Všechny tyto struktury míří na Zbrašovské aragonitové jeskyně a dá se předpokládat, že mají stejný původ a že na nich dochází k vývěřům hydrotermálních fluid.

Odlišnou vodivou strukturou je pravděpodobně subvertikální zajiřovaná puklina (linie C).

### Výsledky vrtného průzkumu

Lokalizace vrtů byla plánována po ukončení interpretace geofyzikálních měření. Cílem bylo vrty situovat do interpretovaných vodivých struktur. Vzhledem ke spojení několika negativních faktů byly však naše možnosti velmi omezeny. Především lokalizace vrtů musela umožňovat příjezd vrtné soupravy, což bylo v hustém lese neproveditelné. Současně rychlé rozhodnutí pro pilotní vrtný průzkum ještě v této sezóně neposkytlo prostor pro vyří-



Obr. 1: Síť profilů proměřených metodou VDV.

- A – struktura Hranické propasti
- B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> – tři významné vodivé struktury směru V-Z
- C – nevýznamná subvertikální puklina
- Černě – oblast Hranické propasti
- KE 20, KE 21, KE 22 – lokalizace vrtů

Fig. 1: Network of profiles measured by VLF.

- A – Hranická Chasm structure
- B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> – three significant conductive structure in the direction E-W
- C – insignificant subvertical zone
- Black line – Hranická Chasm area
- KE 20, KE 21, KE 22 – localization of drilling

zení výjimek z ochranných podmínek Národní přírodní rezervace Hůrka u Hranic a pro dohodu se zemědělským podnikem, což snížilo naše možnosti na minimum. Nakonec byly pro pilotní vrtný průzkum vybrány 3 níže popsané lokality (obr. 1).

**KE 20** – (Registrační list vrtu 2006/110) Tzv. Závrt u Rybízu. Přestože není situována do zjištěné vodivé zóny, jedná se, o lokalitu s trvalým sesedáním až propadáním půdního pokryvu.

Provedeny 3 návrtvy na ploše cca 1 m<sup>2</sup>, dosažená hloubka 0,3; 0,3 a 0,7 m. Ve výnosu byla zjištěna pouze světležlutá až hnědožlutá homogenní mírně vápnitá sprašová hlína.

**KE 21** – (Registrační list vrtu 2006/111) Vrt byl situován do zjištěné vodivé zóny C, v místech protínající okraj pole.

Dosažená hloubka 0,5 m. Ve výnosu byla zjištěna pouze světležlutá až hnědožlutá homogenní mírně vápnitá sprašová hlína.

**KE 22** – (Registrační list vrtu 2006/1102) Tzv. Výroční závrt. Vrt byl situován do zjištěné vodivé zóny C v místech protínající okraj pole a současně do okraje krasového závrtu s trvalým sesedáním až propadáním půdního pokryvu.

Dosažená hloubka 5,7 m. 0–3,80: hnědá až červenohnědá homogenní nevápinitá sprašová hlína; 3,8–5,7: hnědý až hnědookrový homogenní plastický jíl. Z hloubky 5,7 m odebrán vzorek KE 22 na mikropaleontologickou analýzu.

#### Výsledky mikropaleontologické analýzy

Vzorek hnědých jílu získaných vrtem KE 22 z hloubky 5,7 m poskytl chudou mikrofaunu, která je nejspíše pseudoasociací – tj. směsí různě starých fosilií vytvořenou

redepozicí nebo svahovými procesy. Převažují polámané a rekrystalizované jehlice hub, méně často se vyskytují silicifikované radiolarie *Cenosphaera* sp. a aglutinované foraminifery. Foraminifery *Bathysiphon* sp., *Rhabdammina discreta* Brady, *Glomospira* gr. *gordialis* (J&P), *Caudamina ovuloides* (Grzyb.) mohou pocházet z paleocenních či starších členů frýdlantského souvrství podslezské jednotky. Určil RNDr. M. Bubík (ČGS Brno). Vzhledem k nejisté autochtonitě nalezené fauny to však neříká mnoho o stáří vzorkovaného sedimentu. Stále tak nelze vyloučit neogenní ani jeho kvartérní stáří.

#### Závěr

Metodou VDV byly nalezeny tři významné vodivé struktury, které mohou naznačovat lokalizaci dalších hydrotermálních krasových objektů. Pro zpřesnění získaných poznatků by bylo vhodné provést mikrogravimetrická měření. Uskutečněné vrty bohužel přinesly málo poznatků a bude třeba použít výkonnější vrtnou soupravu pro uskutečnění hlubších vrtů.

Vzorok získané vrtným průzkumem poskytly především redeponovanou mikrofaunu z flyšových hornin a nepřinesly tak zpřesňující údaje ke stáří sedimentu.

#### Poděkování

Práce byla podpořena projektem č. 6207 Základní geol. mapování 1:25 000 vybraných oblastí ČR oblast Maleník-Poodří. Za pomoc při terénních pracích děkujeme K. Valentové a P. Andryškoví a O. Kalendovi.

#### Literatura

- Blecha, V. – Kalenda, P. (2004): Gravimetrický průzkum Holštejnské jeskyně v Moravském krasu. – Zpr. geol. Výzk. v R. 2003, 128–130. Praha.
- Blecha, V. – Kalenda, P. – Mravec, P. – Kučera, J. (2005): Gravimetrický průzkum pokračování Holštejnské jeskyně. – Speleofórum 2005, 24, 6–8. Praha.
- Kalenda, P. – Duras, R. (2007): Bukovinky – měření metodou velmi dlouhých vln. – Speleofórum 2007, 26, 80–82. Praha.
- Otava, J. (2005): Polycyclic origin of fossil karst at Hranice Palaeozoic, Czech Republic. – 14<sup>th</sup> Int. Congr. Speleol., Abs. book, 121–122, Athens.
- Otava, J. (Ed.) (2004): Vysvětlivky a základní geologická mapa České republiky 1:25 000 list 25–123 Hranice. – Čes. geol. Služba. Brno.



# MIKROPETROGRAFICKÉ A PETROCHEMICKÉ ROZBORY NOVOVĚKÉ GLAZOVANÉ KERAMIKY Z LOKALITY STRACHOTÍN

Micropetrographic and petrochemical analyses of postmedieval pottery from Strachotín

Miroslava Gregerová<sup>1</sup>, Martin Hložek<sup>2</sup>, Zuzana Kuljovská<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: mirka@sci.muni.cz

<sup>2</sup> Ústav archeologie a muzeologie, FF MU, Arne Nováka 1, 602 00 Brno

*Key words: ceramic artefacts, micropetrography, vitreous enamel, colouring pigments*

## Abstract

*This paper summarizes new findings and results of micropetrographic, chemical and microchemical study of postmedieval pottery found at Strachotín, Břeclav district. Experimental results prove that normative minerals content obtained from chemical silicate analysis represents relevant basis for the identification of ceramic raw material composition. Microchemistry of pottery glazings was studied using Cameca SX100. New microprobe and so far non-referred-to inorganic pigments used in medieval glazing formulae were indentified.*

## Úvod

V roce 1524 vznikla v Curychu sekta novokřtěnců, která přijala v roce 1526 pozvání k pobytu v té době na nábožensky svobodnou Moravu. Novokřtěnci (habáni) v průběhu cca sta let osídlili přibližně 108 jihomoravských obcí. Jejich pobývání na Moravě bylo ekonomicky i kulturně přínosné. V tomto kontextu (i přesto, že byli r. 1622 vyhnáni) je rovněž patrný jejich vliv na novověkou keramickou výrobu.

Znalost keramické výroby, kterou šířili na území Čech a Moravy, se podle Pajera (2001) postupně zdokonalovala a vyvíjela v jemnou keramiku nazývanou fajáns. Název je odvozen od italského města Faenza, v 15.–16. století významného centra výroby tzv. bílé majoliky. V různých zemích a oblastech pojem fajáns označuje celou řadu výrobků různé kvality. Ve Francii se takto označuje obecně pórovitá keramika, v USA zdobená pórovina s transparentní glazurou. Fajáns je pórovinová keramika s bílým nebo nažloutlým střepem, s jemnou mikrostrukturou, vyrobená z keramické směsi založené na bázi jílových zemin, pokrytá bílou olovnato-cínčitou glazurou a obvykle zdobená malovaným dekorem buď přímo do glazury nebo na glazuru. Základem fajáns byla dokonalá znalost technologie a relativně přesné složení výchozího materiálu. Černohorský (1941) předpokládá, že fajáns se připravovala ze směsi jílových surovin (případně hlín), které byly přeplavovány a míseny podle ověřených poměrů. Kvalitně promísená a přeplavená surovina musela po výpalu vytvořit jemný, průlinčivý, světle zbarvený střep. Teplota výpalu se pohybovala kolem 1000 °C. Typickým rysem, který odlišuje fajáns od ostatní tehdejší keramiky, je používání krycích glazur na nástřepí. Černohorský (1941) uvádí, že základní bílá, neprůhledná glazura byla připravována na bázi oxidů olova a cínu (cinoš), které se mísily se směsí písku a soli. Autor popisuje, že tzv. cinoš se získával spalováním olova a cínu na žlutavý popel. Poměr zastoupení Pb:Sn se mezi

jednotlivými výrobci lišil. Cín zlepšuje jakost polevy. Ke žlutavému popelu se přimíchala směs písku a halitu (NaCl). Černohorský (1941) předpokládá jeho dovoz z území Polska (Wieliczka). Na tzv. kuchnách se směs vystavila prudkému žáru a vznikla sklovina (frita). Frita se mlela na jemný prášek, který se mísil s vodou. Přídáním dalších oxidů se mohla směs barvit. Přídavkem Co vznikaly modré odstíny, Sb – žluté, Cu – zelené a Mn od světlých fialových po hnědofialové odstíny. Na jednotlivé podkladové, jednobarevné, nevypálené polevy se provádělo dekorování – zdobení kresbou štětcem. Používala se barvítka, která bylo možno podrobit druhému výpalu, při vysoké teplotě. Barva se nesměla během výpalu změnit, pouze zintenzivnit nebo zesvětlit její odstín. Vypalovaly se spolu s podložním glazurovým povlakem. Označují se jako barvy „velkého“ nebo „ostrého“ ohně.

Glazura je žárem vytvořená tenká vrstva sklovitého vzhledu na keramickém výrobku. Glazurová skla mají nejčastěji silikátovou bázi. Glazura chrání a zušlechťuje, zpevňuje povrch výrobku, je nepropustná vůči kapalinám a odolná chemikáliím. Glazura může mít mikrostrukturu hyalinní, nemusí však být zcela sklovitá, ale může obsahovat i mikrolity – zárodky krystalů, nebo být hemikrystalická. Známé jsou glazury transparentní nebo zakalené (neprůhledné). Podle způsobu přípravy je lze dělit na surové či zemité (tj. směs keramických surovin) nebo fritové (z předem připravené frity). Často se pojem glazura používá také pro glazovací směs, připravenou k nanášení na výrobky. Tzv. solná glazura vzniká i samovolně na keramických výrobcích, zejména kameninových, pokud se do plamene ve vypalovací peci dostane práškový halit (chlorid sodný). Glazura vznikne na povrchu keramického výrobku po jeho druhém výpalu. Podle Herainové (2002) se glazury dělí podle: teploty tavení, vzhledu, charakteristického složení, podle účelu, druhu výrobku, případně podle způsobu přípravy.

Pospíšil, Koller (1981) doporučuje glazury dělit podle vypalovacích teplot na:

- lehce tavitelné, natavující se při teplotách 900 až 1 000 °C
- středně tavitelné, určené pro teploty 1 000 až 1 200 °C
- těžce tavitelné (mezi 1 200 až 1 350 °C)
- velmi těžce tavitelné (nad 1 350 °C).

Glazury prvních dvou skupin dále dělí na olovnaté a bezolovnaté. Používají se ke glazování a dekoraci měkké póroviny, fajáns a tzv. kamnářského zboží.

Podle vnějšího vzhledu se glazury rozdělují na průhledné a zakalené, lesklé a matné, bílé, barevné a bezbarvé atd. Barevné glazury se připravují z glazur bezbarvých (transparentních nebo bílých krycích) přidáním barvicí složky (barvivo nebo keramický pigment tzv. barvívko). Barvívka jsou anorganické pigmenty krystalického charakteru (Harainové 2002). Barviva musí být ve sklovinách rozpustná (roztavitelná) a výsledná barva glazury je vyvolána barevným iontem nebo formou koloidních či molekulárních částic. Kaliva bývají v glazurách rovnoměrně rozptýlena a nejsou v nich rozpustná. Jsou stabilní při vysokých teplotách a chemicky odolná vůči roztavené sklovině.

K vytváření dekoru se používají keramické barvy. Součástí keramických barev jsou barvívka, odstíniva a taviiva. Taviivo musí zajistit pevné spojení barvy s glazurou, jeho volby závisí na teplotě výpalu barvy a nesmí ovlivnit barevný odstín (Hanykýř, Kutzendörfer 2002). Odstíniva glazuru nebarví, ale mohou ovlivnit intenzitu nebo barevný odstín glazury.

Pro vyjádření a výpočty složení glazur se používá Segerův vzorec:

$$(RO + R_2O) \cdot nR_2O_3 \cdot mRO_2$$

kde  $RO + R_2O$  je počet molů zásaditých oxidů (jejich součet = 1),

$R_2O_3$  = počet molů amfoterních oxidů,

$RO_2$  = počet molů kyselých oxidů v glazuře (viz tab. 1),

$n$  = počet molů  $R_2O_3$  dělený součtem

$(RO + R_2O)$ ,

$m$  = počet molů  $RO_2$  dělený součtem

$(RO + R_2O)$ .

Při natavování glazury na nástřepí probíhají na jejich rozhraní reakce, které vedou ke vzniku mezivrstvy (obr. 1). Jejím prostřednictvím se těsně spojí střepek s glazurou. U málo viskózních glazur dosahuje mezivrstva 10 až 20  $\mu\text{m}$ , zatímco v případě viskózních glazur, krátce pálených bývá téměř nezatelná. Dobře vyvinutá mezivrstva vyrovnává pnutí mezi střepek a glazurou. Při tvorbě mezivrstvy dochází ke vzájemné difuzi mezi střepek a glazurou. Glazura je obohacována o  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a do střepek z glazury migrují zejména taviiva, tj. oxidy alkalických kovů,  $\text{PbO}$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$  aj. (Příhoda in Pospíšil, Koller 1981).

Během výpalu (tavení) glazura chemicky působí na nástřepí,

kteří se částečně natavuje (obr. 1). Obecně platí, že „bod slinutí hlíny musí ležet teplotně výše než je bod tání glazury“. Pokud „hlína“ slinuje při 1 200 °C musí být bod tavení glazury nižší než 1 200 °C (Rada 1995).

### Metodika

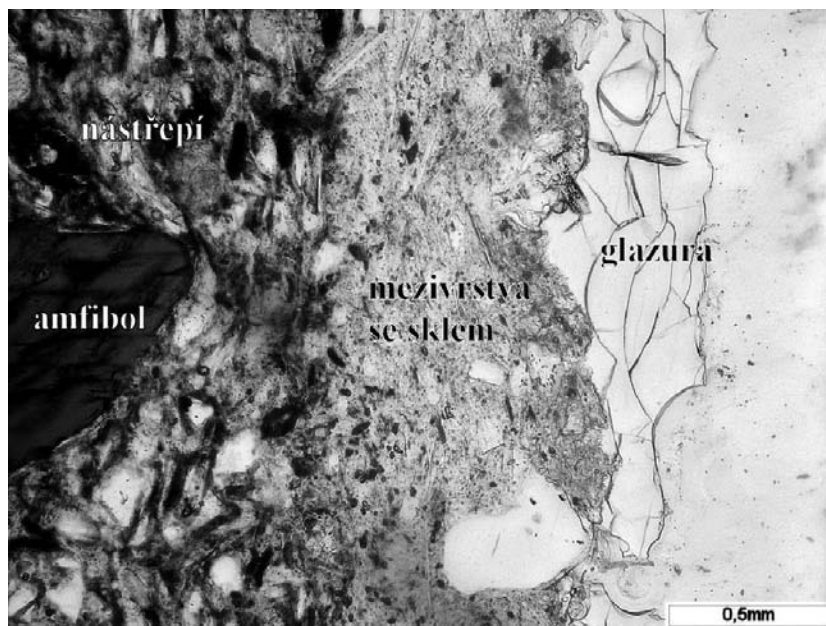
Z keramických artefaktů, které byly pro studium poskytnuty Regionálním muzeem v Mikulově, byly v brusírně ÚGV zhotoveny leštěné a klasické výbrusové preparáty. Mikropetrografické rozborů byly provedeny pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX 51. Fotodokumentace byla provedena s použitím digitálního fotoaparátu Olympus C-5060.

Uhlíkem pokovené leštěné výbrusové preparáty byly analyzovány na elektronové mikrosondě CAMECA SX100: urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA, průměr svazku 2–10  $\mu\text{m}$ , doba načítání 10–20 s na prvek. Standardy:  $\text{Pb M}_\alpha$ ,  $\text{Cl K}_\alpha$  – vanadinit,  $\text{P K}_\alpha$ ,  $\text{FK}_\alpha$  – fluorapatit,  $\text{SK}_\alpha$  – baryt,  $\text{Al K}_\alpha$ ,  $\text{Si K}_\alpha$  – sanidin,  $\text{Mg K}_\alpha$  – olivín,  $\text{As L}_\alpha$ ,  $\text{Ca K}_\beta$ ,  $\text{Fe K}_\alpha$  – andradit,  $\text{Zn K}_\alpha$ ,  $\text{Bi M}_\beta$ ,  $\text{Sn L}_\alpha$ ,  $\text{K K}_\alpha$  – sanidin,  $\text{Mn K}_\alpha$  – rhodonit,  $\text{Na K}_\alpha$  – albit,  $\text{Cu L}_\alpha$  – dioplas,  $\text{Co K}_\alpha$ ,  $\text{Ni K}_\alpha$ ,  $\text{Ti K}_\alpha$  – titanit,  $\text{Ag L}_\alpha$ ,  $\text{Sb L}_\beta$ . Data byla zpracována programem Excel.

Chemické silikátové analýzy byly provedeny v laboratoři ÚGV, PřF MU Brno (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, ÚGV, PřF MU Brno. Analyzovali: RNDr. P. Sulovský, PhD., Mgr. R. Čopjaková). Přepočten na normativní minerály sedimentárních hornin byl proveden pomocí programu MINLITH.

### Výsledky studia

Mikropetrografické analýzy prokázaly, že mezi studovanými keramickými artefakty lze vymezit dvě skupiny. První skupina má vzhled hnědočervené až rezavě hně-



Obr. 1: Glazura, mezivrstva (natavené nástřepí) a nástřepí po druhém výpalu. PPL. Foto: M. Gregerová.  
Fig. 1: Glaze, interlayer (engobe) and the engobe after the second burn-out. PPL. Photo: M. Gregerová.

dé, jemně písčité keramiky a patří k nim vz. č. S 8/11, 9/11, 10/11, 11/111. Ve výbrusových preparátech mají nejčastěji paralelní, vzácněji fluidální mikrostrukturu, v okrajových částech střepu bývá pojivo heterogenní, v centrálních je homogenní. Pojivo má zřetelně jílový charakter. Poměr pojiva ku ostrívu je 2:3. Mezi složkami ostríva lze rozpoznat úlomky minerálů a úlomky hornin. Úlomky minerálů tvoří křemen, vzácně alkalické živce, plagioklasy, muskovit, baueritizovaný biotit, amfiboly s teplotně zabarvenými (červenými) lemy, granáty, vzácněji lze identifikovat úlomky pyroxenů ± titanit ± rutil ± turmalín. Z horninových úlomků jsou zastoupeny klasty křemenců, železitých pískovců, nedokonale rozložených vápenců (vápenný nedopal), sillimanitových rul, metakvarcitů, epidotitů a úlomky aplitů. Ve vz. č. 8/11 se vyskytují relikty vápenného nedopalu a na pórech krystalizují sekundární karbonáty. Ve vz. č. 10/11 jsou póry vyplněné sekundárním mikrokrytalickým kalcitem.

Druhou skupinu fajánse tvoří artefakty vápnito-jílovité (slíny), tj. vz. S 4/11, 5/11, 6/11 a 7/11. Tyto jsou světlé, celistvé až velmi jemně zrnité, nejčastěji světle žluté šedé, méně často světle rezavě žluté. Mikrostrukturu mají všesměrně zrnitou, pojivo homogenní. V jejich minerálním složení dominuje složka plastická nad ostrívem v poměru cca 2:1. Keramický střep mají jemně zrnitý. Z minerálů převládá v ostrívu křemen, alkalické živce nad úlomky muskovitu ± biotitu ± amfibolu. Velmi vzácně se objevuje rutil. Z úlomků hornin byly identifikovány pouze jemně zrnité pískovce a křemence. Hojnou součástí bývají velmi jemné relikty ne zcela rozložených vápenců.

Chemické silikátové analýzy (viz tab. 2) byly využity pro stanovení základní surovinové báze studované keramiky pomocí normativních minerálů sedimentárních hornin. Z uvedených výsledků přepočtu je zřejmé, že nadbytek  $FeO_{tot}$ , který je patrný ve vz. 8/11-11/11, se přepočte na normativní ankerit (se zavedením disociace a dopočtem potřebného  $CO_2$ ). V daném případě jde o výpočet svým způsobem umělý a bez reliktního daného uhlíčitanu nelze prokázat jeho reálnou přítomnost.

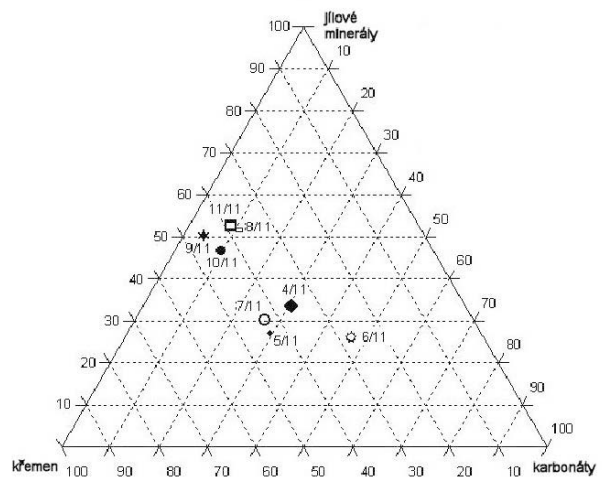
Zásadité $RO, R_2O$		Amfoterní $R_2O_3$	Kyselé
$Li_2O$	$PbO$	$Al_2O_3$	$SiO_2$
$Na_2O$	$ZnO$	$Bi_2O_3$	$B_2O_3$
$K_2O$	$FeO$	$Fe_2O_3$	$SnO_2$
$MgO$	$CoO$	$Mn_2O_3$	$TiO_2$
$CaO$	$NiO$	$Cr_2O_3$	$V_2O_5$
$BaO$	$CuO$	-	$P_2O_5$

Tab. 1: Rozdělení oxidů podle Hanykýře & Kutzendörfera (2002) pro použití v Segerově vzorci.

Tab. 1: Oxide distribution by Hanykýř & Kutzendörf (2002) to be used in Seger's formula.

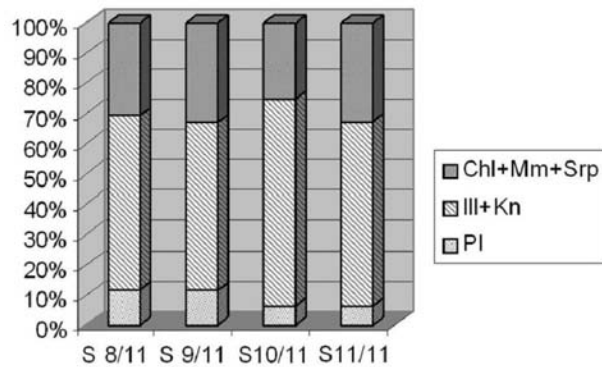
Naopak z výsledků normativních minerálů je patrný rozdíl v zastoupení normativních minerálů v klasifikačním trojúhelníkovém diagramu (obr. 2).

Ve vzorcích S8/11, S9/11, S10/11, S11/11, se vypočtený obsah karbonátů pohybuje kolem 10% z celkového obsahu



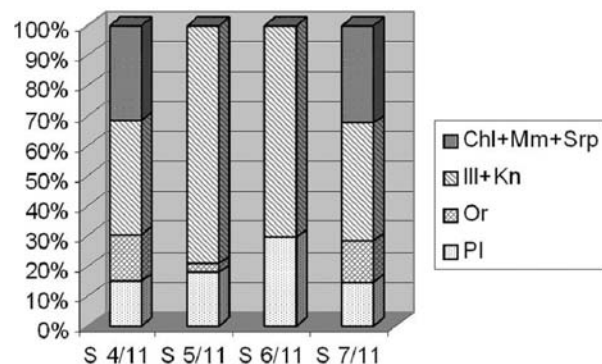
Obr. 2: Normativní klasifikační diagram pro stanovení surovinových směsí studovaných keramických artefaktů.

Fig. 2: Normative classification plot for determination of raw material mixtures of the studied ceramic artefacts.



Obr. 3: Zastoupení smektitů, jílových minerálů a živců v keramikách zhotovených ze surovin s nízkým obsahem karbonátů (cihlářský jíl).

Fig. 3: Smectite, clay minerals and feldspars proportions in the ceramics made of raw material with low carbonates content (brick clay).



Obr. 4: Zastoupení smektitů, jílových minerálů a živců v keramikách zhotovených ze surovin s významnou příměsí karbonátů (slíny).

