

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY

na Moravě a ve Slezsku

GEOLOGICAL RESEARCH

in Moravia and Silesia

v roce
in the year



VI. ročník

Český geologický ústav, pobočka Brno
Katedry geologických věd PřF Masarykovy univerzity

BRNO 1999



Úvodem

V roce 1999 vám předkládáme již VI. ročník pravidelného sborníku Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku. Poněvadž o informace v této publikaci je poměrně velký zájem nejen v českých zemích ale i v Rakousku, Polsku, Německu a dalších zemích, považujeme za nutné, aby od příštího ročníku měl každý příspěvek krátký anglický abstrakt v rozsahu kolem 500 znaků, to je zhruba 5 – 10 řádků. Zároveň je nutné popisky příloh doplnit o anglické překlady.

Jak letos poznala značná část autorů, redakce i recenzenti zvýšili nároky na odbornou i technickou úroveň příspěvků. V tomto trendu musíme pokračovat i v příštím roce. Proto, prosíme, pečlivě prostudujte příložené pokyny pro autory, které najdete na následující straně.

Věříme, že přispěvatele stejně jako redakci těší rostoucí citovanost Geologických výzkumů na Moravě a ve Slezsku v české geologické literatuře. Zavedení anglických abstraktů by mělo umožnit i zahraničním kolegům seznámit se s řešenými geologickými problémy na Moravě a ve Slezsku a tak zvýšit prestiž našeho sborníku.

Za redakci A. Přichystal a J. Otava

Pokyny pro autory příspěvků do VII. ročníku GVMS

Osnova příspěvku:

Název (česky, anglicky)

Autoři (Josef Novák, František Pospíšil)

Adresy (celá adresa včetně směrovacího čísla, event. e-mail) - používejte zkratky z tohoto ročníku

Mapa (24-13 Bystřice nad Perštejnem, 24-14 Boskovice)

Klíčová slova (max. 5 anglicky) - postupovat od reg. geologie (Silesicum ...)

Abstrakt (anglicky, 5-10 řádek, kolem 350 znaků)

Vlastní text

Popisy obrázků a tabulek (vč. legendy): **Pozor** je třeba doplnit popisky obrázků **anglicky**.

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

Citace literatury: viz tento sborník (užívejte zkratky časopisů dle norem "Pokyny pro autory geologických publikací '77" a dodatků z r. 1982, ÚUG Praha)

Technické pokyny:

Příspěvky odevzdejte na disketě 3.5. **Text** a případné **přílohy (obrázky, tabulky)** musí být uloženy jako **samostatné soubory**.

Textový soubor strukturovaný podle výše uvedené osnovy by měl být uložen jako prostý text (*.TXT nebo *.RTF). Přiložte vytištěný kompletní příspěvek včetně obrázků, tabulek, odstavců a speciálních typů písma (nutné vytisknout před uložením jako prostý text !)

Odevzdávaný text (včetně nadpisů) nijak neformátujte, nedělte slova, odstavce ukončete klávesou ENTER, první řádek odstavce neodsazujte, nadpisy nezvýrazňujte, nezarovnávejte zprava. Nezapomeňte na mezeru za interpunkčním znaménkem i v seznamu literatury. Speciální znaky barevně zvýrazněte v tištěném příspěvku.

Popisky k přílohám (vč. anglických) zařaďte za textovou část následovně: Obr. 1 -, Tab. 1 - (Fig. 1 - Tab. 1 -), text popisu s tečkou na konci. Do textu v žádném případě nekládejte obrázky, tabulky ani žádné jiné přílohy.

Přílohy:

Tabulky vytvořené v tabulkovém editoru (nejlépe EXCEL v. 7.0 a nižší) přiložte jako zvláštní soubor.

Tabulky zpracované v textových editorech (např. Word) nebudou akceptovány.

Pérovky musí být kontrastní a dobře čitelné, počítejte s jejich zmenšením. **Obrázky** digitálně zpracované předejte, prosím, ve formátu *.TIF (rozlišení 600 dpi), *.WMF, nebo jako samostatný soubor ve WORDu (do verze 7.0). Preferujte rastrovou výplň před stupněmi šedé. Fotografie se nepřijímají.

Při tvorbě obrázků mějte na paměti čitelnost při zmenšení do tiskového formátu. Preferovány jsou obrázky jednosloupcové (š. 80 mm), nebo dvousloupcové (š. 164 mm). Maximální výška obrázku je 225 mm.

Text legendy nevpisujte do obrázků - použijte pouze odkazová čísla ve tvaru: 1).

K příspěvku přiložte poznámku jakým programem byl zpracován.

REDAKCE SI VYHRAZUJE PRÁVO ODMÍTNOUT ŠPATNĚ PŘIPRAVENÝ PŘÍSPĚVEK.