Fig. 4: Smectite, clay minerals and feldspars proportions in ceramics made of raw material with significant carbonate admixture (calcareous clay).

jílových minerálů a křemene, poměr zastoupení jílových minerálů ku křemenu je cca 1:1. V případě druhé skupiny

obsah karbonátů je blízký 30%, v jednom případě až téměř 50%. Pokud vezmeme v úvahu takto zjednodušené složení pak je velmi dobrá shoda mezi reálným složením suroviny a jejím vypočteným normativním minerálním složením. Čím

	S/11	S 5/11	S 6/11	S 7/11	S 8/11	S 9/11	S 10/11	S 11/11
SiO <sub>2</sub>	52,36	58,93	41,52	56,72	66,26	70,94	68,21	68,21
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,44	0,45	0,42	0,58	0,77	0,79	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,86	10,01	9,62	9,73	16,08	14,83	18,79	18,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,27	3,6	2,64	3,95	5,31	4,97	3,62	4,38
FeO	0,18	0,19	0,19	0,18	0,31	0,26	0,84	0,17
MgO	2,91	2,19	4,87	2,62	1,52	1,26	1,04	1,29
CaO	16,4	13,38	17,33	14,5	3,8	1,31	1,9	1,91
Na <sub>2</sub> O	0,69	0,63	1,03	0,6	1,1	1,1	0,83	0,98
K <sub>2</sub> O	2,68	2,6	2,16	2,32	3,04	2,72	2,29	2,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	1,09	0,55	0,76	0,28	0,16	0,18	0,22
MnO	0,1	0,1	0,07	0,15	0,04	0,04	0,02	0,04
CO <sub>2</sub>	4,5	3,43	6,35	4,79	0,72	0	0,13	0,15
SnO <sub>2</sub>	0,21		2,52					
-H <sub>2</sub> O	1,04	0,89	0,86	0,87	0,21	0,18	0,12	0,19
+H <sub>2</sub> O	2,74	2,05	3,29	2,34	0,96	0,87	0,8	0,93
suma	100,24	99,53	93,45	99,95	100,21	99,41	99,56	99,91
Ab	5,52	4,98	8,71	4,87	5,73	5,25	3,27	3,4
An	0,59	0,53	0,92	0,52	0,61	0,56	0,35	0,36
Pl	6,11	5,51	9,63	5,39	6,34	5,81	3,62	3,76
Or	6,36	0,86	0,03	5,07	0	0	0	0
Q	30,41	39,2	24,1	37,34	34,77	41,21	34,65	33,57
Mm	0	0	0	0	13,32	16,23	14,24	18,96
Ill	15,61	24,42	23,04	14,61	31,08	28,48	23,21	26,84
Chl	12,96	0	0	11,99	3,28	0,75	0	0
Kn	0	0	0	0	0	0	15,49	8,19
Ap	1,9	2,41	1,3	1,73	0,63	0,37	0,4	0,5
Cc	24,98	12,21	15,93	22,53	1,89	0	0	0
Dl	0,85	7,12	20,16	0,72	0	0	0	0
Ank	0	7,01	5,24	0	8,07	3,71	5,8	5,68
Rch	0,15	0,15	0,11	0,23	0,06	0	0,03	0,06
Sd	0	0	0	0	0	0	1,81	1,74
Ht	0	0	0	0	0	2,64	0	0
Rt	0,43	0,41	0,45	0,4	0,55	0,75	0,75	0,71
Fsp	12,47	6,37	9,66	10,46	6,34	5,81	3,62	3,76
Pel	28,57	24,42	23,04	26,6	47,68	45,46	37,45	45,8
PelFsp	41,04	30,79	32,7	37,06	54,02	51,27	41,07	49,56
Carsd	25,83	26,34	41,33	23,25	9,96	3,71	7,61	7,42
Ill+Kn	15,61	24,42	23,04	14,61	31,08	28,48	38,7	35,03
Chl+Mm+Srp	12,96	0	0	11,99	16,6	16,98	14,24	18,96

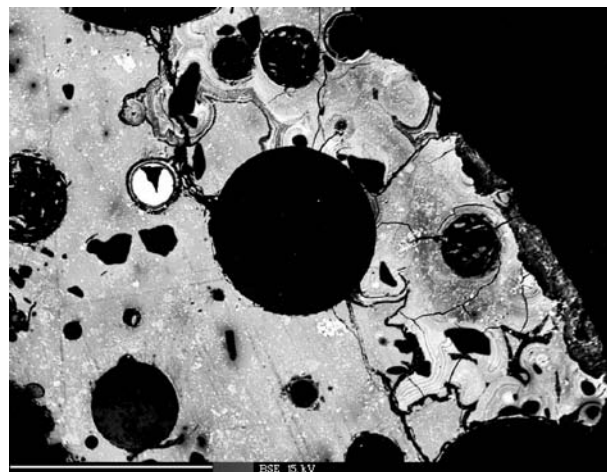
Tab. 2: Chemické analýzy keramických artefaktů z lokality Strachotín a jejich přepočty na normativní minerály. Údaje jsou uvedeny v hm. %.

Tab. 2: Chemical analyses of the ceramic artefacts from Strachotín locality and their normative minerals conversions. All data in wt. %.

více minerálních fází budeme brát do úvahy pak větší či menší shody nalezneme v jejich složení. Závisejí to na teplotní stabilitě či nestabilitě jednotlivých minerálních fází, na přesnosti programu použitého pro výpočet a na volbě standardizovaných minerálů.

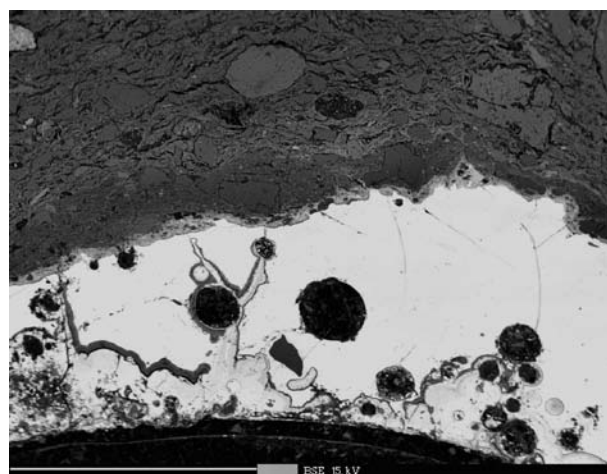
Rozdíly mezi výše uvedenými skupinami jsou patrné nejen z uvedeného obr. 2, ale i v zastoupení normativního kaolinitu a illitu, skupiny smektitů a normativních živců (viz obr. 3, 4).

Artefakty byly glazovány a ozdobené malbou. Glazury byly z více než 90% tvořeny sklem. Z tohoto důvodu byla jako základní metoda identifikace barevných oxidů zvolena elektronová mikroanalýza. Jak je patrné z tab. 3, je hlavní složkou glazur obou vyčleněných skupin studované habánské keramiky PbO. Jako barvicí pigmenty se na analyzovaném vz. 6/11 (keramika s významným podílem karbonátů – slinitá) uplatnily v krycí glazuře sloučeniny Sn, Bi, As, které způsobují žlutavé až světle hnědé zbarvení glazury. SnO<sub>2</sub> patřil mezi nejužívanější kaliva.



Obr. 5: Charakter glazury vz. 6/11 Strachotín. Cameca SX 100. Foto: R. Čopjaková.

Fig. 5: The glaze disposition of the sample 6/11 Strachotín. Cameca SX 100. Photo: R. Čopjaková



Obr. 6: Glazura vz. S9/11 Strachotín. Cameca SX 100. Foto: R. Čopjaková.

Fig. 6: The glaze of the sample S9/11 Strachotín. Cameca SX 100. Photo: R. Čopjaková

	35/1	36/1	37/1	38/1	39/1	51/1	52/1	57/1	58/1	59/1	60/1
SiO <sub>2</sub>	40,8	10	46	47,2	0,3	31,1	33,4	27,1	26,9	27,6	27,7
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	1,1	1,5	1,7	0	3,8	2,8	1,6	1,4	2,9	1,8
FeO	0,2	0,2	1	0,9	0,3	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3
MgO	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
CaO	1,7	10,1	2,5	0,9	15,7	1	1,5	0,6	0,5	0,4	0,4
Na <sub>2</sub> O	1,2	0	0,7	0,9	0,1	0,4	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1
K <sub>2</sub> O	2,5	0,3	3,3	3,2	0,2	0,7	0,7	0,4	0,3	0,5	0,3
MnO	0	0	0	0	0,1	0	0	0,2	0,2	0,2	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	12,5	0	0	17,3	0	0	0,1	0,1	0	0
SO <sub>3</sub>	0,1	0,1	0	0	0,6	0,2	0,1	0,3	0,3	0,5	0,3
Cl	1,6	3,4	1	0,5	3,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
CuO	0	0	0	0	0	0	0	1	0,7	0,3	0,4
PbO	49,8	50,1	40,5	42,4	54,7	64,8	61,4	69,2	69,5	66,4	68,3
Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,5	0,6	0,4	0	0	0	0	0	0
SnO	1,7	6,1	1,2	1,2	0,3	0	0	0	0	0	0
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0,2	0,5	0	0	0	0	0	0	0
CoO	0	0	0,5	0,6	0,1	0	0	0	0	0	0
NiO	0	0	0,2	0,3	0	0	0	0	0	0	0
	101,1	94,1	99,5	101,1	93,5	102,8	101,2	101,2	100,6	99,7	100,2

Tab. 3: Variabilita chemického složení glazur strachotínské glazované keramiky. Údaje jsou uvedeny v hm. %.

Tab. 3: Chemical composition variability of the Strachotín glazy ceramic glazes. All data in wt. %.

oxidy kovů	Barva a odstíny červené	Barva a odstíny modré	Barva a odstíny žluté	Barva a odstíny černé	Poznámka
Cr	pink (s SnO <sub>2</sub> + CaCO <sub>3</sub> ) chromové červeně	v alkalických bezolovnatých glazurách	chromová žlutá	se železem, manganem a kobaltem	Užívá se 2–5%. Odstín je stabilní za vysokých teplot.
Fe	železitá červeně v alkalicko-boritých glazurách	s kobaltem	v alkalických a vápenatých glazurách	s chromem i jinými oxidy, též v redukčním ohni	Doporučuje se 5–10%. Pod 5% oxidu barví příliš světle. Nad 10% vzniká avanturinová (zelená) glazura.
Co	purpur	různé odstíny podle % množství oxidů	bezbarvé	se sloučeninami Fe <sup>3+</sup> nebo s oxidem uranylovým	Již přídavek <1% glazuru zbarví. Stabilní za vysokých teplot. Doporučuje se 1–4%.
Cu	v redukčním ohni čínská červeně	egyptská modř v alkalických glazurách	bezbarvé	bezbarvé	Nejvýhodnější je přídavek 6%. Při vyšším obsahu nabývá glazura metalický vzhled a směs se hůře taví.
Mn	v olovnatých glazurách purpurově hnědá v redukčním ohni růžová	Spolu s kobaltem	v redukčním ohni žlutá	s mědí a kobaltem černá metalická	Nejvýhodnější množství 5–10%. Doporučuje se pro nízké teploty.

Tab. 4: Přehled vybraných oxidů a jejich koncentrace v glazuře podle současných receptur (www.ceram.kvalitne.cz)

Tab. 4: The overview of selected oxides and their concentrations in glazes according to current prescriptions.

Vybarvení alkalické glazury kombinací sloučenin niklu a kobaltu vede ke vzniku zvláštního šedomodrého zbarvení (Pospíšil, Koller et al. 1981), které je označováno jako delfská modř (viz anal. č. 37/1, 38/1). Alkalické prostředí se zvyšovalo přídavkem např. KNO<sub>3</sub>. Do glazury byla přidávána kostní moučka (jak dokládá zvýšený obsah CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, nízký obsah SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, a velmi nízká suma oxidů alkalických kovů <0,4%; viz anal. č. 36/1, 39/1). Podle

Šimůnkové, Bayerové (1999) se kostní moučka připravovala kalcinací živočišných kostí. Cennini (1947) doporučuje zejména z nohou a křídel starých slepic. Přídavek kostní moučky do olovnaté glazury vede ke vzniku bílé krycí glazury. S přídavkem plaveného cihlářského jílu (při vyšším obsahu Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) se tato vybarví světle zeleně. Dekorace na glazuru se zažihá při teplotě 750–800 °C (Pospíšil, Koller et al. 1981).

U vzorku S 9/11, který je zástupcem skupiny keramiky pálené z cihlářského jílu (suroviny s nízkým obsahem karbonátů), byla rovněž použita olovnatá glazura. Ta je místy průsvitná, zvýrazňuje cihlově červenou barvu nástřepí (anal. č. 51/1,52/1). Na rozdíl od předchozí skupiny keramiky je makroskopicky i mikroskopicky patrná zelená a světle šedo zelená glazura. Zelené odstíny jsou způsobeny přidávkou sloučenin  $\text{Cu}^{2+}$ . Glazury jsou průsvitné, nebyla identifikována glazura krycí.

#### Souhrn a diskuze

Výsledky studia habánské keramiky ze Strachotína prokázaly, že studované keramické artefakty byly vyráběny ze dvou mineralogicky i chemicky rozdílných surovin. I přesto, že v normě suroviny se objevují i uměle vypočtené minerály, v důsledku přebytku oxidu nebo skupiny oxidů vznikajících po žárovém procesu je přepočet „tzv. minerální norma“ keramiky stejných surovinových směsí relevantní (viz tab. 1, obr. 2, 3, 4). Rozdíly mezi jednotlivými vzorky vznikají v procesu přípravy keramického těsta pro jednotlivé vsádky a souvisí i se zručností výrobce.

Mikroanalytické rozborů glazur vymezených skupin prokázaly, že v obou případech byly použity olovnaté

glazury. V případě keramiky „slinité“ jde o kvalitnější „luxusnější“ keramické zboží. Proto bylo na povrch výrobku použito krycí žlutavé glazury nanesené na nástřepí, na ní spočívá vrchní šedomodrá, matná olovnatá glazura. Na vnitřní stěnu nádoby byla použita bílá krycí olovnatá glazura. Barevný dekor nebyl u popisované nádoby zastížen. V případě keramiky zhotovené z cihlářského jílu se jedná o spotřební glazovanou keramiku nebo kachle. Zde je olovnatá glazura skelného vzhledu nanesená na nástřepí a nerovnoměrně probarvena do zelenavého odstínu.

Přehled některých doporučených přísadků barvicích oxidů je uveden v tab. 4 ([www.ceram.kvalitne.cz](http://www.ceram.kvalitne.cz)).

Podle údajů Pospíšila, Kollera et al. (1981), se alkalicko olovnatá glazura v přítomnosti  $\text{Cu}^{2+}$  zabarvuje tyrkysově a olovnatá zeleně. K vybarvování se používají oxid měďnatý nebo zelený zásaditý uhličitan měďnatý  $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ .

#### Poděkování

*Příspěvek byl zpracován v rámci vědecko-výzkumného záměru „Interdisciplinární centrum výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku MSM 00021622427“.*

#### Literatura

- Cennini, C. (1947): Kniha o umění středověku. – Nakl. V. Žikeš. Praha  
 Černohorský, K. (1941): Moravská lidová keramika. – Nakl. J. Otto. Praha.  
 Hanykýř, V. – Kutzendörfer, J. (2002): Technologie keramiky. – Nakl. Vega., Hradec Králové.  
 Herainová, M. (2002): Glazury, keramické barvy a dekorační techniky. – Silikátový svaz, Praha.  
 Pajer, J. (2001): Novokřtenské fajánse ze Strachotína. – Regionální muzeum v Mikulově, Mikulov.  
 Pospíšil, Z. – Koller, A. a kol. (1981): Jemná keramika: Úvod a základy technologie. – SNTL, Praha.  
 Rada, P. (1995): Techniky keramiky. – Nakl. Aventinum, Praha.  
 Šimůnková, E. – Bayerová, T. (1999): Pigmenty. – Nakl. STOP. Praha.  
[www.Ceram.kvalitne.cz](http://www.Ceram.kvalitne.cz)

# DISTRIBUCE NĚKTERÝCH PRVKŮ A OXIDŮ V PŮDNÍCH PROFILECH V OBLASTI KRÁLICKÉHO SNĚŽNÍKU

The Distribution of some Elements and Oxides in the Soil Profiles of the Králický Sněžník Region

Jaromír Hanák<sup>1</sup>, Hana Müllerová<sup>1</sup>, Pavel Müller<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno;  
e-mail: hanak@gfb.cz, mullerova@cgu.cz, muller@cgu.cz

(14-23 Králíky, 14-24 Bělá p. Pradědem, 14-41 Šumperk, 14-42 Rýmařov)

**Key words:** Lead, Beryllium, Molybdenum, Stibium, Mercury, Uranium, Thorium, Potassium, Distribution, Soil, Czech Republic, Králický Sněžník

## Abstract

The work aims to present the preliminary results of the study of distribution of heavy metals and toxic elements in the profiles of chosen dug holes in the area of Králický Sněžník. We have focused mainly on the changes in the element contents depending on the sampling depth, and on the mutual correlations among the elements. We have also monitored several radioactive elements (including the anthropogenic <sup>137</sup>Cs nuclide that contaminated the environment after the Chernobyl disaster) and tried to trace the origin of the contaminants in the rock environment.

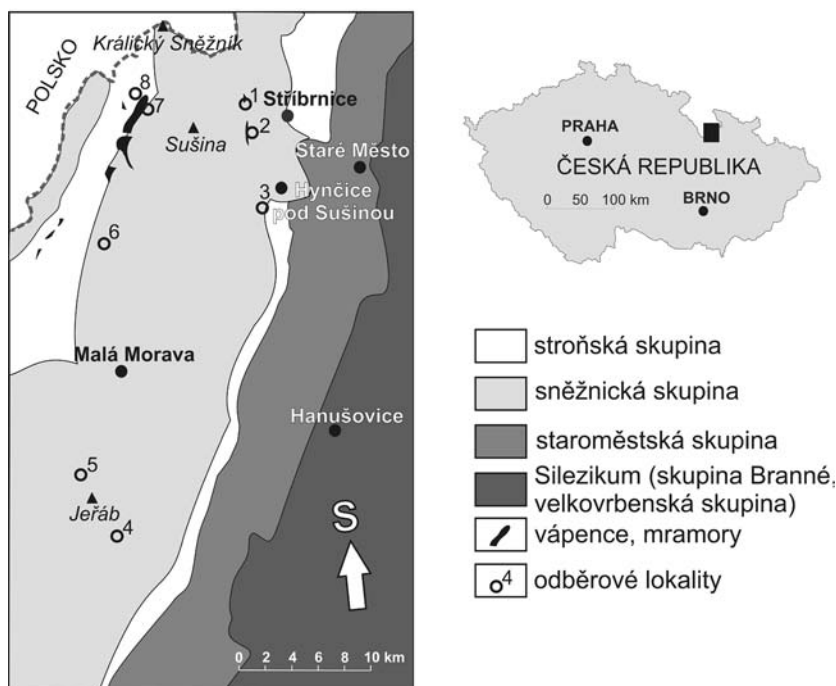
## 1. Úvod

V oblasti Králického Sněžníku byly zjištěny zvýšené obsahy Be (až 18,3 ppm) v řečištních sedimentech v rámci geochemického mapování okresu Šumperk (Žáček – Páša – Veselý 2001). Původ anomálie je sledován a hodnocen v rámci grantového úkolu GAČR „Zákonitosti distribuce beryllia v horninovém prostředí Králického Sněžníku“ č. 205/05/0245. Dále byly v rámci geologického úkolu 6350 GP MŽP s názvem „Průzkum distribuce <sup>137</sup>Cs a dalších vybraných radionuklidů a kovových prvků v povrchové vrstvě hornin v oblasti Králický Sněžník – Orlické hory“ sledovány přirozené a umělé radionuklidy a jejich vztah k horninovému prostředí. Koordinací obou úkolů byla část lokalit zpracována a vyhodnocena společně s cílem pokusit se vymežit tzv. rizikové prvky, které jsou v horninovém prostředí cizí, tedy antropogenního původu.

V rámci výzkumných zadání byla hodnocena celá řada prvků v několika půdních profilech, což umožňuje popsat a částečně interpretovat distribuci sledovaných chemických prvků a látek ve vertikálním průřezu půdních horizontů v oblasti Králického Sněžníku a částečně tak porozumět jejich postavení ve vztahu k horninovému a zejména životnímu prostředí.

## 2. Geologická situace

Zájmové území patří z regionálně-geologického hlediska do orlicko-kladského krystalinika a je situováno při hranici se staroměstským krystalinikem (obr. 1). Staroměstské krystalinikum je reprezentováno hlavně amfibolity a ultrabazickými horninami. Orlicko-kladské krystalinikum bývá členěno na sněžnickou a stroňskou skupinu. Horninové pásy obou skupin jsou převážně protaženy ve



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa s vyznačením odběrových lokalit.  
Fig. 1: Scheme of geological setting with sample points.

směru SSV–JJZ. Pro tektonickou stavbu této oblasti jsou důležité zejména zlomové struktury SSV–JJZ a SZ–JV a podle Opletala (2003) mají tyto jednotky šupinovou stavbu. Sněžnická skupina obsahuje různé typy ortorul a migmatitů. Převažují zde plástevnaté středně až drobně zrnité silně deformované dvojslídité ortoruly, které často přechází do páskovaných středně zrnitých migmatitů. Místy jsou v těchto horninách zachovány méně deformované domény hrubozrnných metagranitů s částečně rekrystalovanými porfyroklasty živců. Tyto vápenato-alkalické granitoidy vulkanických oblouků jsou podle Krönera et al. (2001) kambro-ordovického stáří. Podle stejného autora mohou být tyto horniny provázány hydrotermální pneumatolitickou mineralizací.

Stroňská skupina představuje pestré sekvenci biotitických a dvojslídnicích rul a svorů s vložkami kvarcitů, grafitických kvarcitů, kvarcitických břidlic, dolomitických mramorů, vápenatosilikátových hornin, amfibolitů a amfibolických rul. Vzácně se při kontaktu se staroměstským krystalinikem objevují drobná tělesa ultrabazických hornin a eklogitů.

V celé studované oblasti se jen vzácně vyskytují žíly pegmatitů nebo apelitů. Hydrotermální mineralizace mají na studovaném území jen malý rozsah (Gawlikowska–Opletal 1997, Satran et al. 1966). Jde hlavně o drobné výskyty antimonových, polymetalických a uranových rud. Mineralogické nálezy fluoritu jsou známy od Stříbrnice a z horní části údolí řeky Moravy.

### 3. Metodika

V oblasti Králického Sněžníku bylo vykopáno 8 půdních sond do hloubek kolem 1 m nad různými typy hornin a byly odebrány vzorky z jednotlivých půdních horizontů až do hloubky rozvolněného skalního podloží. Odběrové sondy (viz obr. 1) byly rozmístěny podle geologické mapy (Gawlikowska – Opletal 1997) nad různými matečnými horninami (1 – erlan; 2 – migmatit; 3, 4, 5, 6 – orthorula; 7 – krystalický vápenec, 8 – pararula). Vzorky navětralé podložní horniny byly odebrány jen v případě lokality 1, 4, 7 a 8. Půdní profil byl na většině lokalit vyvinut směrem do hloubky takto: hrabanka, organický horizont, eluviální horizont (jen u lokality 7 a 8), hnědá zemina, tmavě okrová zemina, světle okrová zemina, zvětralina (viz legenda k obr. 3 a 4), přičemž mocnosti jednotlivých horizontů byly různé.

Vzorky v laboratořích ČGS prodělaly sušení, kvartování a mletí na analytickou jemnost a byly analyzovány metodou ICP-MS v laboratoři ACME v Kanadě na 45 prvků včetně REE a silikátových analýz. Na všech vzorcích fa. GEORADIS s.r.o. v Brně stanovila obsahy Th, U, K a <sup>137</sup>Cs laboratorní spektrometrií gama.

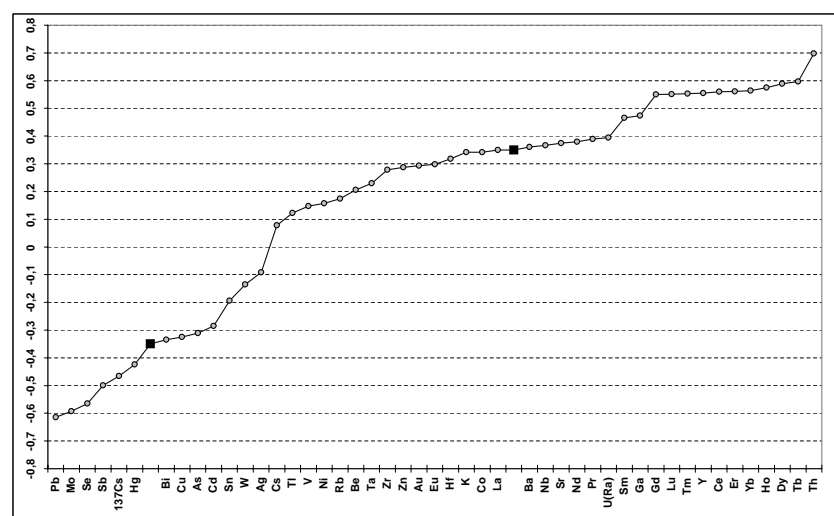
Pro hledání souvislostí mezi sledovanými látkami byl zvolen následující postup: Získaná ana-

lytická data byla zpracována programem EXCEL a byla zkoumána jejich geochemická korelace s hloubkou odběru, tedy s pozicí vzorků v půdním profilu. Výchozí datový soubor obsahoval 38 vzorků půd. Z výsledků byly vyhotoveny jednoduché grafy koeficientů korelace s hloubkou. Cílem takto pojatého zpracování je pokusit se o jednoduché rozdělení prvků v půdním profilu se snahou o jejich zařazení ke zdroji, který může být antropogenní (tedy převážně atmosférický spad) a nebo podložní – matečné horniny. Vycházíme z předpokladu, že záporný koeficient korelace s hloubkou přiřazuje vzorky ke svrchním horizontům, zatímco kladný koeficient pak ke spodním horizontům profilu. Tato statistická metoda však zcela nezohledňuje půdní profil, jeho členění na horizonty a jejich mocnosti přímo, ale bere v úvahu pouze hloubku odběru. Získané korelace je nutno kriticky ověřit grafy závislosti obsahu na jednotlivých půdních horizontech (obr. 3 a 4).

### 4. Výsledky a diskuze

Na obr. 2 je zobrazen průběh koeficientů korelace jednotlivých prvků s hloubkami odběru. Je patrné, že se významně odlišuje skupina prvků Pb, Mo, Se, Sb, Hg včetně <sup>137</sup>Cs. K této skupině se řadí S a C. Tyto prvky vykazují nejvyšší koeficient korelace s hloubkou (existence závislosti s pravděpodobností více než 95 %) a jsou vázány převážně na svrchní horizonty půd. Jejich dominantní zdroj můžeme očekávat hlavně v atmosférickém spadu a opadu z rostlin. To se týká i <sup>137</sup>Cs, které je zachyceno jako reziduum po černobylské havárii jaderného reaktoru. Další prvky jako jsou Bi, Cu, As, Cd mají sice nižší korelační vztah, ale přesto jejich obsah může být ovlivněn metalurgickým a uhelným průmyslem na sever a severovýchod od oblasti Králického Sněžníku.

Tato skupina prvků má velmi těsnou korelaci mezi sebou a na základě toho lze předpokládat i jejich stejný původ. Podobná asociace prvků byla dokumentována jinou



Obr. 2: Koeficient korelace prvků a hloubky odběru (černé čtverce – hladina významnosti  $r = \pm 0,35$ ).

Fig. 2: Correlation coefficient for the elements amount and depth (black squares – significance level  $r = \pm 0,35$ ).



metodikou na sv. straně hřebenu Hrubého Jeseníku na kótě „Sokol 1150 m n. m.“ (asi 1,5 km v. od vrcholu Praděd), kde byl proveden v letech 1998–2002 pracovníky ÚKZÚS sběr atmosférické mokré depozice (Pavlíček–Klimentová 2004). Ti mimo jiné na této lokalitě prokázali biologicky rizikové (toxické) prvky, které seřadili v následujícím kvantitativním pořadí ve vztahu k jednomu hektaru plochy:

- n.100 g.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>: Fe, Na, Al, Zn
- n.10 g.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>: Mn, Pb, Cu
- n.1 g.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>: Ni, Cr, V, As
- n.0,1 g.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>: Cd, Co
- n.0,01 g.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>: Be

Jak uvádějí Pavlíček a Klimentová, jsou tyto látky součástí dálkového přenosu atmosférické depozice ze vzdálených zdrojů (přírodních i antropogenních), které v rozdílném množství více či méně rovnoměrně zatěžují celou širokou oblast. Podobnou asociaci prokazuje ve svrchních vrstvách lesních půd KRNAP i Kapička et al. (2004), který ovšem využívá k identifikaci vybrané skupiny TK magnetické susceptibility a vztahy ověřuje chemickou analýzou.

Z distribuce Pb (obr. 3) a také Mo, Sb, Hg, <sup>137</sup>Cs, S a C v závislosti na hloubce profilu je patrné, že obsahy těchto prvků směrem k povrchu narůstají s logaritmickou závislostí. Pb musí být přenášeno ze vzdálených zdrojů, neboť sledovaná oblast není zatížena intenzivní automobilovou dopravou. Zdroj Mo je možné hledat ve výrobě legovaných ocelí (průmyslová oblast Dolního Slezska v Polsku a Ostravsko). Z obr. 3 lze usuzovat, že Pb je v půdním profilu vázáno na organickou hmotu a není významně vyluhováno do spodnějších půdních horizontů. Mo bývá obsažen v relativně vyšších koncentracích oproti podloží jak v humusovém horizontu tak v hrabance.

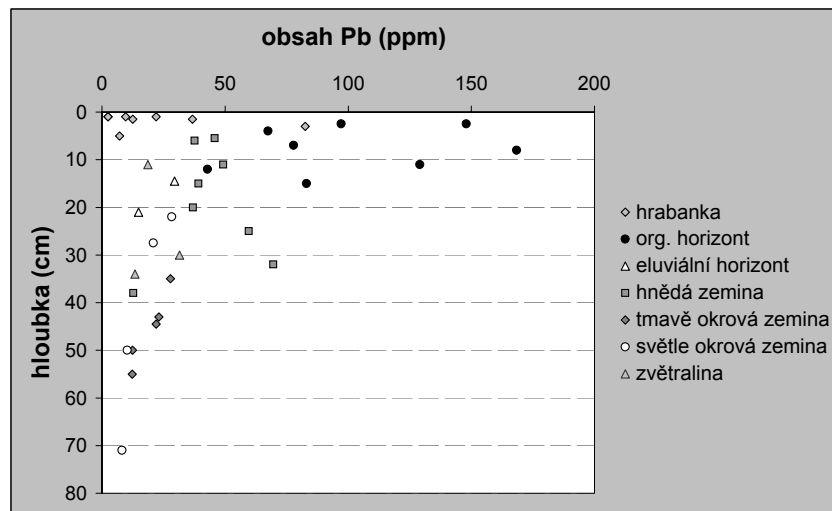
O prvcích v nižších horizontech s koeficienty korelace a hloubky mezi -0,35 a +0,35 lze jen s obtížemi vyslovit genetické interpretace, neboť procesy v půdě jsou složité a různorodé. Pohyb prvků v rámci horizontu je ovlivněn řadou fenomenů, jako např. půdním pH, Eh, obsahem organické hmoty, srážkovým režimem na daném místě a dalšími.

Opačnou závislost s hloubkou (tzn. nárůst obsahu směrem do podloží) vykazují horninotvorné oxidy SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O.

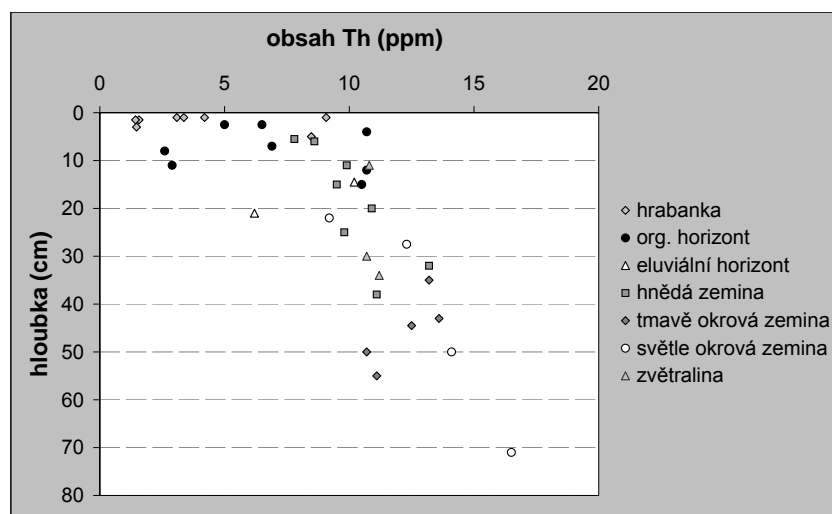
Z grafů provedených pro Be, které bylo hlavním zájmem jednoho z úkolů, je zřejmé, že není vázáno na specifickou složku půd.

Nicméně statistické zpracování ukázalo významnou korelaci Be s Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a MnO. Sorpci Be na hydratované oxidy Fe, Al a Mn uvádí např. Pitter (1999). Také Navrátil et al. (2002) uvádí, že v oblastech se zvýšenou koncentrací Be v horninách je při zvětrávání Be uvolňováno a sorbuje se v půdách a zvětralinovém plášti na jílové minerály, amorfni hydroxidy Fe, Mn a Al, nebo na organické látky. Kyselé srážky mohou takto sorbované Be uvolnit a to zejména na místech, kde jsou v podloží kyselé horniny.

Zdrojem radioaktivních prvků jsou matečné horniny, stabilní Th (obr. 4) je na ně významně fixováno, zatímco U má větší možnost „pohybu“ v závislosti na oxidačně redukčních podmínkách (U<sup>+4</sup>, U<sup>0</sup>, UO<sub>2</sub><sup>2+</sup>, UO<sub>2</sub>). Draslík se zúčastňuje přenosu do rozvětralých eluvií ve formě jílovitých minerálů, jejichž zdrojem jsou převážně živce. <sup>137</sup>Cs má mimořádný význam pro životní prostředí, neboť, jak se ukazuje, je stále fixováno na svrchní části půdních profilů a je stále součástí rostlinného pokryvu.



Obr. 3: Distribuce Pb v půdách v závislosti na hloubce odběru.  
Fig. 3: Pb distribution in soils versus depth.



Obr. 4: Distribuce Th v půdách v závislosti na hloubce odběru.  
Fig. 4: Th distribution in soils versus depth.

### 5. Závěr

Hlavním a prakticky jediným rozhodujícím vstupem vybraných rizikových prvků, jako jsou Pb, Mo, <sup>137</sup>Cs a pravděpodobně i Sb a Hg, do lesních ekosystémů hodnocené oblasti Králického Sněžníku jsou imise (vzdušný spad a srážky). Podle lokálních podmínek tak atmosférické depozice mohou významnou měrou ovlivňovat dynamiku půdních procesů a vedle možného přímého působení na rostlinná pletiva pak bezprostředně ovlivňovat i na ně vázaný potravinový řetězec s potenciálními riziky pro kvalitu ekosystémů (včetně zdravotních rizik).

Primární zdroj Be se nepodařilo odhalit. Zvýšené koncentrace se vyskytují pouze na některých lokalitách v říčních sedimentech, kde jsou sekundárně vázány na hydratované oxidy Fe, Mn a Al.

### Poděkování

Děkujeme Grantové agentuře ČR za přidělení grantu č. 205/05/0245, který nám umožnil se problematikou berylliové anomálie v Králickém Sněžníku systematicky zabývat. Dále děkujeme Ministerstvu životního prostředí za přidělení prostředků na řešení regionální distribuce antropogenního <sup>137</sup>Cs.

### Literatura

- Gawlikowska, E. – Opletal, M. (1997): Králický Sněžník. Geologická mapa pro turisty 1:50000. – Český geologický ústav – Panstwowy Instytut Geologiczny, Praha. Warszawa.
- Kapička, A. – Petrovský, E. – Fialová, H. – Podrázský, V. (2004): Využití magnetické susceptibilitu lesních půd pro mapování imisní zátěže v regionu KRNP. – In: Štursa, J. – Mazurski, K. R. – Palucki, A. – Potocka, J. (2003): Geoekologické problémy Krkonoš. – Sbor. Mez. Věd. Konf., 41, 55–59. Szklarska Poreba.
- Kröner, A. – Jaekel, P. – Hegner, E. – Opletal, M. (2001): Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerske hory, Krkonose Mountains and Orlice–Sneznik Complex). – International Journal of Earth Sciences, 90, 2, 304–324.
- Navrátil, T. – Skřivan, P. – Minařík, L. – Žigová, A. (2002): Beryllium Geochemistry in the Lesní Potok Catchment (Czech Republic), 7 Years of Systematic Study. – Aquatic Geochemistry, 8, 2, 121–133.
- Opletal, M. (2003): Tektonická melánž s ultrabaziky od Chrástic u Starého Města pod Sněžníkem. – Sborník z konference Moravsko-slezské paleozoikum 2003, Olomouc.
- Pavlíček, V. – Klementová, L. (2004): Kvalita atmosférických srážek v lesní oblasti Hrubého Jeseníka 1998–2002. – Bulletin Odboru agrochemie, půdy a výživy rostlin, XII., 2. Brno.
- Pitter, P. (1999): Hydrogeochemie. – VŠCHT. Praha.
- Satran, V. – Absolonová, E. et al. (1966): Problémy metalogeneze Českého masivu. – Sbor. Geol. Věd, řada LG, 8, 7–112. Praha.
- Žáček, M. – Páša, J. – Veselý, M. (2001): Dynamika sedimentace v řece Moravě při záplavách. Dílčí část: Geochemické mapování okresu Šumperk. – MS, archiv ČGS, Praha. Brno.

## KONTAMINACE PŮD V HORSKÝCH OBLASTECH SEVERNÍ MORAVY IZOTOPEM $^{137}\text{Cs}$

$^{137}\text{Cs}$  Contamination of Soils in the Highland Regions of North Moravia

Jaromír Hanák<sup>1</sup>, Pavel Müller<sup>1</sup>, Hana Müllerová<sup>1</sup>, Ivan Kašparec<sup>2</sup>,  
Vratislav Pecina<sup>3</sup>, Miloš Abraham<sup>4</sup>, Bohumil Veleba<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 602 00 Brno; e-mail: hanak@gfb.cz

<sup>2</sup> GEORADIS s.r.o., Vídeňská 256/142, 619 00 Brno; e-mail: kaspavec@exploranium.cz

<sup>3</sup> Česká geologická služba, pracoviště Jeseník, Erbenova 348, 790 01 Jeseník; e-mail: pecina@cgu.cz

<sup>4</sup> GEOMIN družstvo, Znojemska 78, 586 56 Jihlava; e-mail: abraham@geomin.cz

(04-23, 04-43, 04-44, 14-11, 14-12, 14-13, 14-14, 14-21, 14-22, 14-23, 14-24, 14-32, 14-41, 14-42, 15-11, 15-13, 15-31, 15-32, 15-34, 15-43, 25-14, 25-21, 25-22, 25-23, 25-24, 26-11, 26-13)

*Key words:* radiogenic elements, geochemical interactions, anthropogenic contamination, Jeseníky, Králický Sněžník, Orlické hory, Moravian-Silesian Beskydy Mts.

### Abstract

The survey aims to determine the extent, the level and the vertical distribution of chosen contaminants in soils of various cultivation (forests, pastures, fields) in the areas of Králický Sněžník, Jeseníky, Orlické hory and Moravian-Silesian Beskydy Mts. The research is focused namely on radiogenic  $^{137}\text{Cs}$  (half-life of 30.1 years), to a lesser extent also on the isotopes of U, Th, K.

### Úvod

Ve vybraných oblastech Jeseníků, Králického Sněžníku, Orlických hor a CHKO Moravskoslezských Beskyd bylo v letech 2000 až 2006 uskutečněno terénní a laboratorní měření přirozených radioaktivních prvků Th, U(Ra), K a také umělého radionuklidu  $^{137}\text{Cs}$  (Müller, Hanák, Kašparec 2002, 2005, Müller, Hanák, Kašparec, Pecina 2005). Právě tomuto antropogennímu izotopu  $^{137}\text{Cs}$ , který představuje reziduum po havárii reaktoru černobylské jaderné elektrárny, byla věnována největší pozornost. Důvodem jsou potenciální rizika pro zdraví populace i po 20 letech od této tragické události.

Z naměřených gamaspektrometrických hodnot izotopu  $^{137}\text{Cs}$  v terénu i v laboratořích je možno navíc zpětně rekonstruovat i radiační poměry těsně po depozici radioaktivního spadu. Interpretací práce ještě nejsou komplexně dokončeny. Výzkumy v oblasti Jeseníků, Králického Sněžníku a Orlických hor probíhaly a probíhají podle projektů zadáných a hrazených z fondu geologických prací ministerstva životního prostředí. Oblast CHKO Moravskoslezské Beskydy je řešena v rámci programu VaV-1D/1/6/05 pod názvem „Geochemické interakce horninového prostředí s plošnými kontaminanty-využití indikačních horizontů  $^{137}\text{Cs}$  ke studiu distribuce, vazeb a významu vybraných radionuklidů a kovových prvků v horninách oblasti Moravskoslezských Beskyd“. Na pracích se vedle specialistů z brněnské pobočky ČGS podílejí také odborníci a technici z organizací GEORADIS s.r.o. Brno a GEOMIN družstvo Jihlava.

### Teoretický základ aplikované terénní gamaspektrometrie

Hustota toku gama kvant ze zdrojů radiace v půdě je významně závislá na jejich vertikální distribuci při zem-

ském povrchu. Z tohoto důvodu depozice radionuklidů jaderného spadu a jejich migrace v půdách a přenos v čase v různých typech lokalit (les, louka, pole) ovlivňuje povrchovou radiaci. Přestože radionuklidy jaderného spadu jsou v půdách akumulovány do malé hloubky 10–15 cm (Ódor et al. 1997, Barišič et al. 1997, Strzeleckí et al. 1997), vertikální distribuce zdrojů ovlivní záření na povrchu významně. Vertikální distribuci zdrojů radioaktivity popisuje parametr  $b$  označený jako plošná relaxační hmotnost ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ ).

Terénní stanovení radioizotopu  $^{137}\text{Cs}$  lze provést pomocí přenosných gama spektrometrů, nejlépe naměřením úplných spekter a jejich porovnáním metodou nejmenších čtverců se spektry etalonů se známými obsahy či plošnými aktivitami stanovovaných radionuklidů. Lze použít i registraci záření gama v zájmových intervalech energie o šířce 100–150 keV umístěných na emisních liniích 662 keV gama záření radiocesia a ve standardních intervalech energie pro stanovení koncentrací K (1461 keV), U (1764 keV) a Th (2615 keV) v horninách.

Z naměřených četností impulsů v zájmových intervalech energie radioizotopů cesia (po zavedení oprav na pozadí, na příspěvky gama záření K, U a Th do zájmových intervalů energie záření izotopů cesia a na interferenci energií gama záření emitovaných  $^{137}\text{Cs}$  (662 keV), se za použití kalibračních konstant stanoví plošné aktivity ( $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ ) radioizotopu cesia a odpovídající hodnoty dávkového příkonu záření gama ( $\text{nGy}\cdot\text{h}^{-1}$ ).

Údaje kontaminace zemského povrchu a půd radionuklidů jaderného spadu  $^{137}\text{Cs}$  a  $^{134}\text{Cs}$  jsou nejčastěji vyjadřovány v jednotkách plošné aktivity v  $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ , v jednotkách měrné aktivity  $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$  (v případě měření vzorků

půd v laboratoři) nebo v hodnotách dávkového příkonu záření gama  $n\text{Gy}\cdot\text{h}^{-1}$  nad zemským povrchem. Konverze údajů plošné aktivity ( $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ ) radionuklidů jaderného spadu na hodnoty dávkového příkonu ( $n\text{Gy}\cdot\text{h}^{-1}$ ) závisí na vertikální distribuci zdrojů radioaktivity definované plošnou relaxační hmotností  $\beta$ .

#### Metodika terénních měření

Měření byla provedena jednotnou metodikou v profilech s krokem ca 2 km na různých typech lokalit (pole, louky, smíšený les, listnatý les, jehličnatý les), a to ve všech vybraných oblastech. Pouze v Jeseníkách nebyla ještě odlišována kategorie lokalit porostlých smíšenými lesy. Výběr byl prováděn také s ohledem na nadmořskou výšku. Na každé lokalitě bylo proměřeno vždy 5 bodů v ploše cca  $30\text{ m}^2$ .

Měření byla provedena spektrometrem GR-320 (výrobce Exploranium), který má 512 kanálů, pro detekci záření gama je použit detektor NaI(Tl)  $76\times 76\text{ mm}$  s energiovým rozlišením 7,3 % (pro E 661,6 keV). Měření trvala 3 minuty a byla zaznamenávána celá naměřená spektra, která pak byla zpracována metodou nejmenších čtverců.

Spektrometr byl kalibrován na základně v Bratkovicích (K, U a Th) s využitím etalonu Klepáčov v Jeseníkách, na kterém byla stanovena plošná kontaminace  $^{137}\text{Cs}$  laboratorním měřením.

#### Odběry a úpravy vzorků z kopaných sond pro laboratorní měření

Pro získání reprezentativních vzorků jednotlivých půdních horizontů ve vertikálním profilu bylo nutné na každé lokalitě postupně skrývat jednotlivé vrstvy o stálé ploše, která byla určena jako čtverec o straně 30 cm. Z každé lokality byly odebírány nejméně tři vrstvy o různých mocnostech. První vrstva byla většinou tvořena rostlinným pokryvem, případně lesní hrabankou, druhá vrstva pak většinou kořenovým balem nebo tmavou organickou zeminou. Odběry dalších vrstev se pak řídily podle makroskopického vzhledu půdního horizontu. Tento postup odběrů byl ověřen při dřívějších pracích v oblasti Jeseníků a na etalonové lokalitě Klepáčov. Pod těmito vrstvami pak byl odebírán vzorek pro šlíchové analýzy, kdy bylo nutno prohloubit odběrovou jámu někdy až k 80 cm.

Odebrané vrstvy byly přímo v terénu zváženy, hned na místě kvartovány, a byl z nich odebrán alikvotní vzorek pro laboratorní práce. Ten byl opět vážen. Mocnosti vrstev a jejich hmotnosti byly zaznamenávány spolu se základními údaji o lokalitě. Odebrané vzorky byly převezeny do laboratoří, vysušeny, zváženy, homogenizovány a potřebná část pro laboratorní měření byla uzavřena do měřicích pouzder a opět zvážena.

#### Metodika laboratorní spektrometrie gama

K měření obsahů radioaktivních prvků v laboratoři je používán scintilační spektrometr PCAP (Nucleus USA) s detektorem NaI(Tl)  $10\times 10\text{ cm}$  rozlišení 7,9%. Pozadí je potlačeno olověným stínícím krytem o tloušťce 9 cm. Naměřená 512 kanálová spektra jsou porovnávána se spektry etalonů IAEA (RG set: Th, U a K) a etalony Explorania  $^{238}\text{U}$  a  $^{137}\text{Cs}$ . Je použita metoda nejmenších čtverců, kdy je naměřené spektrum skládáno lineární kombinací jednot-

kových spekter stanovených komponent. Obvykle stanovujeme v zeminách, sedimentech a podobných materiálech Th, U, K a  $^{137}\text{Cs}$ . Stanovení  $^{137}\text{Cs}$  je založeno na intenzitě záření na energii 662 keV. Pro vlastní měření radioaktivity je nutno vzorky naplnit do hermeticky uzavřených pouzder. Jsou používány dva typy plastových pouzder: malé pouzdro má objem asi 100 ml (obvykle 150 g), velké pouzdro asi 270 ml (obvykle 450 g, pokud jde o horninu). Vzorek uzavřený v měřicím kalíšku musí vyčkat alespoň dva týdny pro ustavení radioaktivní rovnováhy mezi  $^{226}\text{Ra}$  a DP  $^{222}\text{Rn}$ . Teprve poté může být proměřen. Doba měření závisí na navážce a je obvykle 15 až 20 minut.

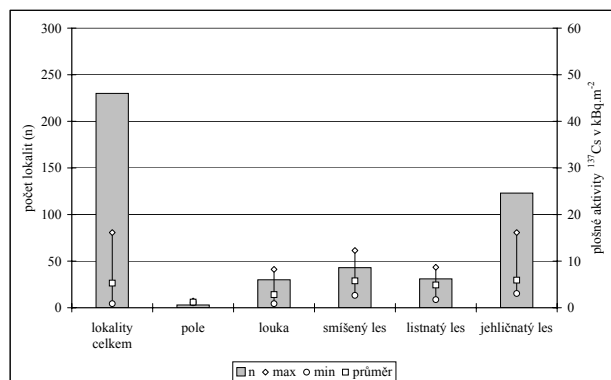
#### Výsledky

Celkově bylo v uplynulých létech terénní gamaspektrometrií proměřeno 699 lokalit a 3495 bodů (na každé lokalitě 5 měření). Z tohoto počtu nejvíce lokalit spadá do oblasti CHKO Moravskoslezské Beskydy (230), dále Jeseníků (193), Orlických hor (187) a nejméně do oblasti Králického Sněžníku (89). Kopané sondy pro odběr vzorků na laboratorní gamaspektrometrii byly realizovány na 349 lokalitách (celkový počet vzorků 1276 ks). Z toho se jednalo v oblasti CHKO Beskydy o 400 vzorků ze 136 sond, v Jeseníkách o 368 vzorků ze 112 sond, v Orlických horách 148 vzorků ze 49 sond a v oblasti Králického Sněžníku o 160 vzorků z 52 sond. Terénní etapa byla tímto ve všech regionech ukončena.

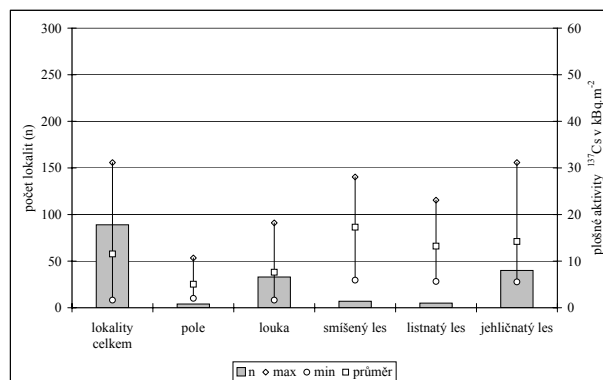
Na komplexním zpracování a vyhodnocení získaných dat se bude pracovat v průběhu roku 2007. Některé výsledky lze však uvést již nyní. Týká se to zejména terénních měření. Pro ilustraci zde z celého spektra dat ukazujeme pouze distribuci plošné aktivity  $^{137}\text{Cs}$  v  $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-2}$  formou obrázků 1 až 4.