Příspěvky pro další ročník GVMS posílejte

NEJPOZDĚJI DO **15. ÚNORA 2000**

PODLE UVEDENÝCH POKYNŮ NA TYTO ADRESY:

Redakce GVMS ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 BRNO, nebo

Prof. A. Přichystal Katedra geologie a paleontologie PřF MU Kotlářská 2, 611 37 BRNO

OBSAH

Contents

AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of authors

KVARTÉR

Quaternary

Michal Bíl, Zdeněk Máčka2
Využití spádových indexů řek jako indikátorů tektonických pohybů na zlomech <i>Stream gradient indices as indicators of fault tectonic activity</i>
Jaromír Demek, Jiří Kopecký5
Neotektonika a problém pleistocenního zalednění Králického Sněžníku <i>Neotectonics and the problem of Pleistocene glaciation of the Králický Sněžník Mts.</i>
Nela Doláková, Slavomír Nehyba7
Sedimentologické a palynologické zhodnocení sedimentů z Ochozské jeskyně <i>Sedimentological and palynological evaluation of the sediments from the Ochozská jeskyně cave</i>
Mojmír Hrádek11
Soliflukční (geliflukční) proudy na lokalitě přírodní památky "Dobrá studně" (Ochoz u Tišnova) <i>Gelifluction lobes at the protected natural monument Dobrá studně near Ochoz u Tišnova</i>
Mojmír Hrádek13
Oválné hrásťové morfostruktury ve svratecké klenbě moravika na Tišnovsku <i>Oval horst morphostructures in the Svatka Dome of the Moravicum in the Tišnov area</i>
Antonín Ivan, Karel Kirchner17
Morfostrukturní charakteristika Žďárských vrchů <i>Morphostructural features of the Žďárské vrchy Highland</i>
Karel Kirchner, Antonín Ivan19
Anastomózní říční systém v CHKO Litovelské Pomoraví <i>Anastomosing river system in the Landscape Protected Area Litovelské Pomoraví</i>
Karel Kirchner, Antonín Ivan, František Hubatka, Slavomír Nehyba21
Reliéf východního okraje Národního parku Podyjí <i>Landforms of the eastern margin of the Podyjí National Park</i>

Tomáš Kuchovský24
Tuřanská terasa v údolí mezi Stránskou skálou a Bílou horou <i>The Tuřany terrace in the valley between the Stránská skála and the Bílá hora Hills</i>

Rudolf Musil29
Akumulační a morfostratigrafické úrovně Řičky (Moravský kras) <i>Aggradational and morphostratigraphic levels of the Řička River (Moravian Karst)</i>

Pavla Petrová, Zdeněk Novák35
Nové poznatky o sedimentech kvartéru v oblasti Bzenec-Přivoz <i>New data on Quaternary sediments in the area Bzenec-Přivoz</i>

Luděk Seitl, Jaromír Karásek38
K problematice jeskynních výplní na Stránské skále <i>To problems of the cave deposits on the Stránská skála Hill</i>

TERCIÉR A MEZOZOIKUM

Tertiary and Mesozoic

Miroslav Bubík, Marta Bak, Przemyslaw Gedl, Lilian Švábenická42
Integrovaný mikrobiostratigrafický výzkum hranice křída/terciér na lokalitě Uzgruň v roce 1998 <i>Integrated microbiostratigraphical research of the Cretaceous/Tertiary boundary at the Uzgruň section in the year 1998</i>

Miroslav Bubík, Zdeněk Novák, Zdeněk Stráník47
Předběžné výsledky geologické dokumentace rýhy plynovodu Újezd u Brna - Otnice <i>Preliminary results of the geological documentation of the gas pipe-line trench between Újezd u Brna and Otnice</i>

Jiřina Čtyrská, Pavla Petrová, Jan Vít51
Revize a stratigrafické zařazení terciérních sedimentů v depresích severně od Brna <i>Revision and stratigraphic position of the Tertiary sediments in depressions north of Brno</i>

Mojmír Eliáš54
Sedimenty gravitačních toků v úpatím vývoji magurské skupiny v Chříbech (lukovské vrstvy soláňského souvrství) <i>Gravity mass flow deposits of the base-of-slope of the Magura Group in the Chříby Mts. (Lukov Member of the Solán Formation)</i>

Šárka Hladilová57	Jiří Otava, Helena Gilíková, Lubomír Maštera85
Předběžná zpráva o miocenních měkkýších z magdalenienských lokalit v Moravském krasu	Předběžná zpráva o mapování a petrografickém výzkumu na listu Odry 25-121
<i>Preliminary report on Miocene molluscs from the Magdalenian localities in the Moravian Karst</i>	<i>Preliminary report on the geological survey and petrological studies in the map-sheet of 25-121 Odry</i>
Oldřich Krejčí, Marie Adamová, Mir. Bubík, Bohuslav Fojt, Antonín Přichystal, Lilian Švábenická59	Marek Slobodník, Philippe Muchez, Willy Viaene, Libor Žák90
Geologická stavba slezské a podslézské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997	Geologický význam výskytu Pb-Zn mineralizace v devonských vápencích Moravského krasu
<i>Geological structure of the Silesian and Subsilesian Units in the Bečva riverbed after outcropping during extreme flood in the year 1997</i>	<i>Geological implication of occurrence of the Pb-Zn mineralization in Devonian limestones of the Moravian Karst</i>
Zdeněk Losos, Miroslav Bubík66	Jiří Synek93
Výskyt malachitu v pestrých jílovcích bělokarpatské jednotky u Radějova	Konodontová společenstva z devonských vápenců v okolí Vratíkova a Valchova
<i>Occurrence of malachite in variegated claystones of the Bílé Karpaty Unit</i>	<i>Conodont assemblages from Devonian limestones in the surroundings of Vratikov and Valchov</i>
Slavomír Nehyba, Milada Horáková68	Petr Špaček94
Předběžná zpráva o nálezu neogenních sedimentů v okolí Slatiny (okres Znojmo)	Výzkum kořeneckého slepence a studium deformace vápencových valounů v kulmských horninách Dražanské vrchoviny
<i>Preliminary report on occurrence of Neogene deposits in the surroundings of Slatina (district Znojmo)</i>	<i>The Kořenec Conglomerate and the analysis of deformation of limestone pebbles in Culmian rocks of the Dražany Upland</i>
Martin Netoušek, Rostislav Brzobohatý, Zdeněk Stránil70	Petr Špaček, Jiří Kalvoda, Rostislav Melichar97
K problematice karpátů před čelem ždánického příkrovu jihovýchodně od Brna	Zpráva o výzkumu vápenců při východním okraji boskovické brázdy
<i>Notes on the Karpatian in front of the Ždánice Nappe south-east from Brno</i>	<i>A report on research of limestones at the eastern border of the Boskovice Graben</i>
Pavla Petrová74	Jiří Zimák99
Korelace některých HV-vrtů na základě foraminifer v jižní části karpatské předhlubně	Hydrotermální mineralizace v lomu "Podhůra" u Lipníka nad Bečvou
<i>Correlation of HV-boreholes in the south part of the Carpathian Foredeep on the basis of foraminifers</i>	<i>Hydrothermal mineralization in the quarry "Podhůra" near Lipník nad Bečvou</i>

PALEOZOIKUM

Palaeozoic

Zdeněk Dolníček, Marek Slobodník78	Jiří Zimák, Václav Vávra100
Příspěvek ke genezi krystalovaných křemenů z Květnice u Tišnova	Rabdofán-(Ce) z křemenné žíly s klinochlorem z Mladecka (kulm Nížkého Jeseníku)
<i>Contribution to the genesis of drusy quartz from Květnice Hill near Tišnov</i>	<i>Rhabdophane-(Ce) in a quartz vein with clinocllore from Mladecko (Culm of the Nížký Jeseník Upland)</i>
Jindřich Hladil80	
Koncepce devonských ostrovních elevací a vývoj porozit v macošském souvrství	
<i>Philosophy of the Devonian insular elevations (DIE) and evolution of porosity in the Macocha Formation</i>	

KRYSTALINIKUM

Crystalline complex

- David Buriánek**.....104
Žíly alpské parageneze v amfibolitech poličského krystalinika
Alpine veins in amphibolites of the Polička Crystalline Unit
- David Buriánek, Rostislav Melichar**.....105
Mramory uzavřené v amfibolitech brněnského masívu u Želešic (jižní Morava)
Marbles enclosed in amphibolites of the Brno massif at Želešice (southern Moravia)
- Pavel Hanžl, Kristýna Buriánková**.....107
Výskyty krystalických vápenců v asociaci s amfibolity z jižní části zábřežského krystalinika
Occurrences of marbles in association with amphibolites in the south part of the Zábřeh Crystalline Unit
- Bohuslav Fojt, Miroslava Gregerová**.....109
Stručný petrografický popis hornin vrtu J-1 a J-2 v území plánovaného tunelu mezi Kouty nad Desnou a Bělou pod Pradědem
Short petrographic description of the rocks from boreholes J-1 and J-2 in the area of the planned tunnel between Kouty nad Desnou and Bělá pod Pradědem
- Stanislav Houzar**.....112
Charakteristika mramorů u Jemnice na jihozápadní Moravě
Characteristics of marbles near Jemnice in SW Moravia
- Aleš Mlynář, Rostislav Melichar**.....114
Tektonicky postižené durbachity v okolí Nového Města na Moravě
Tectonically strained durbachites from the vicinity of Nové Město na Moravě (Western Moravia)
- Pavel Novotný, Petr Dobeš**.....116
Žulová - Korálové jámy. Část II. Výzkum fluidních inkluzí
The Žulová - Korálové jámy locality. Part II. Research of fluid inclusions
- Antonín Přichystal**.....120
Kalium - argonové datování bazaltové žíly ze Želešic (brněnský masív)
K - Ar age determination of a basaltic dike from Želešice (Brno massif)
- Antonín Přichystal, Pavel Novotný**.....121
Geochemické studium metabazitů ze střední části sobotínského amfibolitového masívu (silezikum)
Geochemical study of metabasites from the central part of the Sobotín amphibolite massif (Silesicum)