#### Shrnutí některých dílčích poznatků

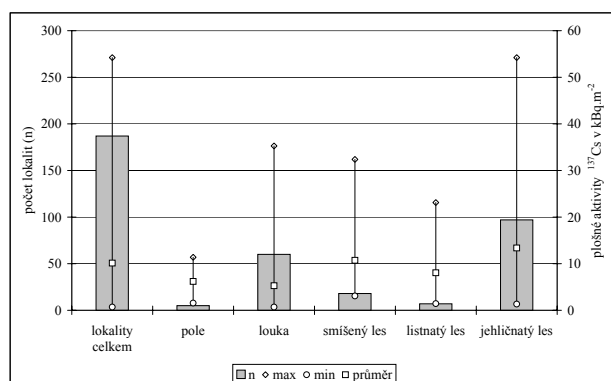
- Je zřejmé, že celkově nejvyšší zátěž antropogenním radioaktivním spadem byla zjištěna pro rozsáhlé území CHKO Moravskoslezské Beskydy, i když i zde jsou dílčí oblasti zvýšených hodnot (severovýchodní část při hranicích se SR).
- Jen nepatrně vyšší kontaminace izotopem  $^{137}\text{Cs}$  byla v současnosti prokázána pro pole, louky a lesní půdy Králického Sněžníku.
- I přes značný rozptyl naměřených hodnot je zřejmé, že v rámci Jeseníků a Orlických hor existují i dnes místa, kde koncentrace  $^{137}\text{Cs}$  představuje dle plošné aktivity určitá zdravotní rizika a pro jejich snížení bude nezbytné formulovat doporučení směrem ke správním orgánům.
- Nejvyšší koncentrace  $^{137}\text{Cs}$  byly většinou zjištěny na výše položených loukách a v lesních půdách jehličnatých lesů, a to i přes  $50\text{ kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ .
- Na polích v nižších polohách se jen ojediněle objevují hodnoty kontaminace blízké se plošné aktivitě  $10\text{ kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ .
- V rámci závěrečné interpretace budou dosažené výsledky terénní gamaspektrometrie korelovány s výsledky laboratorního výzkumu vzorků odebraných v profilech kopaných sond.
- Na rozdíl od ostatních oblastí se v Orlických horách mnohem frekventovaněji projevuje nabohacení antropogenním  $^{137}\text{Cs}$  i v hlubších horizontech pod povrchem. Pro tento jev zatím nemáme jednoznačné logické vysvětlení.



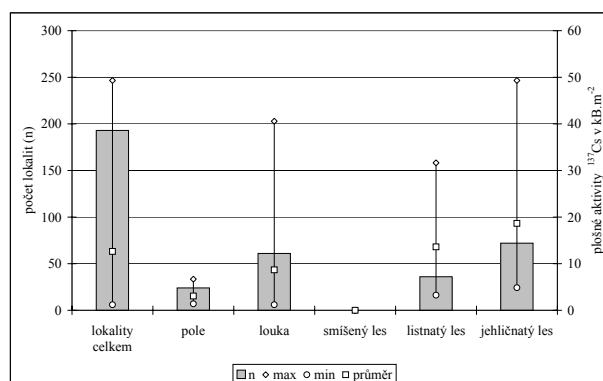
Obr. 1: Distribuce <sup>137</sup>Cs v oblasti Moravskoslezských Beskyd.  
Fig. 1: <sup>137</sup>Cs distribution in the Moravskoslezské Beskydy Mts.



Obr. 3: Distribuce <sup>137</sup>Cs v oblasti Králického Sněžníku.  
Fig. 3: <sup>137</sup>Cs distribution in the Králický Sněžník Mts.



Obr. 2: Distribuce <sup>137</sup>Cs v oblasti Orlických hor.  
Fig. 2: <sup>137</sup>Cs distribution in the Orlické hory Mts.



Obr. 4: Distribuce <sup>137</sup>Cs v oblasti Jeseníků.  
Fig. 4: <sup>137</sup>Cs distribution in the Jeseníky Mts.

**Literatura**

Barišic, D. – Lulic, S. – Prohic, M. (1997): Spatial distribution of <sup>40</sup>K, <sup>228</sup>Ra, <sup>226</sup>Ra, <sup>238</sup>U and <sup>137</sup>Cs in surface soil layer observed at small areas. Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelement maps, IAEA–TECDOC–980, IAEA, Vienna, 135–152.

Müller, P. – Hanák, J. – Kašparec, I. (2002): Geochemické interakce horninového prostředí s plošnými kontaminanty – využití indikačních horizontů <sup>137</sup>Cs ke studiu distribuce, vazeb a významu vybraných radionuklidů a kovových prvků v horninách oblasti Jeseníky – Ostrava. – Závěrečná zpráva za řešení geologického úkolu, MS ČGS Praha. Brno.

Müller, P. – Hanák, J. – Kašparec, I. (2005): Průzkum distribuce <sup>137</sup>Cs a dalších vybraných radionuklidů a kovových prvků v povrchové vrstvě hornin oblasti Králický Sněžník – Orlické hory. – Etapová zpráva za řešení geologického úkolu MŽP, MS ČGS Praha. Brno.

Müller, P. – Hanák, J. – Kašparec, I. – Pecina, V. (2005): Geochemické interakce horninového prostředí s plošnými kontaminanty – využití indikačních horizontů <sup>137</sup>Cs ke studiu distribuce, vazeb a významu vybraných radionuklidů a kovových prvků v horninách oblasti Moravskoslezských Beskyd. – Etapová zpráva za řešení VaV-1D/1/6/05, MS ČGS Praha. Brno.

Ódor, L. – Horváth, I. – Fugedi, H. – Renner, J. (1997): Distribution of natural (U, Th and K) and artificial (Cs–137) radioelements in the flood plain deposits of northern Hungary. – Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelement maps, IAEA–TECDOC–980, IAEA, Vienna, 125–134.

Strzelecki, R. – Wolkowitz, S. – Lewandowski, P. (1997): Mapping of post-Chernobyl environmental pollution in Poland. – Uranium exploration data and techniques applied to the preparation of radioelement maps, IAEA–TECDOC–980, IAEA, Vienna, 163–172.

## EXPERIMENTÁLNÍ VÝPAL VYBRANÝCH MINERÁLŮ A JEHO APLIKACE PŘI STUDIU MATERIÁLU DVOU HISTORICKÝCH PECÍ

Experimental firing of chosen minerals and its application to the study of the material of two historic kilns

Miroslava Gregerová, Dana Hanuláková

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

*Key words: experimental firing, optical changes of minerals, pottery kiln*

### Abstract

*The experimental firing of small clay bricks with added minerals at the temperatures ranging 500–1 000 °C was carried out. Especially green amphiboles, chlorites, biotite and carbonates appeared to be the most suitable minerals for the estimating of firing level. These minerals showed significant changes of colour, pleochroism and birefringence during the firing. Two pottery kilns (La Tène and Late Roman ages) were examined. The material of historic kilns was examined using optical microscopy. Further, microchemism changes were observed. Compared to the results of the experiment, the results of the research of the pottery kilns material showed that the firing temperature must had been higher than 600 °C, but it had not exceed 850 °C. The temperature in the glass kiln ranged 1 250–1 300 °C.*

Stavební materiály používané na stavbu historických keramických, event. sklářských pecí patří mezi keramické materiály.

Obdobně jako v keramických artefaktech zde rozpoznáváme dvě základní složky – pojivo a ostřivo. Pojivo tvoří plastickou složku, ostřivo ovlivňuje reologické chování stavební směsi za běžné teploty, smršťení a mechanické vlastnosti během jejího technologického zpracování (Hanykýř – Kutzendörfer 2002). Ostřiva tvoří běžné horninotvorné minerály (křemen, živce, slídy, amfiboly, pyroxeny, aj.) a úlomky hornin. Pokud byly použity vápnité jíly, setkáváme se s karbonáty. Jejich zdrojem mohou být i spraše, které byly častým stavebním materiálem pecí. Zdrojem minerálů ostřiva bývají fluviaální sedimenty nejbližšího okolí. Do keramického těsta používaného na vyzdívku pecí se často přidávaly různé organické látky (sláma, drobné větvičky, piliny aj.). Směs byla kombinována tak, aby materiál pro stavbu pece byl tvárný, soudržný a odolný teplotám výpalu. Výpal keramických materiálů probíhá podle reakcí, které vedou k nukleaci a růstu nových minerálních fází nebo jde o reakce, které pouze mění minerální složení a umožňují vznik zonálních krystalů (Riccardi et al. 1999). Podle Duminuca et al. (1998) existuje mezi novotvořenými fázemi, výchozím složením keramické směsi a teplotními podmínkami během výpalu přímá závislost.

Z analytických metod byly využity elektronová mikroskopie a mikroanalýza (Cameca SX 100) a optická mikroskopie (polarizační mikroskop Olympus BX 51). Studované materiály byly zdokumentovány řadou mikrofotografií zhotovených digitálním fotoaparátem Olympus C-5060.

Pro studium teplotních fázových změn byly provedeny experimentální výpaly (kalící pec typu LM31211). Experiment byl proveden na sedmi sadách cihliček zhotovených z točířské hlíny, do které byly přidány různé

minerály. Použity byly: zelený amfibol (aktinolit), chlorit (klinochlor), pyroxen (hedenbergit), biotit a kalcit. Cihličky s kalcitem byly páleny při teplotách 500, 600, 700, 800 °C. Cihličky s ostatními minerály při teplotách 500, 700, 900, 1 000 °C. Výpal probíhal v oxidační atmosféře. Pro dosažení rovnovážného stavu doporučuje Cultrone et al. (2001) provádět výpal alespoň dvě hodiny.

Výsledky teplotou vyvolaných změn u jednotlivých minerálů byly aplikovány na posouzení teploty výpalu u dvou historických pecí (laténská a mladořímská).

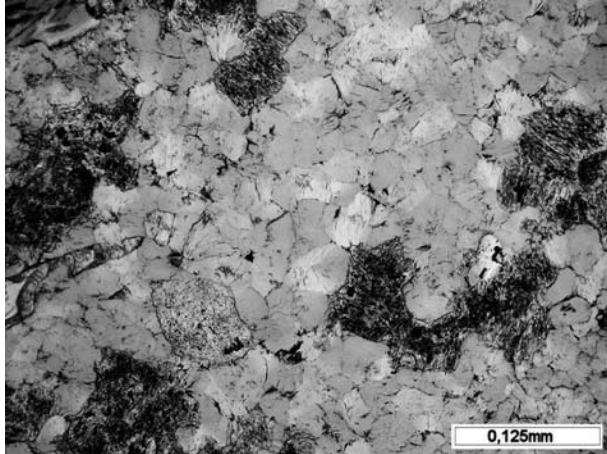
U chloritu (obr. 1) teplota výpalu 500 °C vyvolala zřetelnou barevnou změnu. Okraje agregátů výrazně zčervenaly a chlority nebyly pleochroické. Typické zelené zbarvení bylo patrné pouze v centrálních částech velkých agregátů (obr. 2). Zvýšení teploty na 700 °C vedlo ke změně barvy na sytě červenou. Ani u největších agregátů chloritu nebylo identifikováno původní zbarvení. Dalším zvýšením teploty na 900 °C se ztrácí i hranice mezi jednotlivými krystaly a agregáty. Barva agregátů je červenočerná. Chlorit vypálený při 1 000 °C má červenou barvu rozpoznatelnou pouze na okrajích agregátů. V centrech se chlority jeví jako minerály opakní (obr. 3).

Experiment se zeleným amfibolem prokázal, že při teplotě 500 °C se objevují pouze tmavší a světlejší oblasti (zelenohnědá, zelená). Změny dvojlomu jsou minimální. Při teplotě výpalu 700 °C pozorujeme změny pleochroismu. Např. ve směru Z se pleochroismus změnil z barvy hnědožluté na hnědočervenou. Dvojlom potvrzuje zonalnost změn. Nižší je podél okrajů zrn, popřípadě v okolí štěpných trhlin, vyšší je v centrech. Teplota výpalu 900 °C vyvolá výraznou změnu pleochroismu. Ve směru X se žlutohnědá barva změnila v karmínově červenou. Amfibol nejvíce dvojlom. Teplota vyšší než 1 000 °C vede k tak výrazným změnám krystalové struktury, že se minerál stává až opakním.

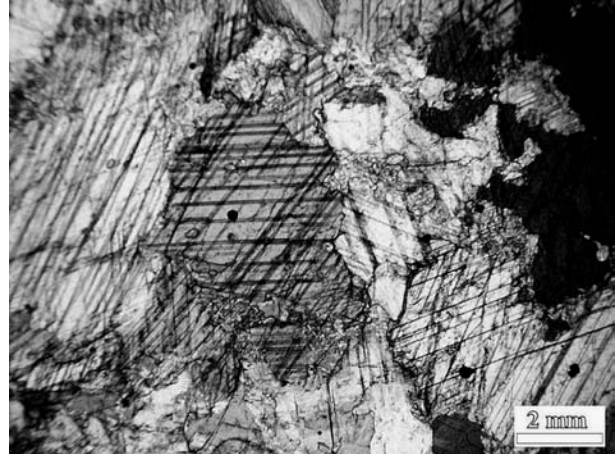
V porovnání s předchozími minerály lze říct, že se pyroxeny při teplotě výpalu 500 °C opticky nemění. Slabé změny se objevují při teplotě 700 °C. Podél štěpných trhlin se objevuje žluté zbarvení. Dochází k poklesu dvojlomu. Teplota 900 °C vyvolá změnu žlutého zbarvení na rezavou.

Dvojlom opět klesá. Při teplotě 1 000 °C jsou zrna pyroxenu rezavě žlutá, pouze v centrálních částech se objevují nezabarvená místa s vyšším dvojlomem.

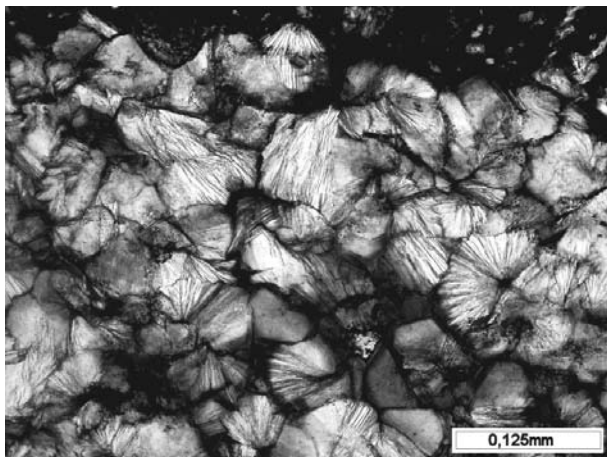
Při výpalu na 500 °C nebyly u biotitu pozorovány žádné změny. Teplota 700 °C vyvolá barevné změny



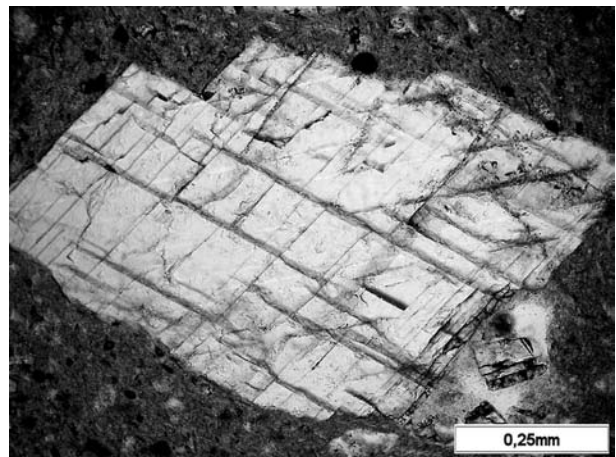
Obr. 1: Nevypálený chlorit, PPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 1: The unfired chlorite, PPL. Photo: D. Hanuláková.



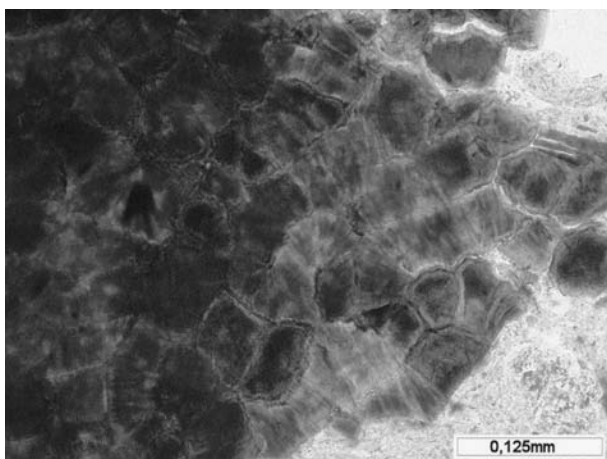
Obr. 4: Nevypálený kalcit, XPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 4: The unfired calcite, XPL. Photo: D. Hanuláková.



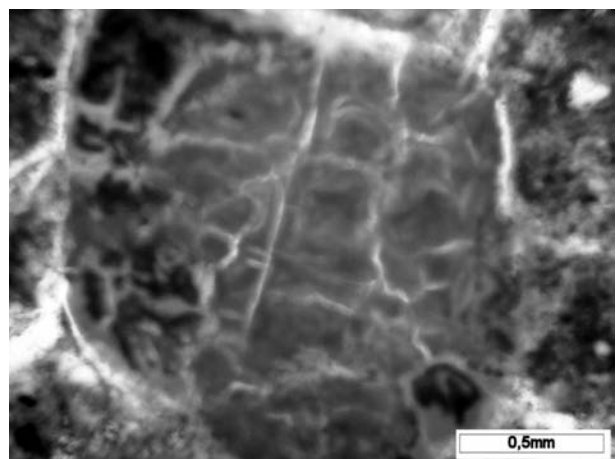
Obr. 2: Chlorit vypálený na 500 °C, PPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 2: The chlorite fired on 500 °C, PPL. Photo: D. Hanuláková.



Obr. 5: Kalcit vypálený na 700 °C, PPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 5: The calcite fired on 700 °C, PPL. Photo: D. Hanuláková.



Obr. 3: Chlorit vypálený na 1000 °C, PPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 3: The chlorite fired on 1000 °C, PPL. Photo: D. Hanuláková.



Obr. 6: Kalcit vypálený na 800 °C, PPL. Foto: D. Hanuláková.  
Fig. 6: The calcite fired on 800 °C, PPL. Photo: D. Hanuláková.

u pleochroismu. Např. ve směru YZ se barva hnědozelená změní na hnědočervenou. Podél štěpných trhlin a na okrajích biotitu je patrná začínající baueritizace. Tento proces pokračuje směrem do centrálních částí biotitu i při teplotě 900 °C. Drobnější úlomky biotitu se stávají opakní. Pleochroismus je nezřetelný. Teplota 1 000 °C vede k celkové baueritizaci biotitu a ten se jeví jako minerál opakní.

Klencové krystaly kalcitu (obr. 4) při výpalu na 500 °C až 700 °C zůstávají beze změn (obr. 5). Při teplotě 800 °C začíná rozklad malých krystalů kalcitu. Větší se částečně zachovávají ve formě „homogenních“ vápenných nedopalů (obr. 6).

Výsledky experimentálního studia vybraných minerálů ostřiva prokázaly, že změny fyzikálních a optických vlastností jsou výrazné a prakticky aplikovatelné pro stanovení teploty výpalu nejen v pecích, ale i u různých keramických výrobků. Vhodnými indikátory teploty jsou železnaté amfiboly s patrnou změnou barvy a dvojlomu a karbonáty, které jsou nestabilní při teplotě výpalu nad 800 °C. U biotitu závisí podchycení barevných změn v procesu baueritizace na velikosti lupínků. Pokud jsou tenké, změn si často nepovšimneme, u větších bývají změny nápadné. Podle Veddera – Wilkinse (1969) proces oxidace železa v biotitu začíná cca při teplotě 400 °C. Provedený experiment to nepotvrzuje. Změny optických vlastností a barvy jsou pozorovatelné až od teploty výpalu 500 °C. Rozklad biotitu na jednotlivé oxidy nastává podle citovaných autorů při teplotě výpalu vyšší než 1 000 °C. Tato teplota byla potvrzena. Chlority mohou být vhodnými indikátory teploty pro materiály pálené za nízkých teplot. Ke změnám jejich optických vlastností a barvy dochází při výpalu na 500 °C. Barevné změny mají podstatu ve změně oxidačního stupně železa. Fe<sup>2+</sup> přechází v průběhu oxidačního výpalu v Fe<sup>3+</sup> (Mackenzie 1970). V procesu baueritizace dochází k migraci FeO a minerální fáze se při výpalu na vyšší teploty stávají opakní.

Pro stanovení teploty výpalu jsme vycházely z poznatků a výsledků experimentu. V mladořímské peci

ze Sudoměřic nebyla teplota výpalu vyšší než 800 °C. To potvrzuje přítomnost velkého množství vápenných nedopalů. Současně musela být vyšší než 600 °C, což dokládají změny barvy a optických vlastností amfibolů. Změna barvy není při teplotě nižší než 600 °C patrná. Otisky stébel travin na roštu dokazují, že při jeho stavbě musel být kromě hlíny použit i organický materiál (stébla trav, dřívka atd.), který se uplatnil jako lehčivo.

U jednotlivých částí laténské Neředínské pece bylo prokázáno, že nejvyšší teploty výpalu byly v prostoru topeniště. Materiál z topeniště byl vypálen do syté oranžové barvy. V ostatních částech pece (rošt, kupole) byla barva hnědožlutá. Nebyla zjištěna přítomnost ani lehčiva (zuhelnatělého organického materiálu) a ani vápenných nedopalů. Teplota zde musela dosahovat minimálně 850 °C. Studovaný rošt obsahoval vysoký podíl vápenných nedopalů. Lze předpokládat, že teplota se zde pohybovala maximálně do 750 °C. Příčina rozdílných teplot mezi topeništěm a roštem souvisí s tím, že na původním poškozeném roštu byl zrekonstruován rošt nový a celková mocnost roštu dosahovala 30 cm. Tloušťka roštu tak zabraňovala jeho celkovému „prohřátí“ a současně vysvětluje i vysoký obsah nerozložených karbonátů.

Využití elektronové mikroanalýzy pro sledování změn chemismu minerálů během výpalu se ukázalo jako problematické. I přesto, že jde o metodu citlivou, pro sledování oxidačního stupně železa byly výsledky neprůkazné.

#### Poděkování

Studie vychází a vznikla za podpory vědeckovýzkumného záměru MSM 0021622427 „Interdisciplinární studium výzkumů sociálních struktur pravěku až vrcholného středověku“ (archeologický terénní a teoretický výzkum, využití přírodních věd, metodologie a informatika, ochrana kulturního dědictví).

#### Literatura

- Cultrone, G. – Rodriguez-Navarro, C. – Jose De La Torre, M. (2001): Carbonate and silicate phase reactions during ceramic firing. – *Eur. J. Mineral.*, 13, 621–634.
- Duminuco, P. – Messiga, B. – Riccardi, M. P. (1998): Firing process of natural clays. Some microtextures and related phase compositions. – *Therm. Acta*, 321, 1–2, 185–190.
- Hanykýř, V. – Kutzendörfer, J. (2002): Technologie keramiky. – Vega s.r.o., 1–287. Hradec Králové.
- Mackenzie, R. C. (1970): Differential thermal analysis. – Academic Press, London, 1–725.
- Riccardi, M. P. – Messiga, B. – Duminuco, P. (1999): An approach to the dynamics of clay firing. – *Appl. Clay Sci.*, 15, 3–4, 393–409.
- Vedder, W. – Wilkins, R. W. T. (1969): Dehydroxylation and rehydroxylation, oxidation and reduction of micas. – *Am. Mineral.*, 54, 482–509.



# HYDROGEOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ CIĘŻKOWICKÉHO PÍSKOVCE NA LISTU 25-234 HORNÍ BEČVA

Hydrogeological evaluating of Ciężkow sandstone layer on the sheet 25-234 Horní Bečva

Dana Havlín Nováková

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno; e-mail: novakova@cgu.cz

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm)

**Key words:** *Flysch Belt of Western Carpathians, Ciężkow sandstone, hydrochemical feature, peat bog*

## Abstract

The occurrence of Ciężkow sandstone layer on map sheet 25-234 Horní Bečva is limited to narrow NW-SE zone between Vigantice and Horní Bečva. Among rocks of Flysch Belt of Western Carpathians Ciężkow sandstone has anomalous features – is very cleanly selected and silicious (80 % of quartz). Paleogene rocks and sediments (particularly their matrix) are usually calciferous. Lithological composition of Ciężkow sandstone makes specific conditions in groundwater circle and has an influent to ground water chemical composition: ground water has low mineralization and pH. Also the rock environment has similar conditions like crystalline rock environment. On surface has evolved peat bogs and specific vegetation – phytocenoses typical for acid soils without nutrients.

## Úvod

Výskyt ciężkowického pískovce je omezen na listu mapy 25-234 Horní Bečva do úzkého pruhu sz.-jv. směru mezi Viganticemi a Horní Bečvou (obr. 1). V rámci paleogenních hornin flyšového pásma Západních Karpat má ciężkowický pískovec odlišné litologické charakteristiky než ostatní horninové typy a vytváří tak specifické podmínky pro oběh podzemní vody, ovlivňuje chemismus podzemních vod a horninového prostředí.

## Geologická, hydrogeologická a hydrochemická charakteristika

Pískovcovo-slepencová facie rožnovského souvrství, označovaná jako ciężkowické pískovce, tvoří pruh široký na povrchu cca 300 m, maximálně 700 m v masivu vrchu Poskla nad obcí Hutisko-Solánek. Ciężkowické pískovce jsou z granulometrického hlediska velmi rozmanité a pískovcovo-slepencová pásma obsahují horniny od zrnitosti pelitů do blokových psefitů. Oba krajní extrémy jsou nicméně vzácné. Hlavními typy pískovců jsou

horninový komplex	počet objektů	celková mineralizace /mg.l <sup>-1</sup> /		pH*		chemický typ	konduktivita* /μS.cm <sup>-1</sup> /	
		min.	max.	min.	max.		min.	max.
ciężkowický pískovec	5	57,5	228	5,4	6,8	C-Ca-Mg	55	277
solánské souvrství	16	44,6	389,8	5,5	8,2	Ca-C-S, C-Ca-S Ca-C-Na, Ca-S-C C-Ca-Mg, C-Na-Ca	143	212
belovežské vrstvy	3	180	286,8	7,1	7,7	C-Ca-Mg C-Ca-Na, C-Mg-S	–	–
zlínské souvrství	9	196,5	577,7	6,1	8,2	Ca-C-S, C-Na-Ca C-Ca-Mg	416	432
rožnovské souvrství	2	398,7	–	6,9	7,4	Ca-C-S	191	–
istebňanské vrstvy	23	57,3	609	6,4	8,0	C-Ca-Na, C-Ca-Mg	128	535

(\*měření Nováková, listopad 2005)

Tab. 1: Hydrochemické charakteristiky podzemních vod paleogenních sedimentů na listu 25-234 Horní Bečva.

Tab. 1: Hydrochemical ground water features of Paleogene sediments on map sheet 25-234 Horní Bečva.

křemenné pískovce (80 % křemene) a arkóзовé pískovce (Bubík 2006).

Puklinově propustný ciężkowický pískovec má příznivé litologické podmínky pro infiltraci a proudění podzemních vod, ale jeho výskyt je pro akumulaci podzemních vod na území listu mapy 25-234 velmi omezený. Na výchozy ciężkowického pískovce jsou vázány zdroje podzemních vod (prameny) v části Poskla (Hutisko-Solánek), Adámky, Hluboký u Horní Bečvy a Sachova studánka. Vrcholová partie Poskla (576 m n. l.) je omezeným infiltračním územím pro několik pramenů, které vyvěrají v chatové osadě na úpatí svahů na rozhraní ciężkowického pískovce a pestrých jílovců rožnovského souvrství.

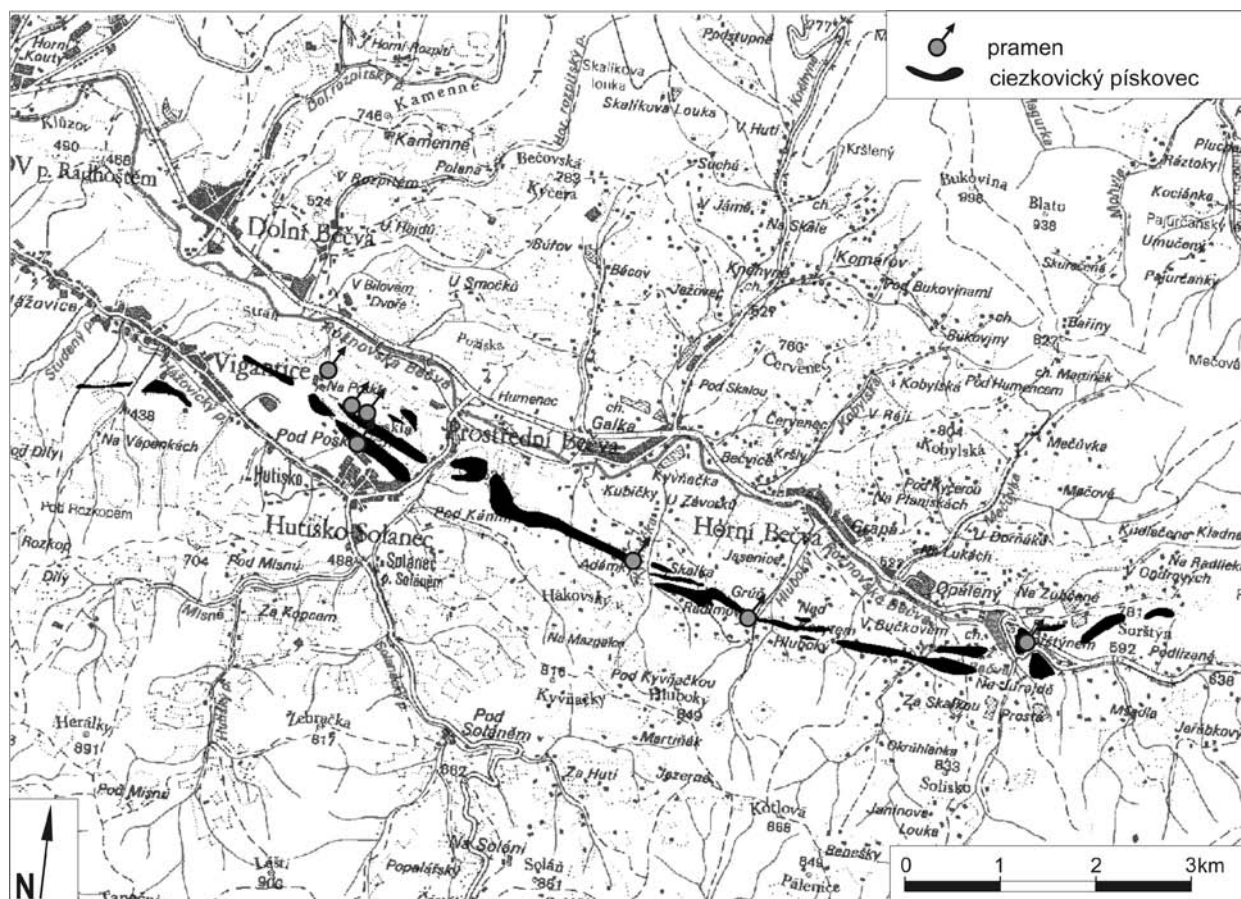
Díky chudému zastoupení minerálů v ciężkowických pískovcích se podzemní vody na ně vázané, ve srovnání s podzemními vodami z kolektorů ostatních paleogenních hornin na listu 25-234 Horní Bečva, vyznačují nízkou cel-

kovou mineralizací: od 57,5 do 228 mg.l<sup>-1</sup>, hodnotou pH mezi 5,4–6,8 a nízkou konduktivitou (tab. 1).

Hydrochemické charakteristiky podzemních vod a horninového prostředí s nízkou hodnotou pH, příznačné spíše pro prostředí krystalických hornin, dokládá i výskyt neobvyklých rostlinných druhů v okolí Hutiska-Solánce, v části Poskla. Přírodní památka Poskla představuje tři lokality mezifilních luk a rašeliníště s výskytem rostlinných společenstev, která jsou charakteristická pro kyselé půdy, chudé živinami (např. jalovec, vřes, borůvka).

### Závěr

Ciężkowické křemenné pískovce díky svému netypickému složení tvoří mezi paleogenními horninami flyšového pásma Západních Karpat ostrůvky s odlišnými hydrogeologickými a hydrochemickými charakteristikami, kde se vyskytují podzemní vody s nízkou mineralizací a na ně vázaná typická rostlinná společenstva.



Obr. 1: Výskyt ciężkowických pískovců a na ně vázaných zdrojů podzemní vody na listu 25-234 Horní Bečva.

Fig. 1: Localization of Ciężkow sandstone and groundwater sources on map sheet 25-234 Horní Bečva.

### Literatura

Bubík, M. (2006): Geologický vývoj a charakteristika jednotek. – In: Bubík, M. – Adamová, M. – Baroň, I. – Kašperáková, D. – Kolejka, V. – Nováková, D. – Novotný, R. – Pecina, V. – Švábenická, L. (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 25-234 Horní Bečva. – Čes. geol. služba. Brno. (V tisku).

## NOVÉ STOPOVACÍ ZKOUŠKY V MORAVSKÉM KRASU II: PODZEMNÍ PUNKVA V OKOLÍ MACOCHY

New tracer tests in the Moravian karst II: The Punkva underground river in the surrounding of the Macocha Chasm.

Martin Knížek<sup>1</sup>, Jiří Kamas<sup>2</sup>, Jiří Bruthans<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ústav geologických věd, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: kniza@mail.muni.cz

<sup>2</sup> Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, PřF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

<sup>3</sup> Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky, PřF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(24-23 Protivanov)

*Key words:* Moravian Karst, Punkevní Caves, Amatérská Cave, tracer tests, karst hydrogeology

### Abstract

Two tracer tests with uranine dye were performed on underground segment of the Punkva River (Punkevní and Amatérská Caves, Moravian Karst). Results demonstrated large volume of submerged part of karst conduits in surroundings of the Macocha Chasm. These results and other observations correspond well with expectations of very slow tracer movement in large sump (mean cross section area about 30 m<sup>2</sup>) during low water stage.

### Úvod

Podle publikovaných zpráv prováděli v minulosti stopovací zkoušky kvalitativní metodikou v zájmové oblasti Ryšavý (1962), Slezák (1966), Píše – Vlček – Vodička (1968) a Kožnárek (1985). Tyto práce však sledovaly delší úseky především z ponorů na přítocích Punkvy. V rámci širšího projektu stopovacích zkoušek (viz Knížek 2006) byly provedeny dvě stopovací zkoušky kvantitativní metodikou na podzemní Punkvě.

Ve dnech 16.–22. 12. 2005 proběhla první zkouška na aktivním toku Punkvy okolo Macochy. Druhá zkouška byla provedena v návaznosti na předchozí ve dnech 8.–20. 2. 2006 na bočním kanálu v Amatérské jeskyni.

Zkoušky měly přinést informace o charakteru proudění vody a krasových kanálů ve vývěrové oblasti Punkvy a bočních kanálů v Amatérské jeskyni.

### Metodika

Na stopovací zkoušky byl použit stopovač Na-fluorescein (uranin). Vzorkování bylo prováděno automatickým odběrovým přístrojem sestaveným O. Zemanem na Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky PřF UK. Průtoky byly měřeny chemickou integrační metodou (Zeman 1999, Knížek et al. 2006). Vzorky vody byly analyzovány na obsah uraninu na fluorimetru Perkin-Elmer 203 (metodika viz Zeman – Bruthans 2002). Časy injektáží, množství stopovače a průtoky na sledovaných profilech uvádí tab. 1. Stopovací zkoušky byly prováděny podle Fieldovy (2002) metodiky kvantitativních stopovacích zkoušek. Průnikové křivky stopovače byly analyzovány programem Qtracer2 (Field 2002). Hodnoty opravené vzdálenosti bodů injektáže a vzorkování jsou 1,5 násobkem přímé vzdálenosti.

Jedná se o zjednodušenou hodnotu, která vyplývá ze statistického zhodnocení skutečných délek. Ty se obvykle pohybují v rozmezí 1,3–1,7 násobku přímé vzdálenosti (Field 2002). Podrobněji metodiku popisujeme v první zprávě o prováděných zkouškách v loňském ročníku (Knížek et al. 2006). Obě stopovací zkoušky proběhly za standardního stavu Punkvy, jehož průtoky odpovídají mediánu průtoků z let 1970–1975.

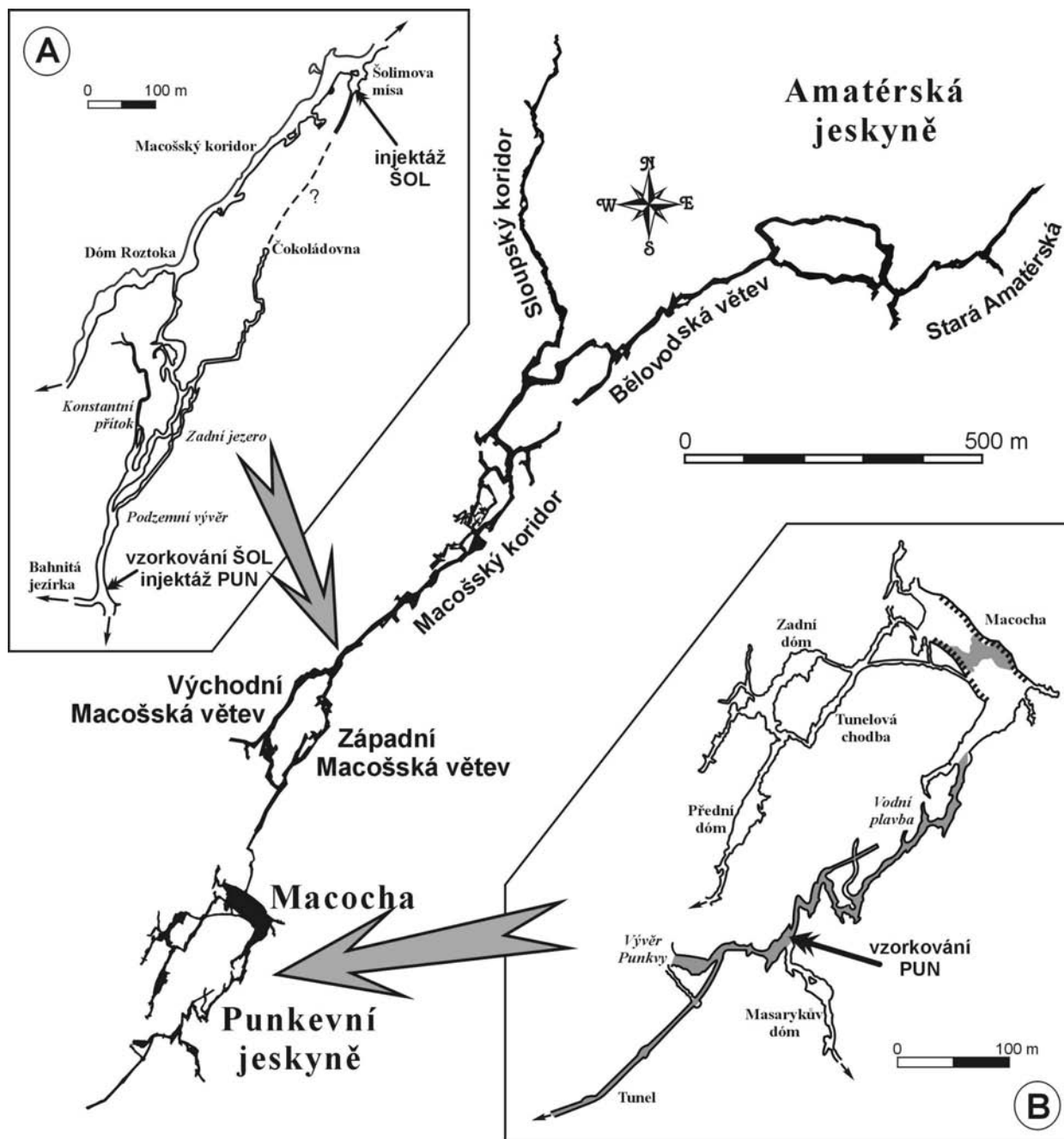
### Průběh a diskuze výsledků stopovacích zkoušek

**Amatérská jeskyně – Podzemní vývěr – Punkevní jeskyně – Vodní plavba (PUN)**

Stopovací zkouška proběhla za chladného počasí s teplotami pod 0°C po mírně teplejších dnech. Srážky představovaly sněhové přeháňky, občas smíšené, a během celé zkoušky napadlo cca 30 cm sněhu bez výraznějšího tání. Vodní stavy byly po celou dobu zkoušky vyrovnané.

Stopovač byl injektován do toku Punkvy u ústí chodby k Bahnitým jezírkům ve Východní macošské větvi Amatérské jeskyně. Automatický odběrový přístroj byl umístěn na přístavišti u Masarykova domu v Punkevních jeskyních (viz obr. 1A a 1B). Vzorkování zpočátku probíhalo v intervalu dvě hodiny po 3 dny, poté byl interval zvýšen na 4 hodiny a postupně prodlužován. Vzorkování bylo ukončeno 22. 12. 2005.

Průtoky byly měřeny v místě injektáže a na říčce Punkvě pod Malým výtokem proti jeskyni Štajgrovka (viz tab. 1). Do výpočtů však byly dosazovány hodnoty opravené o přítok z Malého výtoku adekvátní aktuálním vodním stavům Punkvy (podle dlouhodobých měření je možné za průměrných vodních stavů odhadovat intenzitu přítoku Malého výtoku).



Obr. 1: Schematický přehled provedených stopovacích zkoušek na podzemní Punkvě (mapové podklady upraveny podle Sirotky in Motyčka et al. 2000, Sirotky in Mokřý 2002 a Zajíčka ed. 2000): A – zjednodušená mapa úseku Šolimova mísa – podzemní vývěr Punkvy s vyznačením míst injecktáží a vzorkování, B – zjednodušená mapa Punkevních jeskyní s vyznačením místa vzorkování.  
 Fig. 1: Schematic maps of the tracer tests in the Punkva river: A – Situation tracer tests of the section Amatérská cave, B – Map of the Punkevní caves with marked of monitored site.

Hodnoty získaných parametrů uvádí tab. 1 a průnikovou křivku představuje obr. 2.

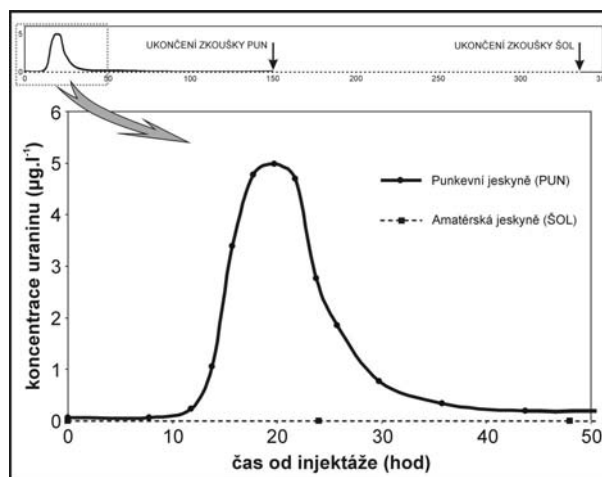
Ze stopovací zkoušky vychází předpokládané velké objemy zatopených prostor – objem 35 tis. m<sup>3</sup> s průměrným omočeným profilem téměř 30 m<sup>2</sup>. Rychlost proudění v těchto velkých sifonových partiích je poměrně nízká. Je výrazně pomalejší oproti údajům ze starších zkoušek: zjištěná rychlost proudění 1,4 cm.s<sup>-1</sup> (maximální pro první příchod stopovače 3,6 cm.s<sup>-1</sup>) a podle starších prací: jeskyně <sup>13</sup>C – Jalový vývěr je max. rychlost proudění téměř 8 cm.s<sup>-1</sup> (Kožnárek 1985) či ponor Bílé vody – Jalové koryto 5 cm.s<sup>-1</sup>

(Slezák 1966). Je tedy zřejmé, že při běžných vodních stavech je pohyb Punkvy a jejích zdrojnic v Amatérské jeskyni mírně rychlejší než v její vývěrové části, která celkové doby zdržení zvyšuje. Je ale nutné si uvědomit, že rychlost výrazně narůstá za velkých povodní, kdy tudy protéká až 46 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (max. průtok viz Dostál in Musil (ed.) 1993). Za těchto vodních stavů může rychlost přesahovat 1 m.s<sup>-1</sup>. Je známo, že při existenci několika cest s podobnou dobou zdržení dojde ke sloučení několika vrcholů koncentrací stopovače do jediného. Proto jeden široký vrchol koncentrace stopovače může za určitých podmínek představovat přítomnost paralelních kanálů.

**Amatérská jeskyně: Šolímova mísa – Podzemní vývěr Punkvy (ŠOL)**

V průběhu stopovací zkoušky bylo proměnlivé počasí s teplotami okolo 0°C. Sněhová pokrývka mírně odtávala a současně byla dotována novými sněhovými srážkami, někdy smíšenými. Vodní stavy byly vyrovnané, k výraznějšímu zvýšení průtoku došlo až v den ukončení zkoušky.

Injektáž stopovače byla provedena do přítoku Šolimovy mísy pod vstupním žebřem. Průtok tohoto přítoku měl 2–5 l.s<sup>-1</sup>. Vzhledem k místní situaci nebylo možné průtok přesně měřit. Během prvních minut se stopovač začal šířit do jezera a po 20 min byl přítokový kanál opět zcela čistý. Vzorkování probíhalo pomocí automatického odběrového přístroje umístěného u ústí chodby k Bahnitým jezírkům pod podzemním vývěrem Punkvy (viz obr. 1A). Interval vzorkování byl zpočátku po 30ti min a po 9ti hodinách byl prodloužen na 45 min. Vzhledem k tomu, že se žádné stopy stopovače neobjevily na sledovaném profilu ani po 48 hod, byla 10. 2. provedena kontrola jezera Šolimovy mísy. Barvivo vytvořilo uprostřed v jezeře ohraňovaný mrak bez většího zředění. Interval vzorkování byl tedy zvýšen na 1,5 hod. Dne 12. 2. se stále žádné známky stopovače ve vzorcích neobjevily, ale intenzita zeleného zbarvení v Šolimově míse již výrazně klesla. Vzhledem k očekávanému tání a výraznému zvýšení vodních stavů byla zkouška dne 20. 2. předčasně ukončena a automatický odběrový přístroj byl demontován. Stopovač nebyl zjištěn v žádném z odebraných vzorků. Při dotaci 2–5 l.s<sup>-1</sup> severozápadním přítokem do jezera by vzhledem k jeho objemu a době konání zkoušky mělo dojít k výměně vody v jezeře. Tato situace dokazuje značnou dobu zdržení vod v Šolimově míse a návazných kanálech. Přítok do jezera za nízkých vodních stavů má 0,5–2 l.s<sup>-1</sup> (Balák 1993) a za povodňových stavů má až desítky vteřinových litrů (Zeman – Bruthans 2002 a další). Ačkoli se propojení vod Šolimovy mísy a Punkvy nepotvrdilo, lze podle chemismu, které prováděli Zeman a Bruthans (2002), předpokládat, že vody přitékající do Šolimovy mísy jsou velmi podobné



Obr. 2: Průniková křivka koncentrací uraninu na sledovaném profilu na vodní plavbě v Punkevních jeskyních s vyznačením průběhu stopovací zkoušky ze Šolimových mísy.

Fig. 2: Breakthrough curves of uranine dye content sampled on the Punkevní caves with setting out of the tracer test from Šolimova mísa lake.

vodám Punkvy. Jde zřejmě o kanál, který se odděluje od Punkvy a pravděpodobně na ní opět níže navazuje. Tento kanál, který leží mimo hlavní tok Punkvy mě tedy velkou dobu zdržení.

Při vynásobení průtoku v Šolimově míse (2–5 l.s<sup>-1</sup>) s dobou sledování (13 dní) je možné získat minimální objem úseku před připojením na hlavní kanál Punkvy (2 000–5 500 m<sup>3</sup>). V kombinaci s předchozími závěry Zemana a Bruthanse (2002) je zřejmé, že díky malému množství průtočné vody a objemu kanálu je doba zdržení v desítkách dnů. To nejen nad vlastním prostorem Šolimovy mísy, ale i pod ním. Jedná se zřejmě o starý rozměrný kanál dimenzovaný na větší průtoky, který odváděl vody Punkvy a dnes je od hlavního kanálu oddělen ucpávkou či přepadem. Podle objemu jezera Šolimovy mísy a daného průtoku by se voda v jezeře měla zcela obměnit za 8 dní.

Stopovací zkouška	PUN	ŠOL
Průtok v místě injektáže [l.s <sup>-1</sup> ]	380	2–5
Průtok v místě sledování [l.s <sup>-1</sup> ]	398	405
Stopovač	uranin	
Množství [g]	100	50
Čas injektáže	16. 12. 2005 15:15	8. 2. 2006 13:00
Opravená délka dráhy proudění [m]	1215	1050
Čas prvního příchodu stopovače [hod]	11,77	přesahuje 312
Čas maximální koncentrace [hod]	19,75	–
Střední doba zdržení [hod]	23,9	–
Střední rychlost proudění [m.hod <sup>-1</sup> ]	50,8	–
Maximální rychlost proudění [m.hod <sup>-1</sup> ]	103,4	pod 3,4
Podélná disperzivita [m]	27,1	–
Pecletovo číslo [–]	45	–
Objem kanálu [m <sup>3</sup> ]	34272	přes 2000–5500
Průměrný průtočný profil [m <sup>2</sup> ]	28,2	–
Návratnost stopovače [%]	82	0

Tab. 1: Parametry a výsledky stopovacích zkoušek (analyzováno programem Qtracer2): PUN – Amatérská j.–Punkevní j., ŠOL – Šolímova mísa–Podzemní vývěr Punkvy.

Tab. 1: Parameters and results of tracer tests on the Punkva River (calculated by means of Qtracer2).

Podle pozorování je však jasné, že proudění vody v jezeře není rovnoměrné a že voda proudí přednostně částí objemu jezera a při velkém ředění tak zůstává zbarvení stopovačem.

#### Závěr

Zkoušky provedené na podzemní Punkvě v oblasti Amatérské jeskyně a Punkevních jeskyních zpřesnily v okolí Macochy informace o značném objemu zatopených krasových kanálů ve velkých sifonových partiích. Souvislost Šolimovy mísy s aktivním tokem podzemní Punkvy v Amatérské jeskyni nebyla prokázána, ovšem potvrdila

se značná doba zdržení vod v kanálech a jezerech mimo aktivní tok Punkvy.