Miloš René.....125
Petrografie a chemismus kvarcitů z okolí Petrova nad Desnou
Petrography and chemical composition of the quartzites from environs of Petrov nad Desnou

Václav Vávra, Bohuslav Fojt, Dušan Kopa.....128
Skarnoidová hornina z Obřích skal v Hrubém Jeseníku
Skarn-like rock from Obří skály Rocks in the Jeseníky Mts.

Jiří Zimák.....129
Serpentinity sobotínského amfibolitového masívu
Serpentinites of the Sobotín amphibolite massif

Jiří Zimák, Pavlína Šendová.....132
Nové poznatky o historickém rudním ložisku "U havířských jam" u Jemnice
New data on the historical ore deposit "U havířských jam" near Jemnice

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

Applied geology

- Jiří Faimon**.....136
Studium interakce hornina - voda: diskontinuální průtokový reaktor
Study of kinetics of the rock - water interaction: a discontinuous flow-through reactor
- Jiří Faimon**.....138
Interakce křemen - voda: interpretace tvaru kinetických křivek
Quartz - water interaction: interpretation of the shape of kinetic curves
- Jiří Faimon, Jindřich Štelcl, Jiří Zimák**.....141
Studium geochemických rovnováh v jeskynním systému Javoříčko
The study of geochemical equilibrium in the Javoříčko caves
- Zdeněk Gába**.....142
Geologické poznatky z povodně v červenci 1997 (jesenícká oblast)
Geological knowledge of the July flood in 1997 (the Jeseníky area)
- Jan Himmel**.....144
Variabilita intenzity krasovění vápenců v zóně vertikální cirkulace v Moravském krasu
Variability of intensity of limestone karstification in the zone of vertical circulation in the Moravian Karst

Vít Prudil149	Jindřich Štelcl, Jiří Zimák157
Fraktální vlastnosti geologických objektů <i>Fractal properties of geological objects</i>	Výsledky geologického, petrografického a geochemického výzkumu v prostoru speleoterapeutické léčebny Mladeč <i>Results of geological, petrographical and geochemical study in the speleotherapeutic sanatory at Mladeč</i>
Vít Prudil152	Jiří Zimák, Jindřich Štelcl162
Využití Lindenmayerových systémů k simulaci vývoje páskování hornin <i>The application of Lindenmayer systems for simulation of banded rocks development</i>	Výsledky detailního petrografického a gamaspektro- metrického výzkumu ve vybraných částech speleo- terapeutické léčebny na 2. patře ložiska Zlaté Hory-jih <i>Results of detailed petrographic and gamaspectrometric study in selected parts of the speleotherapeutic sanatory at the 2nd level of the deposit Zlaté Hory-South</i>
Zuzana Skácelová, Zdenka Sýkorová, Josef Havíř156	
Lokalizace slabých tektonických otřesů z okolí Jevíčka a Poličky v roce 1998 <i>Localisation of weak micro-earthquakes near Jevíčko and Polička in 1998</i>	