#### Poděkování

Děkujeme Ivanu Balákovi a Antonínu Tůmovi ze Správy CHKO Moravský kras, Hynku Pavelkovi a pracovníkům Správy Punkevních jeskyní za pomoc a umožnění provedení stopovacích zkoušek. Za další spolupráci děkujeme Tomáši Kuchovskému, Jiřímu Vaňkovi a skupinám České speleologické společnosti ZO 6-25 Pustý žleb, 6-19 Plánivý a 6-16 Tartaros.

#### Literatura

- Balák, I. (1993): Zpráva o barvení Suchdolského ponoru. – Speleofórum 1993, 12, 61–62. Brno.
- Field, M. (2002): The Qtracer2 program for Tracer Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifers and Other hydrologic Systems. – U.S. Environmental protection agency hypertext multimedia publication in the Internet at <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recorddisplay.cfm?deid=54930>.
- Knížek, M. (2006): Charakter proudění vody a krasových kanálů na základě kvantitativních stopovacích zkoušek. – 1–89, MS, diplomová práce, PřF MU. Brno.
- Knížek, M. – Vojtěchovská, A. – Bruthans, J. – Vysoká, H. (2006): Nové stopovací zkoušky v Moravském krasu I: jeskynní systém Rudické propadání – Býčí skála. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 13, 122–126. Brno.
- Kožnárek, Z. (1985): Příklad použití radionuklidů v povodí Punkvy v roce 1978. – Region. Sbor. okresu Blansko, 1985, 98–100. Blansko.
- Mokrý, T. – Sirotek, J. (2002): Nové objevy na podzemní Punkvě. – Speleofórum 2002, 21, 30–32. Praha.
- Motyčka, Z. – Polák, P. – Sirotek, J. – Vít, J. (Eds.) (2000): Amatérská jeskyně. – 1–232, Česká speleologická společnost. Praha.
- Musil, R. (Ed.) (1993): Moravský kras – labyrinty poznání. – 1–336, GEOprogram. Adamov.
- Píše, J. – Vlček, V. – Vodička, J. (1968): Některé výsledky hydrologických výzkumů v Moravském krasu. – Čs. kras, 19, 41–58. Praha.
- Ryšavý, P. (1962): Výsledky barvicích experimentů v severní části Moravského krasu. – Kras v Českoslov., 1–2/1962, 1–2. Brno.
- Zajíček, P. (Ed.) (2000): Punkevní jeskyně. – 1–2, AOPK ČR – Správa jeskyní Moravského krasu, propagační materiál. Blansko.
- Zeman, O. (1999): Hydrogeologie jižní a východní části Českého krasu. – 1–123, MS, diplomová práce, PřF UK. Praha.
- Zeman, O. – Bruthans, J. (2002): Příspěvek k hydrologii Amatérské jeskyně a k otázce vzniku labyrintů jeskyní. – Speleofórum 2002, 21, 28–30. Praha.

## ZHODNOCENÍ VLIVU VYBRANÝCH FAKTORŮ NA VÝŠI TRANSMISIVITY HORNIN KRISTALINIKA V JV. ČÁSTI ČESKOMORAVSKÉ VYSOČINY

The impact of exclude factors on the transmissivity values of crystalline units of the Českomoravská vysočina

**Eva Kryštofová**

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, e-mail: kryst@cgu.cz

(23-23 Jihlava, 23-24 Polná, 23-32 Kamenice nad Lipou, 23-34 Jindřichův Hradec, 23-41 Třešť, 23-42 Telč, 23-44 Moravské Budějovice, 24-13 Bystřice nad Pernštejnem, 24-31 Velké Meziříčí, 24-33 Moravský Krumlov, 24-34 Ivančice, 33-12 Nová Bystřice, 33-21 Slavonice, 33-22 Vranov nad Dyjí, 33-24 Hnanice)

*Key words:* Českomoravská vysočina highland, crystalline units, statistical analysis, hydraulic parametres

### Abstract

*During detailed hydrogeological evaluation of crystalline units of the Českomoravská vysočina highland, the statistical analysis was used to compare variability of transmissivity in various geological units and to define its dependence on the morfological position of the hydrogeological objects. As obvious from results, the various geological units and rock types do not prove any significant difference in their prevailing transmissivity, whereas the diferrent geomorfological position does.*

### Úvod

Při detailním hydrogeologickém hodnocení jv. části Českomoravské vysočiny v povodích 4-14 povodí Dyje a 4-16 povodí Jihlavy byly mimo jiné hodnoceny filtrační parametry horninových komplexů, především podle charakteristik transmissivity, případně propustnosti. Velikost a relace hodnot hydraulických parametrů určují hydrogeologickou funkci hornin a ovlivňují vodohospodářský význam jednotlivých horninových komplexů.

### Metodika

Transmisivita hydrogeologického prostředí v zájmovém území byla hodnocena na základě jednotného zpracování archivních dat a hodnoty srovnávacích hydrogeologických parametrů byly počítány z použitelných výsledků čerpacích zkoušek provedených na 432 vrtech a 300 studních. Hlavním podkladem pro vyjádření výše transmissivity bylo zpracování indexu transmissivity  $Y = \log(q \cdot 106)$  (Jetel – Krásný 1968), kde  $q$  je specifická vydatnost ( $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ). Při takovémto způsobu zpracování dat se převážná většina výsledných hodnot pohybuje v jednom řádu a umožňuje velmi dobré srovnání, zatímco při použití exaktních parametrů dochází k značným řádovým rozdílům, které jsou v plošném měřítku často nesrovnatelné.

Hodnoty získané z hydrogeologických vrtů charakterizují ve většině případů horniny krystalinika v dosahu zvětrávacích procesů, hodnoty z kopaných studní reprezentují navíc také transmissivitu kvartérního pokryvu. Ve všech případech třídění podle určitých kritérií byly zvlášť vymezeny soubory vrtů a kopaných studní, neboť vzhledem ke svým různým hloubkám charakterizují hydraulické parametry jiného hloubkového úseku vertikálního profilu – kopané studny většinou zvětralin, zatímco vrty hlubší rozpukané zóny.

Pro posouzení vlivu regionálně geologické příslušnosti a petrografické charakteristiky hornin na výši hodnot indexu transmissivity  $Y$  a specifické vydatnosti  $q$  byly dostupné údaje rozděleny do několika výběrových souborů.

Vybrané soubory s dostatečným množstvím dat byly dále rozděleny podle lokalizace hydrogeologických objektů. Následně byl ověřován vliv pozice v oblasti drenáže nebo infiltrace na rozdílnosti v hodnotách hydraulických parametrů hornin stejné regionálně geologické příslušnosti a podobného petrografického zařazení.

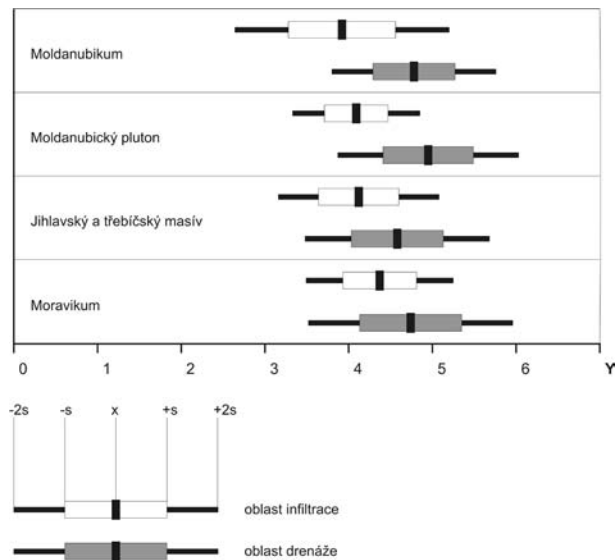
### Výsledky statistické analýzy

Jednotlivé typy krystalinických hornin nevykazovaly při statistickém hodnocení významné rozdíly ve výši hodnot hydraulických parametrů, uvedených v tabulce 1 a 2. Výrazně vyšší transmisivita byla prokázána pouze ve dvou hydrogeologických vrtech, které zastihly vložky krystalických vápenců j. od Jemnice a dále pak v souboru kopaných studní v migmatitech moldanubika a v granitoidních horninách moldanubického plutonu. Tyto obecně mírně zvýšené hodnoty transmissivity v kopaných studnách však mohou být způsobeny přítoky z kvartérních sedimentů, které jsou při čerpacích pokusech na kopaných studnách zkoušeny spolu s podložními horninami.

Výrazněji než vliv rozdílné litologie se uplatňuje geomorfologická a tím do jisté míry i hydrogeologická pozice hodnocených objektů v oblasti drenáže nebo infiltrace zhodnocená v tabulce 3 a 4. Údolní transmisivita v oblastech drenáže je řádově vyšší než transmisivita ověřená na svazích a zejména ve vrcholových partiích v oblasti infiltrace a má rozhodující význam při oceňování vydatnosti jímacích objektů a využitelného množství podzemní vody. Tato skutečnost souvisí podle Krásného

(1984) s obvyklou tektonickou predispozicí a akumulacemi kvartérních sedimentů v údolích. Rozdíly mezi svahovou a údolní transmisivitou vzrůstají se zvyšujícím se sklonem svahů a s rostoucím časem od poslední dotace kolektoru v přípoверхové zóně (srážky, tání sněhu).

Míra zjištěných rozdílů transmisivity v hydrogeologických vrtech je znázorněna diagramem na obr. 1., který porovnává pravděpodobné intervaly výskytu 68% a 95% hodnot transmisivity posuzovaných souborů kolem aritmetického průměru.



Obr. 1: Pravděpodobné intervaly výskytu hodnot transmisivity.  
Fig. 1: Probability subrange of the transmissivity values.  
x – aritmetický průměr, s – směrodatná odchylka

**Závěr**

Uvedené výsledky dobře korespondují se závěry Michlíčka (1982), který se zabýval detailní statistickou analýzou hodnot transmisivity ve v. části Českomoravské vysočiny. Vyplývá z nich, že průměrné hodnoty i ostatní statistické charakteristiky indexu transmisivity u jednotlivých výběrových souborů z hydrogeologických vrtů a kopaných studní v krystalinických horninách nevykazují významné rozdíly v závislosti na regionálně geologické příslušnosti ani na petrografické charakteristice hornin.

Rozdíly v transmisivitě hornin mezi oblastmi infiltrace a drenáže jsou vesměs statistickým jevem, který neznámá, že každý vrt situovaný do oblasti drenáže vykáže vyšší transmisivitu než všechny vrty v oblasti infiltrace. Na základě zpracovaných údajů lze ovšem odhadnout pravděpodobnost výskytu určité hodnoty transmisivity za příslušných podmínek, což má praktický význam při rozhodování o situování hydrogeologických vrtů. Je zřejmé, že podstatně nadějnější jsou hydrogeologické objekty situované v deluviofluviálních uloženiích vodních toků, ve dnech depresí a erozních zářezech, než objekty situované ve svazích údolí, na vrcholech a plošinách.

**Literatura**

Jetel, J. – Krásný, J (1968): Approximative aquifer characteristic in regional hydrogeological study. – Věst. Ústř. Úst. geol., 43, 6, 459 – 461. Praha.  
 Krásný, J. (1984): Vliv hydrogeologické pozice hornin na jejich propustnost. – Geol. Průzk.12, 342–345. Praha.  
 Michlíček, E. (1982): Statistická analýza transmisivity hornin východní části Českomoravské vrchoviny. – Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., 16, 91–121. Praha.

Geologická jednotka horninový typ	n	index transmisivity Y					specifická vydatnost q (l.s <sup>-1</sup> .m <sup>-1</sup> )				
		min	max	x	$\bar{x}$	s	min	max	x	$\bar{x}$	s
<b>Moldanubikum</b>	297	2,36	5,90	<b>4,59</b>	4,65	0,68	0,0002	0,800	<b>0,111</b>	0,046	0,176
ruly	231	2,36	5,90	<b>4,53</b>	4,60	0,66	0,0002	0,800	<b>0,090</b>	0,042	0,142
granulity	18	3,48	5,35	<b>4,23</b>	4,14	0,52	0,003	0,225	<b>0,042</b>	0,017	0,057
migmatity	41	3,15	5,75	<b>4,45</b>	4,42	0,62	0,001	0,570	<b>0,075</b>	0,026	0,118
kvarcity	7	4,11	5,34	<b>4,66</b>	4,55	0,38	0,013	0,220	<b>0,068</b>	0,069	0,035
krystalické vápence	2	5,38	5,46	<b>5,42</b>			0,260	0,330	<b>0,295</b>		
<b>Moldanubický pluton</b>											
granitoidy	32	3,35	6,04	<b>4,62</b>	4,60	0,64	0,002	1,110	<b>0,136</b>	0,040	0,253
<b>Jihlavský a třebečský masív</b>											
syenity	47	3,11	5,65	<b>4,43</b>	4,38	0,58	0,001	0,450	<b>0,059</b>	0,024	0,083
<b>Moravikum</b>											
ruly	44	3,43	6,22	<b>4,64</b>	4,54	0,60	0,003	1,670	<b>0,136</b>	0,031	0,283
<b>Dyjský masív</b>											
granitoidy	12	3,47	5,56	<b>4,49</b>	4,62	0,75	0,003	0,360	<b>0,100</b>	0,042	0,120

Tab. 1: Základní statistické charakteristiky indexu transmisivity a specifické vydatnosti hornin v hydrogeologických vrtech v závislosti na regionálně geologické příslušnosti.

Tab. 1: Comparison of values of transmissivity index and specific capacity in various geological units and rock types (boreholes).



Geologická jednotka horninový typ	index transmisivity Y						specifická vydatnost q (l.s <sup>-1</sup> .m <sup>-1</sup> )				
	n	min	max	x	⌊	s	min	max	x	⌊	s
<b>Moldanubikum</b>	150	3,58	6,09	<b>4,95</b>	4,95	0,52	0,004	1,240	<b>0,188</b>	0,091	0,242
ruly	111	3,58	6,03	<b>4,86</b>	4,88	0,51	0,004	1,080	<b>0,155</b>	0,077	0,208
granulity	3	4,27	5,34	<b>4,75</b>			0,019	0,220	<b>0,094</b>		
migmatity	37	3,99	6,09	<b>5,14</b>	5,11	0,48	0,010	1,240	<b>0,265</b>	0,130	0,292
<b>Moldanubický pluton</b>											
granitoidy	86	4,13	6,07	<b>5,20</b>	5,28	0,49	0,014	1,180	<b>0,280</b>	0,189	0,286
<b>Jihlavský a třebečský masiv</b>											
syenity	33	3,56	5,84	<b>4,95</b>	5,00	0,59	0,004	0,710	<b>0,180</b>	0,110	0,186
<b>Moravikum</b>											
ruly	31	3,25	5,91	<b>4,79</b>	4,79	0,50	0,002	0,900	<b>0,163</b>	0,070	0,214

Tab. 2: Základní statistické charakteristiky indexu transmisivity a specifické vydatnosti hornin v kopaných studnách v závislosti na regionálně geologické příslušnosti.

Tab. 2: Comparison of values of transmissivity index and specific capacity in various geological units and rock types (wells).

n – počet hodnot souboru, min – minimální hodnota, max – maximální hodnota, x – průměr, ⌊ – medián, s – směrodatná odchylka

Geologická jednotka hydrogeologická pozice	index transmisivity Y						specifická vydatnost q (l.s <sup>-1</sup> .m <sup>-1</sup> )				
	n	min	max	x	⌊	s	min	max	x	⌊	s
<b>Moldanubikum (ruly)</b>											
infiltrace	66	2,36	5,25	<b>3,92</b>	4,06	0,64	0,0002	0,247	<b>0,025</b>	0,012	0,040
drenáž	164	3,36	5,90	<b>4,77</b>	4,78	0,49	0,002	0,800	<b>0,116</b>	0,063	0,159
<b>Moldanubický pluton</b>											
infiltrace	5	3,35	4,80	<b>4,09</b>	4,02	0,38	0,002	0,090	<b>0,020</b>	0,011	0,023
drenáž	20	4,11	6,04	<b>4,94</b>	4,84	0,54	0,013	1,110	<b>0,206</b>	0,070	0,298
<b>Jihlavský a třebečský masiv</b>											
infiltrace	15	3,11	4,99	<b>4,11</b>	4,06	0,48	0,001	0,087	<b>0,022</b>	0,011	0,025
drenáž	32	3,35	5,65	<b>4,57</b>	4,57	0,55	0,002	0,450	<b>0,076</b>	0,037	0,094
<b>Moravikum (ruly)</b>											
infiltrace	12	3,43	4,98	<b>4,37</b>	4,48	0,44	0,003	0,097	<b>0,035</b>	0,030	0,027
drenáž	33	3,70	6,22	<b>4,74</b>	4,62	0,61	0,005	1,670	<b>0,173</b>	0,037	0,322

Tab. 3: Základní statistické charakteristiky indexu transmisivity a specifické vydatnosti hornin v hydrogeologických vrtech v závislosti na hydrogeologické pozici.

Tab. 3: Comparison of values of transmissivity index and specific capacity in various hydrogeological areas (boreholes).

Geologická jednotka hydrogeologická pozice	index transmisivity Y						specifická vydatnost q (l.s <sup>-1</sup> .m <sup>-1</sup> )				
	n	min	max	x	⌊	s	min	max	x	⌊	s
<b>Moldanubikum (ruly)</b>											
infiltrace	45	3,58	5,00	<b>4,51</b>	0,49	0,37	0,004	0,410	<b>0,059</b>	0,031	0,074
drenáž	115	4,04	6,09	<b>5,12</b>	5,11	0,47	0,010	1,240	<b>0,238</b>	0,130	0,265
<b>Moldanubický pluton</b>											
infiltrace	27	4,13	5,64	<b>4,89</b>	4,88	0,49	0,014	0,440	<b>0,136</b>	0,076	0,131
drenáž	59	4,52	6,07	<b>5,35</b>	5,32	0,42	0,020	1,180	<b>0,346</b>	0,210	0,314
<b>Jihlavský a třebečský masiv</b>											
infiltrace	8	3,56	8,80	<b>4,27</b>	4,38	0,40	0,004	0,063	<b>0,027</b>	0,024	0,021
drenáž	25	4,47	5,84	<b>5,22</b>	5,28	0,42	0,029	0,710	<b>0,246</b>	0,189	0,193
<b>Moravikum (ruly)</b>											
infiltrace	6	3,25	4,85	<b>4,16</b>	4,12	0,54	0,002	0,070	<b>0,028</b>	0,017	0,026
drenáž	25	4,30	5,91	<b>4,95</b>	4,85	0,34	0,020	0,900	<b>0,195</b>	0,110	0,226

Tab. 4: Základní statistické charakteristiky indexu transmisivity a specifické vydatnosti hornin v kopaných studnách v závislosti na hydrogeologické pozici.

Tab. 4: Comparison of values of transmissivity index and specific capacity in various hydrogeological areas (wells).

## MODEL LÁTKOVÉ BILANCE TĚŽKÝCH KOVŮ A RADIOGENNÍCH ELEMENTŮ V OBLASTI MALÝCH POVODÍ KOLEM VODNÍ NÁDRŽE VÍR (BÍLÝ POTOK, FRYŠÁVKA)

Model of Mass Balance of Heavy Metals and Radiogenic Elements in the Area of Small River Basins around the Vír Reservoir (Bílý potok, Fryšávka)

Pavel Müller<sup>1</sup>, Jaromír Hanák<sup>1</sup>, Ivan Kašparec<sup>2</sup>, Hana Müllerová<sup>1</sup>, David Buriánek<sup>1</sup>, Pavel Hanzl<sup>1</sup>, Miloš Abraham<sup>3</sup>, Bohumil Veleba<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Česká geologická služba, pobočka Brno, Leitnerova 22, 602 00 Brno; e-mail: muller@cgu.cz

<sup>2</sup> GEORADIS s.r.o., Vídeňská 256/142, 619 00 Brno; e-mail: kasparec@exploranium.cz

<sup>3</sup> GEOMIN družstvo, Znojemská 78, 586 56 Jihlava; e-mail: abraham@geomin.cz

(14-33, 14-34, 21-11, 21-12, 24-13, 24-14)

*Key words: small river basins, heavy metals, radioactive elements, geochemical exogenous processes, rock alteration, erosion and transport, redistribution of minerals and elements, mass balance models.*

### Abstract

The article aims to present the preliminary results of a geochemical survey of rocks in the source areas of Bílý potok and Fryšávka streams. These streams flow through geological units of varied structure and composition (Cretaceous, Svratka Crystalline Complex, Polička Crystalline Complex, Moldanubicum). Over 80 samples which had been collected from the profiles of 13 dug holes in the two source areas were subjected to analyses of heavy metals and radiogenic elements, to silicate analyses and others. Within the scope of the pilot interpretations, the results of the analyses of chosen elements were compared with those from the other localities and also the trends of content-changes with depth were observed. The ultimate goal is to design a model capable of describing the changes in the rock environment occurring during the exogenous processes (including the formation of the soil horizon) and during the gradual material transport towards the watercourses.

### Úvod

V mnoha zahraničních i domácích publikacích jsou popsány na teoretické úrovni soustavy reakcí, ke kterým může docházet při interakcích horninového prostředí a vody (White 1998, Brantley, Chen 1995 a další). Obvykle se za základ bere průměrné složení běžných granitoidních hornin a exogenní chemické a fyzikálně chemické pochody jsou charakterizovány systémem rovnic. Jejich platnost však nemusí být univerzální. Lze předpokládat, že se v mnohem větší míře na složení podzemních i povrchových vod může projevit specifická povaha horninového prostředí konkrétních snosových oblastí.

V návaznosti na výsledky řešení projektu VaV/630/4/02 „Výzkum sedimentů nádrží, přehrad a jezer - hodnocení rizik a návrhy opatření“ (Müller et al. 2005) se ukazuje nezbytné mnohem širěji pochopit a popsat procesy interakcí horninového prostředí a vody v celém průběhu geneze fluvialních sedimentů. Proto se této problematice v současné době v rámci projektu GAČR 205/06/1431 „Model látkové bilance těžkých kovů a radiogenních elementů v oblasti malých povodí kolem vodní nádrže Vír“ věnujeme podrobněji.

Pro vybranou oblast části povodí Svratky zkoumáme látkovou bilanci prvků (kovové prvky, radiogenní elementy) od exogenně relativně „neovlivněných“ hornin, přes zónu zvětrání a transport rozvolněných hornin ve vodním prostředí až po jejich depozici v nádržkách a vodotečích. Konkrétně jde o oblast tvořenou dílčími povodími Fry-

šávky, Bílého potoka, Bystřičky, Nedvědičky a Hodonínky protékajících geologickými jednotkami s pestrou a proměnlivou stavbou (moravikum, poličské krystalinikum, moldanubikum) a četnými projevy rudní mineralizace.

Cílem je vytvořit model regionální proměnlivosti geochemických parametrů horninového prostředí a určit charakter a význam rozhodujících exogenních pochodů a jejich dopad na kontaminaci horninového prostředí. Na pracích se vedle specialistů ČGS podílejí zejména specialisté z Geominu družstvo Jihlava (analýzy šlichů, geochemické interpretace) a firmy GEORADIS s.r.o. Brno (analýzy radioaktivních prvků, interpretace). Tento příspěvek uvádí některá vybraná zjištění plynoucí z analýz vzorků odebraných v dílčích povodích Bílého potoka a Fryšávky a jejich úvodní předběžné interpretace.

### Metodika

Podstata řešení grantového projektu spočívá v hledání a definování činitelů, které se podílejí na geochemickém složení svahovin a fluvialních sedimentů, a to zejména s ohledem na obsahy toxických prvků, včetně radiogenních elementů. Základem řešení jsou odběry vzorků v terénu pomocí kopaných sond (půdy, zeminy, zvětralé i nezvětralé horniny), odběry řečištních sedimentů, analýzy šlichů, petrografické analýzy, chemické analýzy anorganického i organického obsahu hornin. Dále využíváme spektrometrii gama (terénní i laboratorní) a měření magnetické suscepti-

bility. Komplexní interpretace získaných dat musí být opřena o specializovanou literární rešerši této problematiky. I když byly odebrány, petrograficky určeny (makropopisy a výbrusová petrografie) a analyzovány vzorky z profilů kopaných sond ve vrcholových částech snosových oblastí všech pěti dílčích povodí, jde stále pouze o pilotní fázi řešení projektu a prezentaci pouze dvou z pěti sledovaných povodí.

Bílý potok protéká převážně poličským krystalinikem (vulkano-sedimentární komplex metamorfovaný v amfibolito-vé facii). Hlavním horninovým typem jsou muskovit-biotitické až biotitické ruly. Podél kontaktu se svrateckým krystalinikem vystupují v rulách tělesa amfibolitů a společně s nimi i tělesa mramorů. Do rul intrudovaly variské tonality a granodiority. Snosová oblast Bílého potoka zahrnuje i horniny České křídové pánve (spodní až střední turon, slínovce, prachovce, pískovce, opuky). V povodí Fryšávky se rovněž vyskytuje pestrá škála horninových typů vázaných na struktury Moldanubika a Svrateckého krystalinika. Převládají zde migmatity až ortoruly s tělesy hrubě zrnitých metagranitů. Dále se zde vyskytují vložky svorů, pararul, skarnů a erlanů. Kopané sondy byly situovány do míst s předpokládaným a později potvrzeným výskytem metagranitů, serpentinitů, migmatitů, amfibolitů a rul.

### Dílčí výsledky

V povodí Bílého potoka bylo ze 7 kopaných sond odebráno na komplex analýz celkem 48 vzorků. Vzorky z nehlubší části sond lze pokládat s určitou aproximací za relativně málo zvětralé podloží. To bylo tvořeno perlovou rulou v sondách 1/1 (6 vzorků) a 1/3 (6 vzorků), metatonalitem v sondě 1/2 (6 vzorků), dvojslídnu rulou v sondě 1/9 (8 vzorků), dále granodioritem v sondě 1/4 (6 vzorků), opukou v sondě 1/7 (7 vzorků) a pískovcem v sondě 1/8 (8 vzorků).