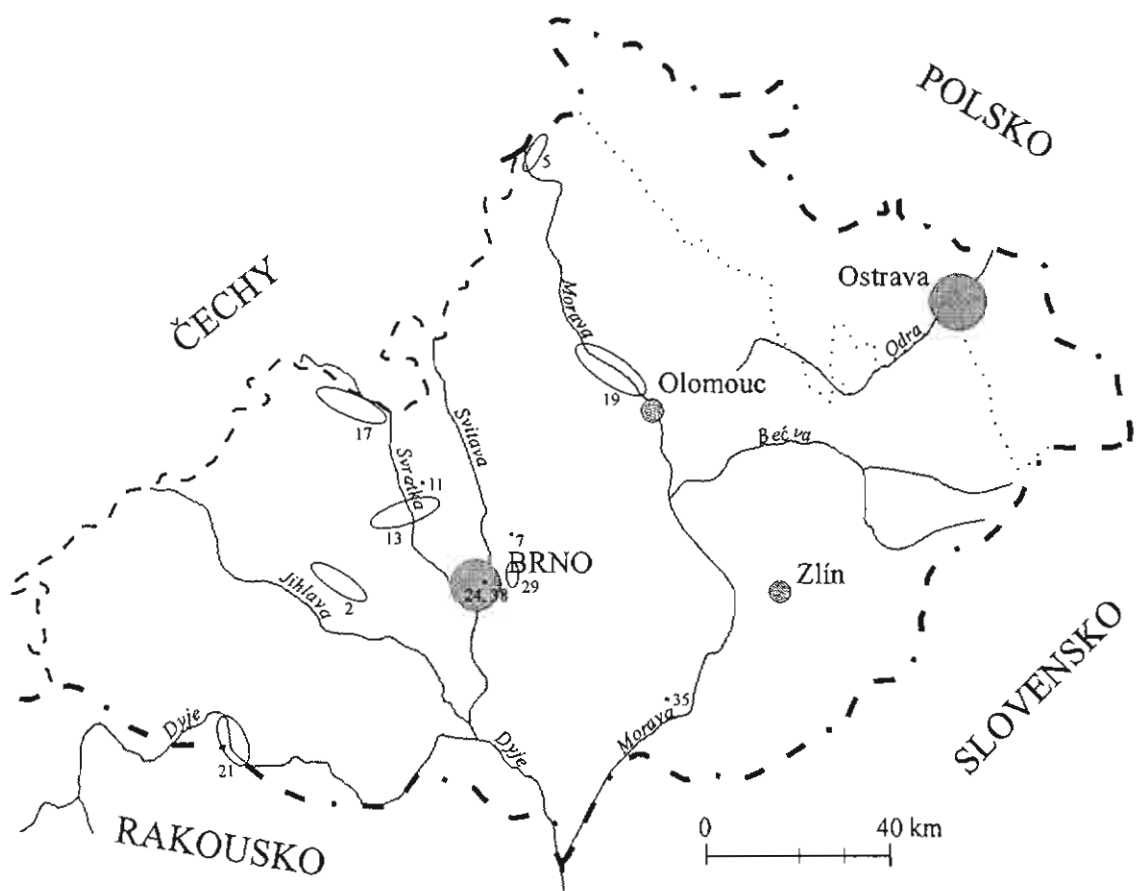
AUTORSKÝ REJSTŘÍK

Index of authors

Adamová M., 59	Krejčí O., 59
Bak M., 42	Kuchovský T., 24
Bíl M., 2	Losos Z., 66
Brzobohatý R., 70	Máčka Z., 2
Bubík M., 42, 47, 59, 66	Maštera L., 85
Buriánek D., 104, 105	Melichar R., 97, 105, 114
Buriánková K., 107	Mlynář A., 114
Čtyroká J., 51	Muchez P., 90
Demek J., 5	Musil R., 29
Dobeš P., 116	Nehyba S., 7, 21, 68
Doláková N., 7	Netoušek M., 70
Dolníček Z., 78	Novotný P., 116, 121
Eliáš M., 54	Novák Z., 35, 47
Faimon J., 136, 138, 141	Otava J., 85
Fojt B., 59, 109, 128	Petrová P., 35, 51, 74
Gába Z., 142	Prudil V., 149, 152
Gedl P., 42	Přichystal A., 59, 120, 121
Gilíková H., 85	René M., 125
Gregerová M., 109	Seitl L., 38
Hanžl P., 107	Skácelová Z., 156
Havíř J., 156	Slobodník M., 78, 90
Himmel J., 144	Stráník Z., 47, 70
Hladil J., 80	Sýkorová Z., 156
Hladilová Š., 57	Synek J., 93
Horáková M., 68	Šendová P., 132
Houzar S., 112	Špaček P., 94, 97
Hrádek M., 11, 13	Štelcl J., 141, 157, 162
Hubatka F., 21	Švábenická L., 42, 59
Ivan A., 17, 19, 21	Vávra V., 100, 128
Kalvoda J., 97	Viaene W., 90
Karásek J., 38	Vít J., 51
Kirchner K., 17, 19, 21	Zimák J., 99, 100, 129, 132, 141, 157, 162
Kopa D., 128	Žák L., 90
Kopecký J., 5	

KVARTÉR

QUATERNARY



VYUŽITÍ SPÁDOVÝCH INDEXŮ ŘEK JAKO INDIKÁTORŮ TEKTONICKÝCH POHYBŮ NA ZLOMECH

Stream gradient indices as indicators of fault tectonic activity

Michal Bíl¹, Zdeněk Máčka²

¹Ústav geoniky AV ČR, Drobného 28, P.O. Box 23, 613 00 Brno, michalbil@hotmail.com

²Katedra geografie, PpF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, zmacka@porthos.geogr.muni.cz

*Key words: longitudinal profile, stream-gradient indices, stream power, recent tectonics,
SE margin of the Bohemian Massif*