V povodí Fryšávky bylo na 6 lokalitách odebráno 34 vzorků. V sondě 2/1 (4 vzorky) byl v půdním podloží petrograficky určen serpentinit, v sondě 2/2 (11 vzorků) šlo o migmatit s vložkami amfibolitu, v sondě 2/4 (3 vzorky) o dvojslídny migmatit, v sondě 2/5 (6 vzorků) o svorovou rulu, v sondě 2/6 (6 vzorků) o dvojslídny metagranit a v sondě 2/8 (4 vzorky) o skarn.

Petrografické určení jsme zajistili na brněnské pobožce ČGS (D. Buriánek). Analýzy prvků (Ba, Ga, Rb, Sr, V, Zr, Y, La, Ce, Nd, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Au, Be, Co, Cs, Sc, Hf, Nb, Sn, Ta, Th, U, W, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cd, Sb, Bi, Ag, Tl, Se, C, S) a silikátové analýzy byly provedeny v laboratořích ACME ve Vancouveru v Kanadě.

Data byla hodnocena jednak pomocí základních statistických metod, zkoumali jsme i změny složení v závislosti na hloubce. Některé z vybraných zajímavých příkladů závislosti a trendů ukazují pro sondy 1/1, 1/2, 1/3, 1/7 (povodí Bílého potoka), 2/1, 2/2, 2/5 a 2/6 (povodí Fryšávky) obrázky 1 až 16 na tabulích I a II. Shrnutí v následující kapitole však opíráme i o další data z chemických analýz.

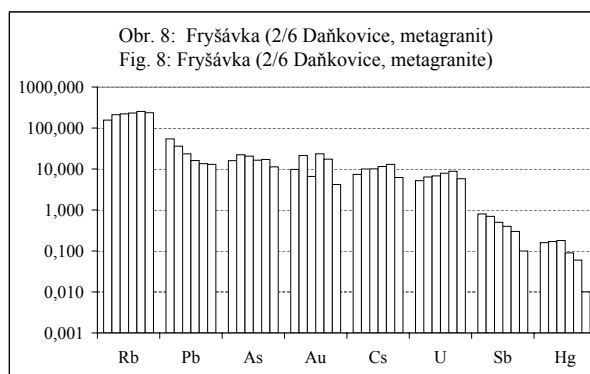
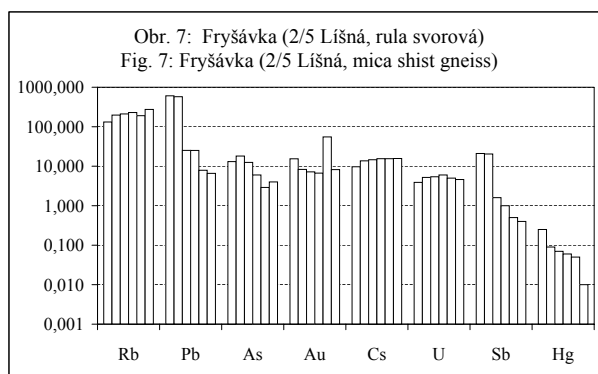
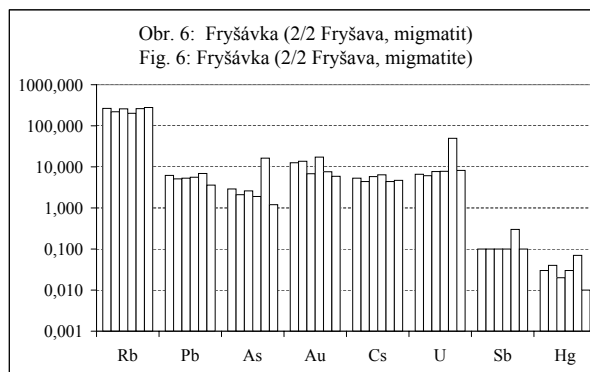
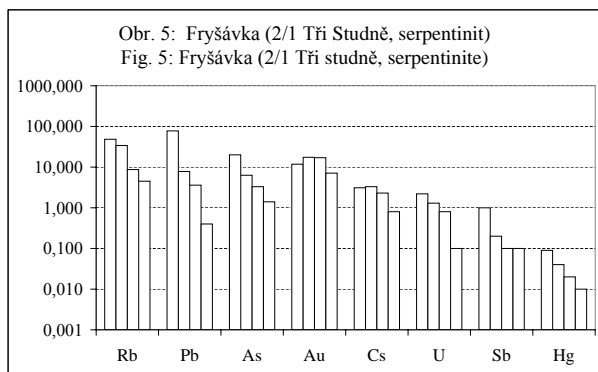
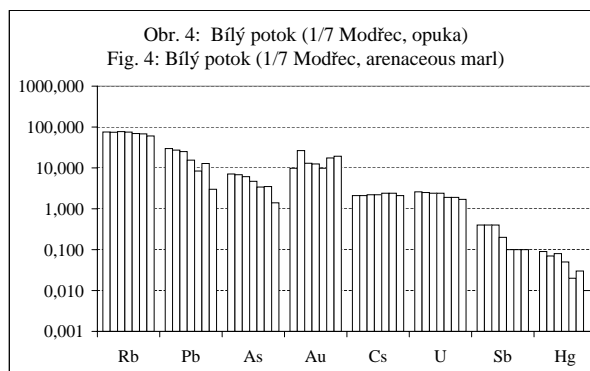
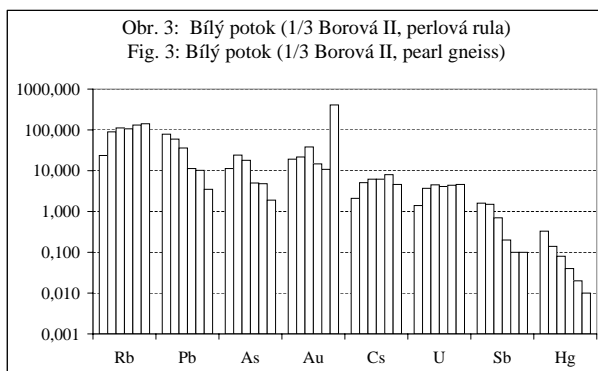
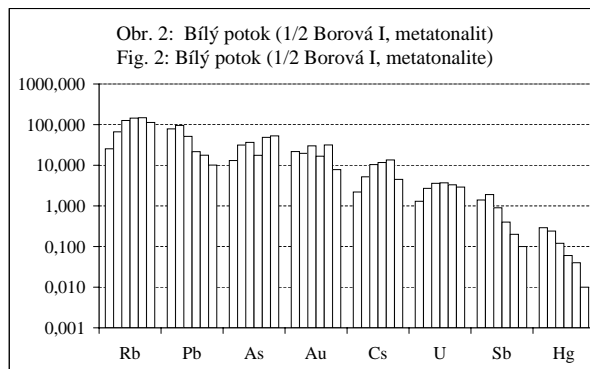
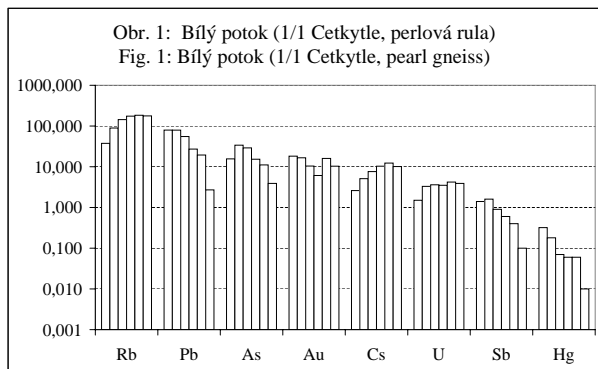
### Literatura

- Brantley, S. L. – Chen, Y. (1995): Chemical weathering rates of pyroxenes and amphiboles. – In: Chemical weathering rates of Silicate Minerals, Reviews in Mineralogy 31, 119-172. Washington, Min. Soc. Amer.
- Müller, P. (2005): Závěrečná zpráva za projekt VaV/630/4/02 Výzkum sedimentů přehrad, nádrží a jezer - zhodnocení rizik a návrhy opatření. – MS MŽP, ČGS.
- White, W. M. (1998): Geochemistry. – Cornell University. Ithaka, New York. USA.

### Závěrečné shrnutí

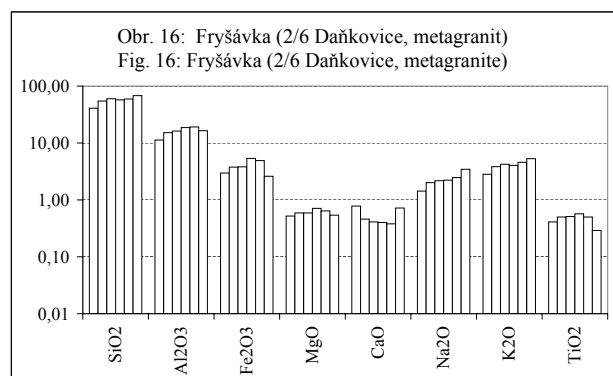
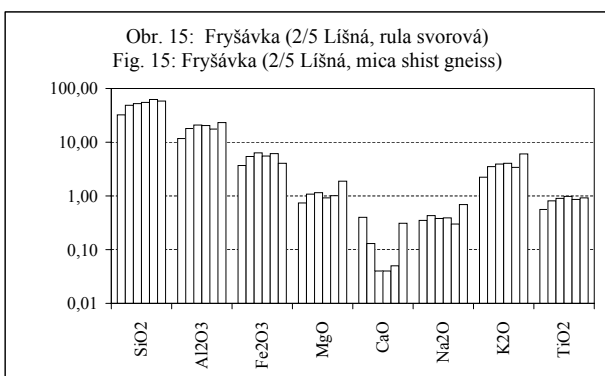
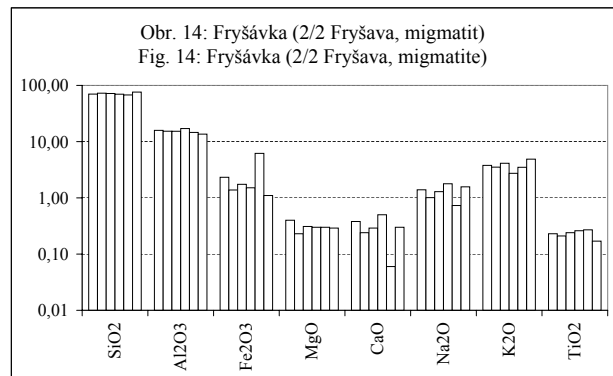
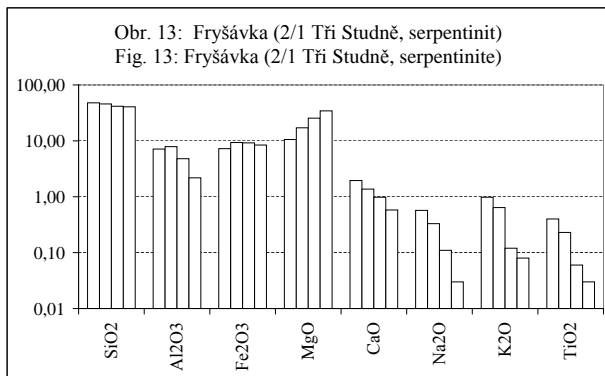
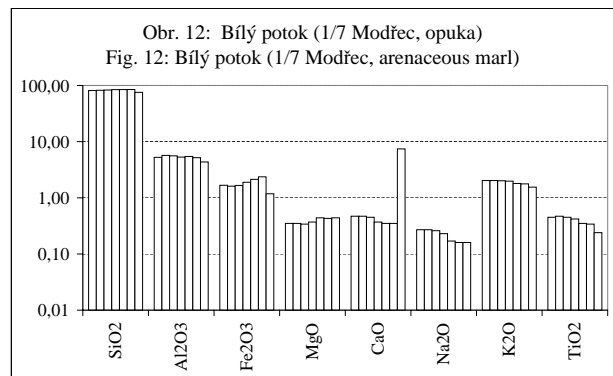
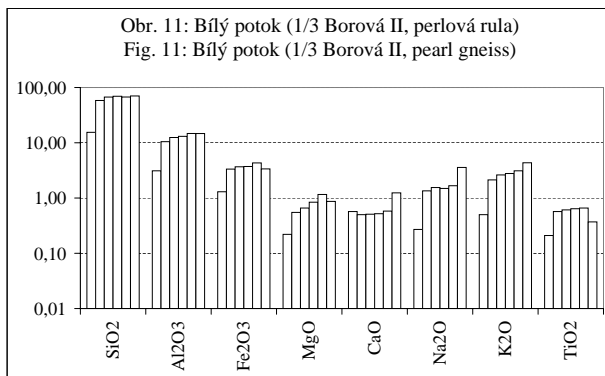
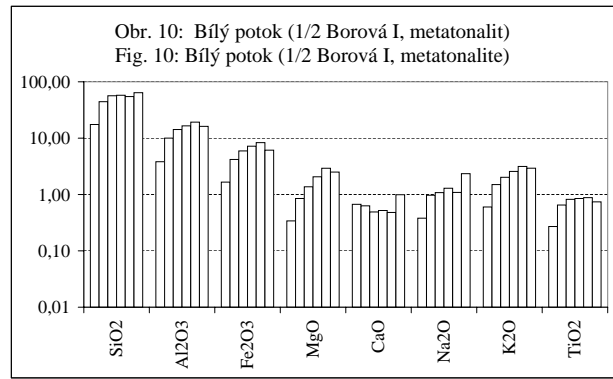
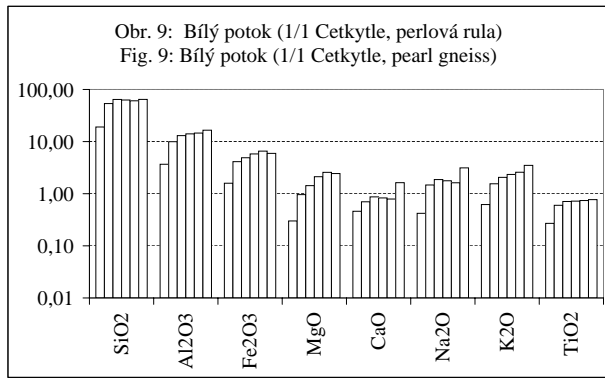
Vzhledem k počáteční fázi výzkumů není možné bez dalších doplňujících dat a informací provést komplexní interpretace. Přesto lze již dnes uvést některé zajímavé následující skutečnosti, jež dokládají oprávněnost řešení podobných výzkumných námětů:

- Obsahy Hg generelně s hloubkou klesají, podobný trend většinou vykazují také Sb, Pb a As. Domníváme se, že rozhodujícím činitelem navýšení koncentrací mohou být prашné imise těchto elementů z ovzduší.
- Obsahy Rb s hloubkou většinou narůstají, podstatnou výjimkou z daného trendu je sonda 2/1 (Tři Studně, povodí Fryšávky). Zde směrem do podloží (serpentinit) významně klesají podíly prakticky všech prvků sledovaných na obrázcích 1 až 8.
- Směrem do podloží obvykle narůstá podíl  $\text{SiO}_2$  a také  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Zda je tato skutečnost způsobena zejména úbytkem poměrného zastoupení bioty s hloubkou (parametry TOC a TOS), však bude třeba teprve prokázat.
- S hloubkou většinou narůstá i koncentrace Mg (MgO). Absolutně nejvyšší hodnoty byly zjištěny v profilu sondy 2/1 (nadloží serpentinitu z lokality Tři Studně). Zde byly ve všech odebraných vzorcích zjištěny velmi vysoké koncentrace Ni (i přes 2000 ppm).
- Rovněž obsahy Cs směrem do podloží spíše narůstají. Na části lokalit (sondy 1/3 Borová, 5/4 Divišov a hlavně 3/1 Vojtěchov) byly zjištěny i zvýšené koncentrace antropogenního počernobylského reliktu – izotopu  $^{137}\text{Cs}$ , které významně přispívají k navýšení radioaktivního pozadí (i přes  $30\text{ kBq}\cdot\text{m}^{-2}$ ).
- Obsahy Ba jsou v nadloží rul i tonalitu významně vyšší (i přes 800 ppm) než v křídových sedimentech. V případě rul z okolí Borové (sondy 1/1, 1/2, 1/3) lze vysledovat směrem do podloží k méně navětralým horninám nárůst koncentrací Ba.
- Obsahy Sr (a zčásti i Rb) kolísají, jsou však v horninách v nadloží krystalinika většinou vyšší (kolem 150 ppm) než v křídových sedimentech (kolem 60 ppm). Pro oblast Borové platí pro oba prvky podobný, i když méně výrazný trend nárůstu koncentrací, jako pro Ba.
- Horniny z profilu sond 1/7 a 1/8 ze snosové oblasti Bílého potoka náležející geologicky k okraji České křídové tabule obsahují obvykle méně V. Ani zde, ani v ostatních profilech sond nelze vysledovat významnější trendy změn závislé na hloubce.
- Zr jsou nejbohatší nejsvrchnější partie profilu sondy 1/7 z lokality Modřec v nadloží křídových opuk (i přes 400 ppm). Obsahy směrem do hloubky významně klesají (až na ca 200 ppm). Tyto vzorky podle očekávání obsahují nejvíce  $\text{SiO}_2$ .
- Významně kolísají i koncentrace Cu a Pb, přičemž v rulách a jejich zvětralinách jsou přibližně 2× vyšší než v křídové opuce a jejím nadloží. Totéž platí pro Zn a ještě významněji pro Ni.
- Vysvětlení uvedených pozorování a mnoha dalších skutečností bude předmětem dalších etap řešení projektu GAČR s označením 205/06/1431.



Tabule I: Analýzy vzorků odebraných z jednotlivých sond (směrem od povrchu, obsahy v ppm).

Table I: Analyses of samples collected from the selected sounds (with increasing depth, contents in ppm).



Tabule II: Analýzy vzorků odebraných z jednotlivých sond (směrem od povrchu, obsahy v %).

Table II: Analyses of samples collected from the selected sounds (with increasing depth, contents in %).

## GRAVITAČNÍ ROZPAD HŘBETU ČERTOVA MLÝNA (MORAVSKOSLEZSKÉ BESKYDY)

Gravitational disintegration of the Čertův Mlýn Mt.  
(Moravskoslezské Beskydy Mts.)

Tomáš Pánek, Petr Tábořík, Jan Hradecký

Katedra fyzické geografie a geoekologie, PřF Ostravské univerzity, Chittussiho 10, Ostrava 710 00; e-mail: tomas.panek@osu.cz

(25-23 Rožnov pod Radhoštěm)

*Key words:* Silesian Unit, Moravskoslezské Beskydy Mts., deep-seated landslides, electrical resistivity tomography, Holocene

### Abstract

*Silesian Unit represents a geological structure which is highly affected by deep-seated gravitational slope deformations on many places. One of famous examples of spreading of a mountain ridge is located on the elevation of Čertův Mlýn Mt. in the highest part of the Moravskoslezské Beskydy Mts. Besides typical displays of double ridges, crevice-type caves, counter-scarp slopes and shallow landslides there are huge tectono-gravitational block deformations. Some manifestations of gravitational spreading were dated to the period of quite young Holocene (Subboreal-Subatlantic). Geophysical measurement revealed that gravitational deformations prograde to the depth even in areas without observable topographic manifestations.*

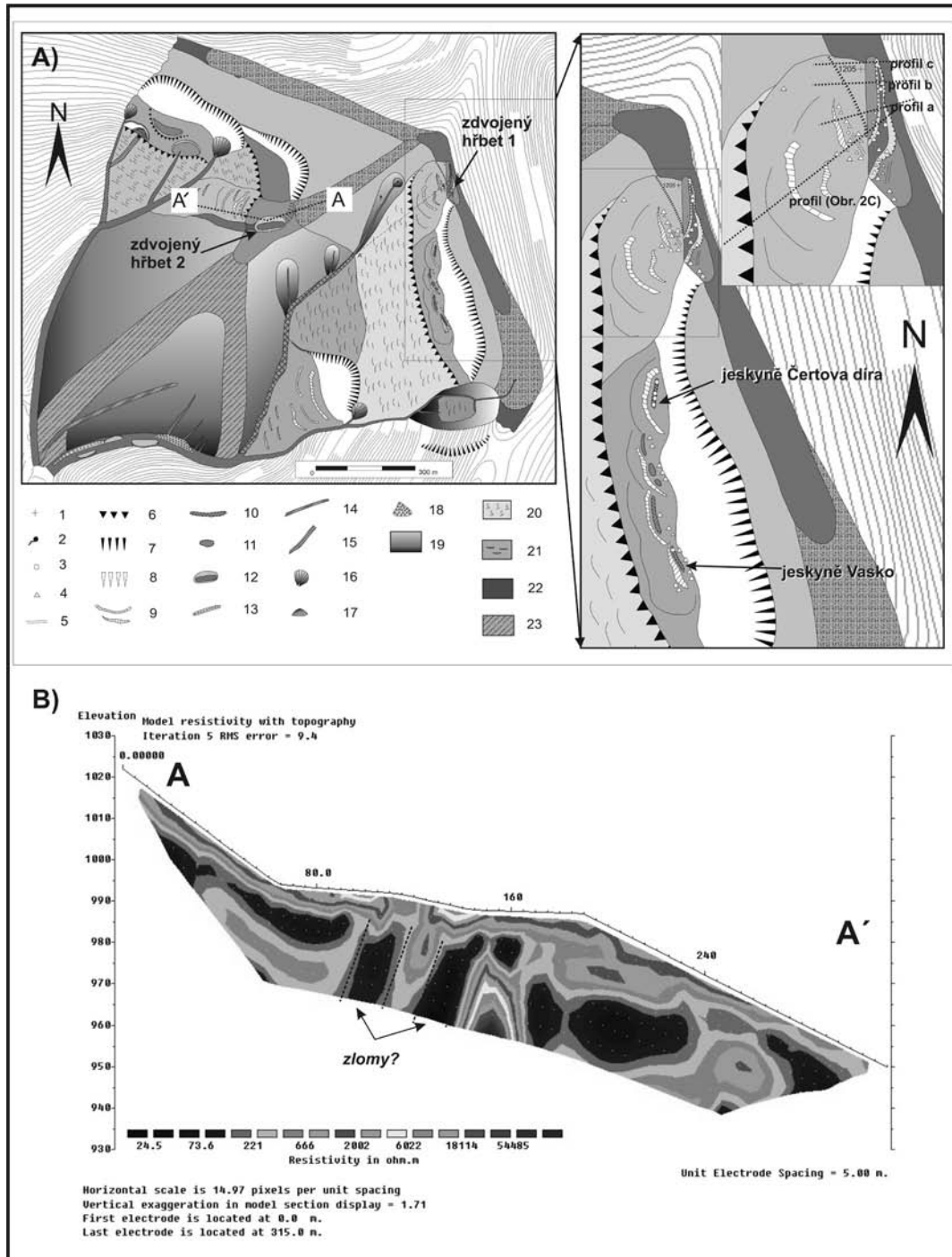
### Úvod

Gravitační rozpad hřbetů je specifickým fenoménem a často hlavním reliéfovým faktorem vývoje horských oblastí flyšových Karpat. Nejrozsáhlejší hluboké svahové deformace postihují zejména vysoko položené elevace Moravskoslezských a Slezských Beskyd (Radhošť, Čertův Mlýn, Kněhyně, Smrk, Lysá hora, Velká Čantoryje atd.). V tomto území vede vývoj svahových deformací ke vzniku specifických svahových forem, které postihují kontinuálně plochy mnohdy větší než 2 km<sup>2</sup> (v některých případech i více než 10 km<sup>2</sup>). Geologická struktura pohoří je velmi příhodná pro vývoj celé řady svahových deformací, z nichž jsou prvním sukcesním stádiem zpravidla různé formy hlubokého rozpadu horských hřbetů. Přestože je fenomén hlubokých sesuvů v oblasti znám zhruba od 60. let 20. století (Novosad 1966), podrobnější informace o mechanismu a chronologii svahových deformací prakticky chybějí. Prezentovaná lokalita Čertův Mlýn (1205 m) se nachází v nejvyšší části Radhošťského hřbetu budovaného dílčím godulským příkrovem tvořeným rigidním jádrem mocného godulského souvrství s nekompetentním jílovcovým flyšem v podloží. Je jednou z 15 lokalit gravitačního rozpadu hřbetů v oblasti slezské jednotky, které jsou v současnosti komplexně zpracovávány na Katedře fyzické geografie a geoekologie PřF Ostravské univerzity v Ostravě. Cílem studie je poukázat na vývoj specifických forem rozpadu hřbetů, které se v podobné formě nachází na území Moravskoslezských Beskyd pouze ojediněle a v méně typických projevech.