Úvod

Analýza podélného profilu (spádové křivky) vodního toku je nedílnou součástí geomorfologie povodí. Pro říční erozi modelovaný reliéf je tvar podélného profilu indikátorem variability litologie podloží, geologických procesů a geomorfologické historie území. Zvláštní pozornost bývá při analýze spádové křivky toku věnována lomům spádu (knickpoints). Nepravidelnosti spádové křivky toku odrážejí náhlý přírůstek respektive úbytek hodnoty gradientu, který může být vyvolán řadou příčin, jako např. poklesy erozní báze, přítomnost diskontinuit ve dně řečiště způsobených selektivní erozí hornin rozdílné odolnosti, vertikální pohyby na zlomech probíhajících napříč tokem nebo charakter materiálu nacházejícího se v řečišti. V geomorfologii byla podniknuta řada pokusů o kvantitativní interpretaci změn v podélných profilech (např. Hack 1957, Setunskaja 1969).

Předkládaný příspěvek je pokusem o kvantitativní analýzu spádových poměrů povodí Oslavy, se zaměřením na vytipování úseků toku u nichž existuje reálná možnost ovlivnění aktivními tektonickými pohyby na zlomech. Metodologicky vycházíme z prací Hacka (1973), Stearnse (1967) a McKeowna et al. (1988), přičemž metodologický aparát modifikujeme tak, aby lépe vyhovoval podmínkám námi zvoleného prostorového měřítka a dal se tak použít pro analýzu říční sítě systému toků odvodňujících jihovýchodní okraj Českého masivu.

Teorie SL indexu

Podle Hacka (1973) lze pro každý úsek toku stanovit tzv. spádový index (SL-index), pomocí kterého lze srovnávat gradient toků rozdílné velikosti. Tento index podle něho odráží energii toku (schopnost toku konat práci) a jednoduchým způsobem kombinuje dva morfometrické parametry spádové křivky: spád toku v daném úseku a vzdálenost středu tohoto úseku od pramene (měřeno po proudu nejdelšího toku). V rámci jakéhokoliv uspořádání reliéfu tak hodnoty SL-indexu závisí na celkovém převýšení povodí a režimu toku. Při interpretaci změn hodnot SL-

indexu podél toku je tedy nezbytné komplexně zvažovat proměnné jako je proměnlivost v litologii podloží, množství materiálu dodávaného do toku, klimatické a tektonické eventy a geomorfologickou historii území, přičemž litologické a tektonické faktory se zdají mít na průběh hodnot spádového indexu největší dopad.

Odvození obecného vztahu pro výpočet SL-indexu vychází z rovnice funkce matematicky popisující idealizovanou spádovou křivku toku. Výchozím bodem je grafické znázornění spádové křivky individuálního toku v jednoduchém semilogaritmickém grafu, jako počátek se uvažuje pramen toku, v blízkosti rozvodí. Vertikální koordináta je v aritmetickém měřítku a znázorňuje nadmořskou výšku nebo výšku nad zvolenou referenční plochou. Horizontální koordináta je v logaritmickém měřítku a znázorňuje vzdálenost od počátku toku. V takovém grafu se reálná spádová křivka transformuje na přímkou a lze ji pak matematicky vyjádřit následující logaritmickou rovnicí:

$$H=C-k \ln L$$

H.....nadmořská výška daného bodu na spádové křivce.

L.....délka toku (horizontální vzdálenost od počátku toku k danému bodu měřená podél hlavního toku povodí).

C, k.....konstanty.

Tangens sklonu spádové křivky v daném bodě je pak derivací předchozí rovnice :

$$dH/dL=kL^{-1},$$

nebo

$$S=k/L$$

Rovnice pro sklon (spád) může být pak vyjádřena v následujícím tvaru:

$$SL=k$$

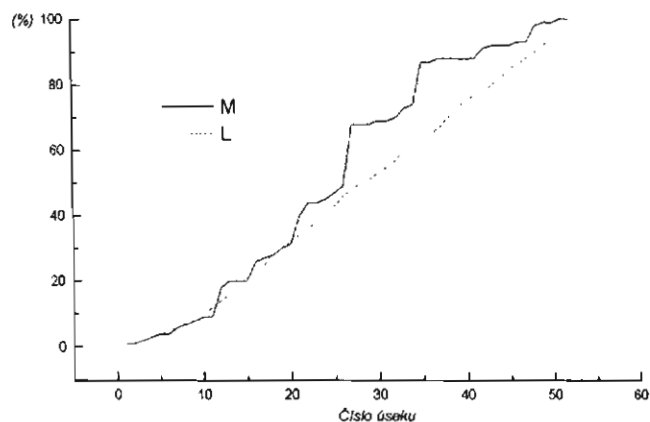
Většina řek však nemá tento logaritmický profil po celé délce toku, ale jejich spádové křivky bývají složeny z většího počtu vzájemně propojených úseků různé délky, každý s takovýmto logaritmickým profilem. Hodnota k je proto proměnlivá v rámci toku jako celku, ale konstantní pro kterýkoliv konkrétní logaritmický segment. Protože hodnota k vyjadřuje sklon logaritmického profilu pro daný segment, lze ji použít jako index relativního sklonu reálné spádové křivky v daném bodě. Výsledek vztahu SL (který

je ekvivalentem konstanty k v rovnici) se nazývá spádový index (SL-index).

SL-index je významnou charakteristikou, protože zhruba vyjadřuje kompetenci toku transportovat materiál (energii toku) o určité velikosti a má vztah i k charakteristikám vyjadřujícím odpor řečiště vůči proudění. Tyto závěry byly potvrzeny i empiricky, jak ukazuje Hackova (1957) studie zabývající se vodními toky v povodí řeky Potomac (USA), kde byly nalezeny významné závislosti mezi velikostí dnového materiálu, délkou toku a spádem.

SL-index je však charakteristikou odvozenou pro velká povodí s délkou hlavního toku řádově stovky kilometrů a proto není zcela vhodný pro analýzu podstatně kratších toků odvodňujících jihovýchodní okraj Českého masivu.

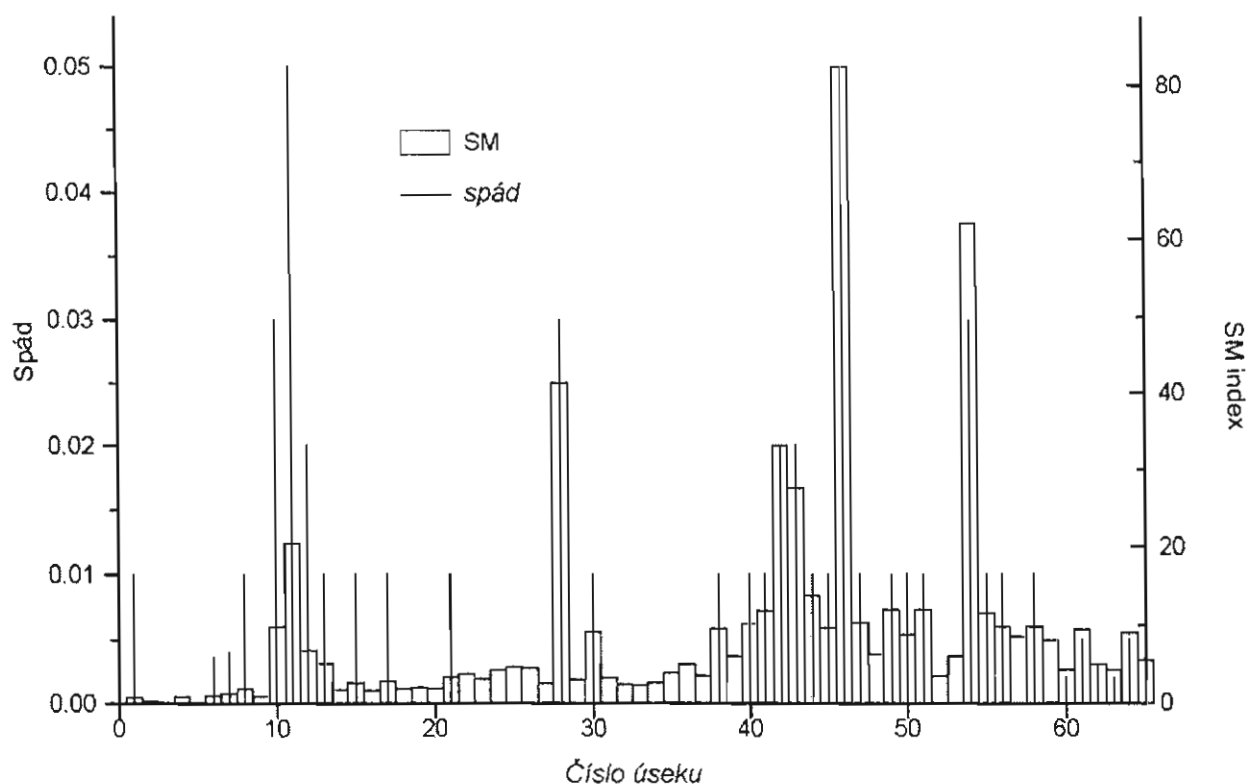
Lineární přírůstek vzdálenosti od počátku toku, použitý ve vztahu pro stanovení SL-indexu, neodpovídá spíše nepravidelnému a skokovému přírůstku průtoku podél toku. U kratších vodních toků je tak důležitým faktorem ovlivňujícím distribuci energie i topologie říční sítě. Přírůstek průtoku v hlavním toku povodí je totiž do značné míry ovlivněn nepravidelným zaúst'ováním poboček různé velikosti přinášejících ze svých povodí rozdílné množství vody. U delších toků, při práci v hrubším prostorovém měřítku, se tento nerovnoměrný nárůst průtoku víceméně stírá, u kratších toků však může být použití SL-indexu jako míry distribuce energie podél toku zavádějící. Proto je vhodné nahradit vzdálenost daného úseku od počátku toku charakteristikou lépe aproximující nepravidelný přírůstek průtoku podél toku.