### Metody

Oblast hřbetu a přilehlých svahů Čertova Mlýna byly geomorfologicky zmapovány v měřítku 1:5 000. Pozornost

byla věnována zejména formám gravitačního rozpadu, jakými jsou otevřené tahové trhliny, terénní stupně, proti sklonu svahu ukloněné části terénu, vstupy do puklinových jeskyní či balvanové akumulace (obr. 1a). Území se vyznačuje nepřehledným zalesněným terénem, kde je podrobné geomorfologické mapování pouze pomocí topografického podkladu a vrstevnic prakticky nemožné. Při terénním mapování bylo využito přístrojů GPS v kombinaci s barometrickým výškoměrem. Strukturní predispozice území byla studována na několika desítkách odkryvů, kde byly standardními postupy měřeny a následně kvantitativně zpracovány údaje o zlomech, puklinách a vrstevnatosti. Tato měření byla aplikována v jednotlivých částech sesuvného území i mimo deformovanou oblast. Měření puklin a zlomů získaná z odkryvů mimo území hluboké svahové deformace slouží zejména pro verifikaci celkové tektonické stavby území a k zjištění hlavních směrů poruch predisponujících sesuvné území. Měření na jednotlivých blocích sesuvného tělesa pomohlo při identifikaci hlavních mechanismů gravitačních pohybů. Na vybraných segmentech sesuvného území bylo aplikováno geoelektrické měření (celkem 5 profilů) metodou odporové tomografie (dále ERT) s cílem ověření či upřesnění průběhu nespojitostí vzniklých v důsledku tektonických či gravitačních procesů. Výsledky ERT metody při Wenner-Schlumbergrovu uspořádání elektrod byly analyzovány jak přímo, tak v následně podobě inverzního modelu v prostředí programu RES2DINV. Jeden z výrazných terénních příkopů vzniklých v důsledku gravitačních procesů byl sedimentologicky analyzován (realizováno 7 vrtů o hloubce až 2–6 m) a organické sedimenty byly datovány pomocí konvenčního radiokarbonového datování (Kyjevská radiokarbonová laboratoř, Ukrajina) s následnou kalibrací výsledků pomocí software Oxcal 3.9.



Obr. 1: Geomorfologická mapa sesuvného území Čertův Mlýn a výsledky geoelektrického profilování napříč částí tektonicky podmíněného svahu. A – Geomorfologická mapa s výřezy morfoloicky významných partií (1 – kóty, 2 – prameny, 3 – jeskynní vstupy, 4 – skalní výchozy, 5 – menší tahové trhliny, 6 – hrany terénních stupňů, 7 – odlučné oblasti sesuvů (výrazné), 8 – odlučné oblasti sesuvů (předpokládané), 9 – stupně oddělující gravitačně deformované bloky, 10 – větší tahové trhliny a příkopy na svazích, 11 – mísovitě deprese na svazích (pseudozávrtky), 12 – zdvojený hřbet s výplní organických sedimentů, 13 – skalní výchozy v korytech toků, 14 – antropogenně podmíněná erozní rýha, 15 – blokovobahenní proud, 16 – pramenné mísy, 17 – osypy, 18 – náplavové kužely, 19 – svah postižený mělkým ploužením, 20 – sesuvná území, 21 – výrazné sesuvné bloky, 22 – hlavní rozvodní hřbety, 23 – svahové hřbety. B – Geoelektrický (ERT) profil napříč tektonicko-gravitačně pokleslým blokem (zdvojený hřbet 2, profil A-A' v části 1a).  
 Fig. 1: Geomorphological map of slope deformation area Čertův Mlýn Mt. and results of geoelectric sounding in cross-sectional direction of a tectonically conditioned slope. A – geomorphological map with detailed views of morphologically significant localities (1 – important elevation points, 2 – springs, 3 – cave entries, 4 – rock outcrops, 5 – little tension cracks, 6 – terrain steps, 7 – scarps (significant), 8 – scarps (expectant), 9 – steps delimitating gravitationally rotated blocks, 10 – larger tension cracks and trenches, 11 – sink hole-like depressions, 12 – double ridge infilled with organic sediments, 13 – channel outcrops, 14 – anthropogenic erosion line, 15 – debris flow, 16 – spring swamps, 17 – debris cones, 18 – alluvial fans, 19 – slope affected by shallow creep, 20 – slope deformation area, 21 – large landslide blocks, 22 – watershed ridges, 23 – slope ridges. B – electrode resistivity tomography (ERT) cross profile of tectonically and gravitationally subsided blocks (double ridge 2, profile line A-A' – for the location see 1a).

**Morfologie, struktura a mechanismus pohybů**

Hřbet Čertova Mlýna (1205 m) byl spolu se sousedním vrcholem Kněhyně (1257 m) již dříve v základních rysech geologicko-geomorfologicky analyzován Kirchnerem a Krejčím (1999). Autoři přinesli důkazy o silné vazbě rozpadu hřbetu Čertova Mlýna na zlomové systémy směru S-J, Z-V a SV-JZ. Naše měření a kvantitativní zpracování puklin a zlomů v masivu Čertova Mlýna a v jeho nejbližším okolí tyto disjunktivní poruchy potvrzují, jako významný směr se však jeví i SSV-JJZ (Obr. 2). Rozhodujícím zlomem v území je poklesová struktura směru SSV-JJZ (viz. Menčík a Tyráček 1985), která sleduje západní omezení hřbetu a pravděpodobně způsobila 150–200 m výškovou diferenciaci horské skupiny Čertův Mlýn – Kněhyně od západně ležícího hřbetu Tanečnice-Pustevny-Radhošť. Všechny významnější tahové trhliny a odlučné stěny sesuvů v nejbližším okolí vrcholu Čertova Mlýna korespondují se směrem této poruchy.

Ústředním projevem gravitačního rozpadu hřbetu je zdvojení hlavního rozvodí v důsledku vývoje tahové trhliny (zdvojený hřbet 1). Hloubka vrcholového příkopu je 2–5 m a na jeho dně je několik vstupů do menších rozsedlinových jeskyní (Wagner et al. 1990). Napříč zdvojeným hřbetem byly umístěny 3 geoelektrické profily, které ukazují, že minimální hloubka porušení je 30 m. U všech profilů je evidentní zóna velmi vysokých odporů (>3 000  $\Omega$ m), která vertikálně zapadá do podloží přímo pod vrcholovým příkopem. Jeden z profilů byl situován mimo příkop v jeho severním prodloužení v okolí vrcholové kóty Čertova Mlýna. Zóna zvýšených odporů začíná i zde cca 10 m pod povrchem a indikuje progradaci trhliny severním směrem. V jižní části se vrcholový příkop nůžkovitě rozevírá, což spolu se změnou orientace puklinových systémů naznačuje dextrální rotaci bloku situovaného západně od příkopu. Při svém jižním ukončení přechází zdvojení hřbetu plynule v odlučnou stěnu mohutného sesuvu, který zaujímá prakticky celý západní svah Čertova Mlýna.

V širším okolí příkopu vystupuje řada skalních výchozů na gravitačně posunutých blocích. Tyto bloky mají tendenci klouzat podél vrstevních ploch po povrchu svahu a indikují dvě úrovně svahových pohybů. V mělké zóně dochází k odlučování a odsedání lavic godulského pískovce a k jejich mělkým pohybům (často vedou ke vzniku nehlubokých skalních translačních sesuvů), zatímco v hlubších částech podloží dochází k bočnímu rozvolňování hřbetu (lateral spreading) a vzniku hlubokých skalních sesuvů. V důsledku komplikované „několikapatrové“ stavby svahové deformace vzniklo na západním svahu několik depresí se vstupy do rozsedlinových jeskyní, z nichž nejrozsáhlejší jsou Vasko (délka 30,5 m, hloubka 11 m) a vertikální jeskyně Čertova díra (hloubka 30 m) (Wagner et al. 1990).

Komplikované tektonicko-gravitační deformace vznikly cca 500 m západně od hlavní vrcholové kóty v nadmořské výšce cca 1 000 m. Ze svahu zde vybíhá drobná rozsocha (350×150 m), která vznikla pravděpodobně gravitačním poklesem části hřbetu podél zlomu směru SSV-JJZ (obr. 3). Nad blokem je dobře patrná strmá odlučná oblast, samotný blok je pak gravitačně deformován tahovou trhlinou směru Z-V (zdvojený hřbet 2). Délka

trhliny je cca 100 m, a má ploché dno o šířce 10–20 m. V okolí bloku bylo provedeno odporové měření ve dvou transektech. Podélný profil byl veden v délce 355 m směrem z odlučné oblasti a podél linie hřbetu, druhý v délce 155 m napříč trhlinou porušující hřbet. Podélný profil nepřinesl zcela jednoznačnou identifikaci podložních struktur. Vyznačuje se extrémním rozkolísáním hodnot elektrického odporu (cca 25–50 000  $\Omega$ m). Směrem do podloží lze v profilu rozeznat několik úzkých zón o velmi malých odporech (<50  $\Omega$ m), které mohou indikovat přítomnost zvodnělé zóny hlavní zlomové poruchy oddělující drobně rytmický flyš svrchních vrstev godulských od hrubě rytmického středního oddílu godulského souvrství (obr. 1b). Příčný ERT profil zdvojeným hřbetem 2 ukazuje více než 30 m hluboké porušení bloku v důsledku bočního rozpadu doprovázeného rotačním pohybem.

**Interpretace výsledků datování sedimentů gravitačně zdvojeného hřbetu**

V důsledku bočního rozpadu hřbetu 2 v dolní části sesuvného území vznikla cca 50 m dlouhá a 10–20 m široká deprese, která byla po svém vzniku vyplněna až cca 3,6 m mocnou akumulací organických sedimentů (celková hloubka příkopu je tak asi 20 m) (obr. 3). Z tohoto hlediska se jedná v území Moravskoslezských Beskyd o zcela ojedinělou formu, protože organické sedimenty nebyly u žádného podobného zdvojeného hřbetu v tomto území zjištěny. V linii deprese bylo situováno celkem 7 vrtů, 10 radiokarbonových datování a v současné době je pro nejhlubší z profilů zpracováván kompletní palynologický rozbor. Sedimentární výplň deprese má poměrně jednoduchou stavbu. Horní vrstvu tvoří až 3,6 m mocný, velmi kompaktní humolit bez sedimentárních hiátů a proložek klastických minerogenních sedimentů. Organické sedimenty přechází ostře v materiál tvořený pískovcovými klasty v šedé jílovité matrix. Tato zvětralina přechází v centrální části deprese v hloubce 6 m ve skalní podloží. Údaj byl verifikován i ERT měřením (obr. 3). V nejhlubším místě byla datována báze organických sedimentů na  $3410 \pm 120$   $^{14}\text{C}$  BP (pozdní subboreál). Významnou komponentou organických sedimentů je dřevní hmota, která se vyskytuje zejména v západní části deprese v hloubce 2–3 m. Jelikož se jedná o bezodtokou depresi, lze předpokládat, že její vznik v důsledku gravitačního rozpadu hřbetu proběhl těsně před uložením báze organických sedimentů.

**Diskuze a závěr**

Projevy hlubokých svahových deformací, které postihují hřbet a západní svah Čertova Mlýna, vykazují těsnou vazbu na průběh zlomových poruch. Podobné příklady v poslední době přinesl z polské části Karpat Margielewski (2006a). Výzkumy dalších hlubokých svahových deformací v prostoru godulského příkrovu slezské jednotky (např. v areálu hřbetů Smrku, Lysé hory, Travného, Slavíče či Ropice) naznačují, že zlomy směru SZ-JV až SV-JZ jsou spolu s vrstevnatostí hlavními zónami odlučování skalních bloků z podloží. Ve shodě se zjištěními Margielewskeho (2003, 2006) lze předpokládat v zájmovém území dvě etapy vývoje hlubokého sesuvu. V první fázi dochází



k rozšiřování diskontinuit ve skalním masivu. Tato fáze pravděpodobně probíhá na hlavním hřbetu Čertova Mlýna do současnosti, což bylo doloženo progradací gravitační poruchy pod povrchem i v místech, kde neexistují pro tyto projevy morfologické důkazy. Druhá fáze je spojená s relativně rychlým uvolněním napětí a vznikem translačních či rotačních sesuvů. Studovaná lokalita má velmi příhodné podmínky pro tyto procesy. Kromě zmíněného systému tektonických poruch je důležitá i litologická stavba hřbetu, kdy mírně ukloněný (místy subhorizontální) komplex mocného godulského souvrství spočívá na převážně plastických jílovcových souvrstvích. Několik metrů mocné vrstvy godulských pískovců mají tendenci k odsedání a translačním pohybům. Přestože západní svahy Čertova Mlýna byly v minulosti postiženy mohutným sesuvem, velká část horní partie svahů a hřbetu je stále ještě v iniciální fázi vývoje, kterému dominuje boční rozvolňování (lateral spreading), případně odsedání bloků (toppling). Specifickou, pravděpodobně tektonicko-gravitační formou je velký blok postižený bočním rozpadem, jenž je situován cca 200 výškových metrů pod vrcholovou kótou. Jedná se

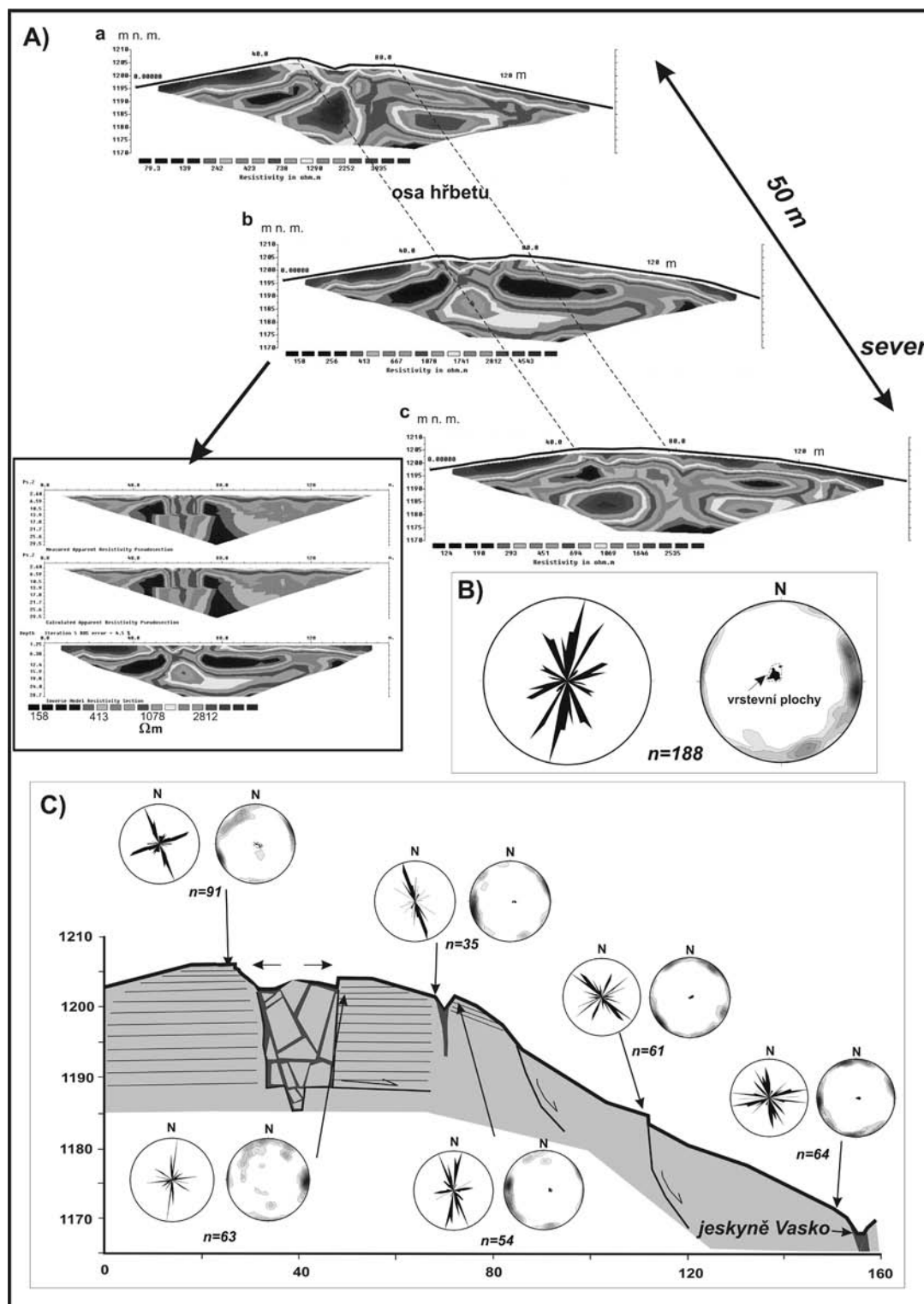
o jeden z největších gravitačních bloků, který byl zjištěn při výzkumu svahových deformací v Moravskoslezských Beskydech. Analýza sedimentů uložených po vzniku této deformace ukazuje na relativně mladý (pozdní subboreál) vznik hluboké tahové trhliny, která zmíněný blok protíná. Přesto, že gravitační příkopy jsou ve flyšových Karpatech relativně častými formami, jen málokdy jsou vyplněny datovatelnými organickými sedimenty. Charakter sedimentace v našem případě ukazuje na pomalou nepřerušovanou akumulaci organických sedimentů v zamokřeném prostředí. V poslední době publikoval Margielewski (2006 b) několik podobných příkladů z polské části flyšových Karpat. Některé z těchto příkladů vykazují relativně malé stáří (atlantik-subboreál-subatlantik), podobně jako námi studovaná forma.

#### **Poděkování**

*Příspěvek vznikl v rámci řešení projektu Grantové agentury Akademie věd ČR č. KJB 301870501 „Kvartérní geochronologie svahových deformací v kulminační části Západních Beskyd: absolutní a relativní datování forem georeliéfu“*

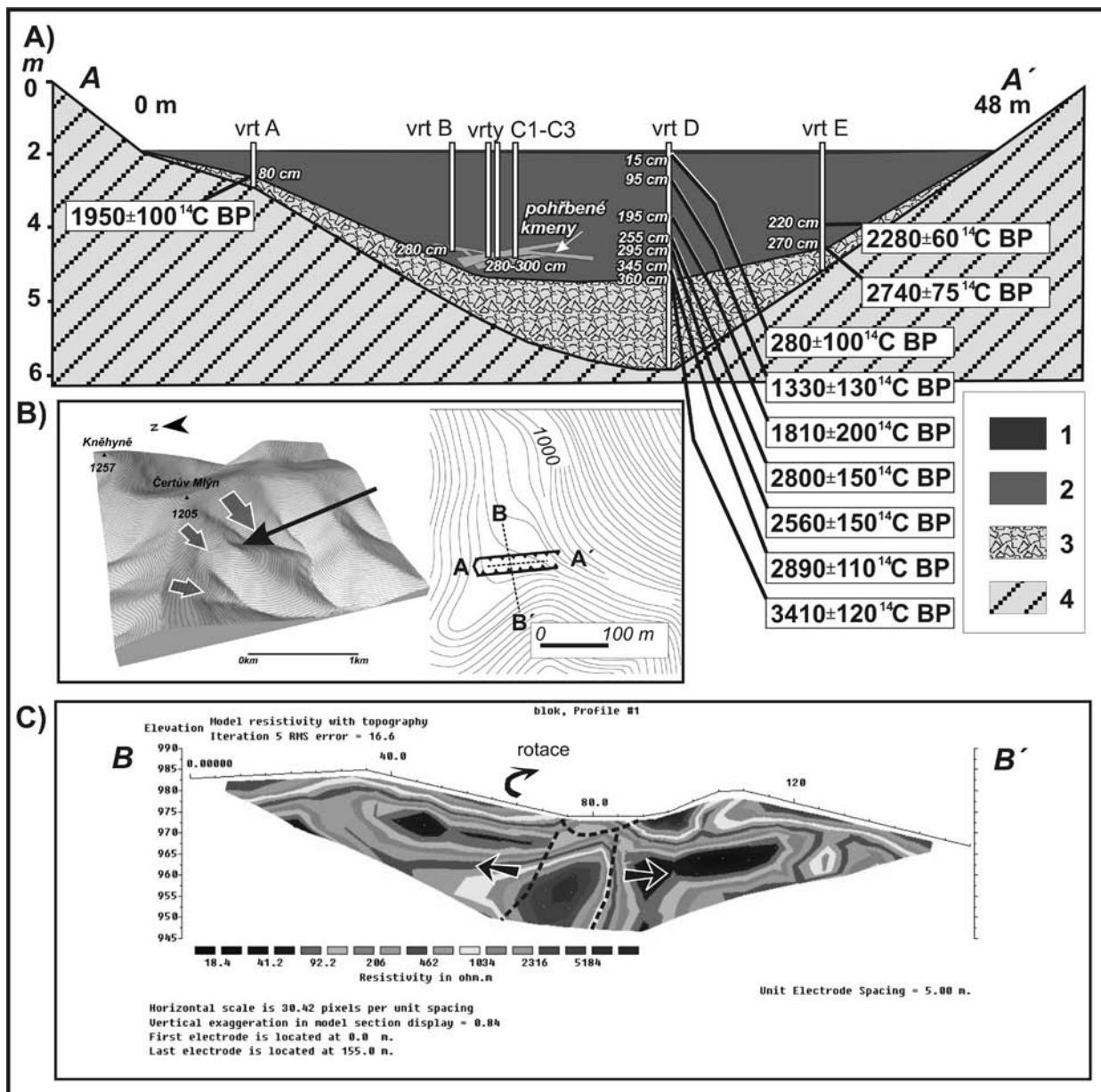
#### **Literatura**

- Kirchner, K – Krejčí, O. (1999): Základní geologické a geomorfologické rysy NPR Kněhyně–Čertův Mlýn. – Zpravodaj Beskydy, 12, 15–22.
- Novosad, S. (1966): Porušení svahů v godulských vrstvách Moravskoslezských Beskyd. – Sborník geologických věd, 5, 71–86.
- Menčík, E. – Tyráček, J. (1985): Přehledná geologická mapa Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny, v měř 1 : 100 000. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Margielewski, W. – Urban, J. (2003): Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. – Geomorphology, 54, 325–338.
- Margielewski, W. (2006 a): Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. – Geomorphology, 77, 47–68.
- Margielewski, W. (2006 b): Records of the Late Glacial–Holocene palaeoenvironmental changes in the landslide forms and deposits of the Beskid makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outer Carpathians). – Folia Quaternaria, 149 str. Kraków.
- Wagner, J. – Demek, J. – Stránil, Z. (1990): Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí. – Knihovna České speleologické společnosti, 130 str. Praha.



Obr. 2: Interpretace výsledků odporové tomografie (ERT) a strukturního měření v oblasti zdvojeného hřbetu Čertova Mlýna (zdvojený hřbet 1). A – Výsledky měření (inverzní odporový model) ve třech profílech napříč hlavním zdvojeným hřbetem (u profilu b vložena originálně naměřená data spolu s inverzním modelem), B – růžicový diagram a konturový diagram pólů zlomů a puklin měřených v těsné blízkosti sesuvného území (koryta potoků Bystrá a Kněhyně), C – interpretovaný (částečně schematizovaný) profil hřbetní části Čertova Mlýna spolu s výsledky strukturního měření (růžicové diagramy a póly puklin a zlomů v jednotlivých částech sesuvného území).

Fig. 2: Interpretation of the results of ERT and measurement of structural features in the locality of the double ridge of Čertův Mlýn Mt. (double ridge 1). A – ERT results (inverse model) presented in three cross section profiles of the double ridge (originally measured data and inverse profile are added in profile b), B – rose diagram and projection of faults and joints on the lower hemisphere measured in the vicinity of the landslide area (channels of Bystrá Brook and Kněhyně Brook), C – interpreted (scheme picture) profile of a ridge part of Čertův Mlýn Mt. and results of structural measurements (rose diagrams and projection of faults and joints on the lower hemisphere in particular parts of the landslide area).



Obr. 3: Výsledky radiokarbonového datování a geoelektrického profilování (ERT) v lokalitě zdvojeného hřbetu 2. A – Vnitřní struktura a výsledky datování sedimentů vyplňujících gravitační příkop (Legenda: 1 – půda, 2 – organické sedimenty (rašelina, dřevní hmota, humolit), 3 – zvětralé godulské pískovce (částečně rovněž koluvální materiál), 4 – skalní podloží), B – Celková situace studovaného území, šipky ukazují polohu hlavních hlubokých sesuvů, C – příčný ERT profil zdvojeným hřbetem 2.

Fig. 3: Results of radiocarbon dating and electrode resistivity tomography in the locality of double ridge 2. A – character of sedimentary infilling of a double ridge depression and results of sediment dating (Legend: 1 – soil, 2 – organic sediments (peat, wood, soddy soil), 3 – weathered Godula sandstones (partly colluvial sediments), 4 – underlying rocks), B – general situation of the studied area – arrows show the position of main deep-seated landslides, C – cross-sectional ERT profile of double ridge 2.

# GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU V ROCE 2006

Geological research in Moravia and Silesia in the year 2006

## Editoři

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

**Kenozoikum:** 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, Doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**Meozoikum:** RNDr. Miroslav Bubík, CSc.

**Paleozoikum:** Doc. RNDr. Rostislav Melichar, Ph.D., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., Prof. RNDr. Rostislav Brzobohatý, CSc., Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc.

**Krystalinikum:** RNDr. Stanislav Houzar, Ph.D., Prof. RNDr. Bohuslav Fojt, CSc., Doc. RNDr. Jaromír Leichmann, Ph.D., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc.

**Aplikovaná geologie:** Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D., Doc. RNDr. Josef Zeman, CSc., RNDr. Theodor Staněk, Doc. RNDr. Jindřich Hladil, CSc., Mgr. Josef Havíř, Dr., Prof. RNDr. Antonín Přichystal, CSc., Mgr. David Buriánek, Ph.D.

Technická redakce: Konik – Mgr. Milan Geršl

Jazyková úprava: Jiřina Novotná

Zpracování pro tisk: Adobe InDesign CS2

VYDALA MASARYKOVA UNIVERZITA V ROCE 2007

Ročník: XIV.

Náklad: 180 výtisků

Vydání: první, 2007

Tisk : Exprint – kocián, spol. s r.o., Brno

55-987A-2007 02/58 11/Př

ISBN 978-80-210-4400-5

ISSN 1212-6209