Obr. 1 - Srovnání přírůstku vzdálenosti od počátku toku (L) a magnituda (M) pro Chvojnici (přírůstek po úsecích jednotkového převýšení).

Odvození SM indexu

V ideálním případě by byla vzdálenost od počátku toku nahrazena přímo průtokem, to je však prakticky nerealizovatelné z důvodu nedostačující hustoty hydrologických měření na tocích. Za vhodnou veličinu pro substituci průtoku považujeme proto magnitudo toku (M) ve smyslu Shreveho (1966). Jedná se o jednu z metod vyjadřování hierarchie toků v povodí. Každý úsek mezi dvěma soutoky je označen jako link, kterému je přisouzena velikost (magnitudo), což je součet velikostí (magnitud) výše ležících linků. Zdrojnice bez přítoků mají hodnotu magnituda 1 a následně se tyto úseky aritmeticky sčítají. Magnitudo je popisná charakteristika topologie říční sítě, která vykazuje vysokou míru korelace s plochou povodí,



Obr. 2 - Srovnání průběhu hodnot spádu a SM indexu pro Oslavu (přírůstek po úsecích jednotkového převýšení).

jak jsme si ověřili na vzorku čtyřiceti povodí třetího řádu v území odvodňovaném řekou Oslavou.

Plochy povodí se široce využívá v řadě úloh jako substituce průtoku tam kde chybí požadovaná hydrologická data, těsnou korelační závislost mezi průtokem a plochou povodí poprvé empiricky prokázal Schumm (1956). Z tohoto důvodu nahrazujeme vzdálenost od počátku toku (L) ve vztahu pro stanovení SL-indexu magnitudem (M) a daný vztah modifikujeme následujícím způsobem:

$$SM=k$$

khodnota SM-indexu.

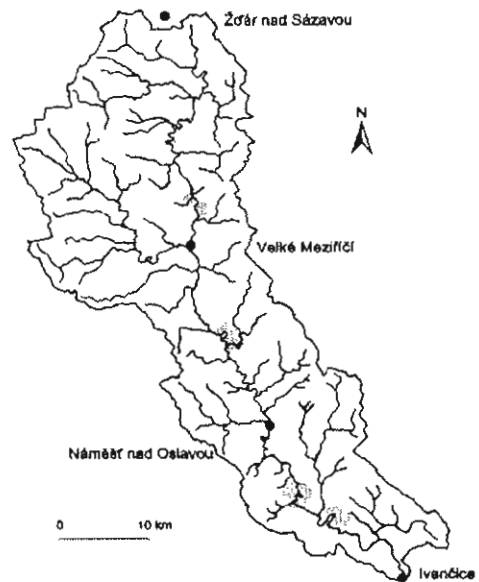
Sspád daného úseku toku.

Mmagnitudo daného úseku toku.

Zavádíme tedy tzv. SM-index, který podle našeho názoru lépe vyjadřuje distribuci energie dostupné ke konání práce v povodích kratších vodních toků. Konkrétní průběh SM-indexu, zvláště pak jeho anomální odchylky směrem k vyšším hodnotám, pak v sobě odráží nejen vlivy rychlého střídání hornin rozdílné odolnosti, případně tektonické zásahy, ale i topologii říční sítě.

Výpočet SM-indexu jsme prakticky aplikovali v povodí řeky Oslavy, přičemž jsme se nezaměřili pouze na hlavní tok povodí řeky Oslavu, ale do analýzy jsme zahrnuli všechny toky čtvrtého a vyššího řádu. Magnitudo a řád toku podle Strahlera (1952) jsme určovali pro kompletní údolní síť povodí Oslavy, nejen tedy pro síť permanentních vodních toků. Pro vymezení údolní sítě byly použity topografické mapy měřítka 1:25 000, síť suchých údolí byla vymezena na základě doporučení Bauera (1980). Výsledek zpracování SM-indexů v povodí Oslavy znázorňuje mapa na obr. 3. Vytipovány byly čtyři úseky podél toku Oslavy, kde lze předpokládat zásah tektoniky do vývoje fluvialního systému a to buď přímo prostřednictvím aktivních pohybů na zlomech probíhajících napříč tokem nebo zprostředkovaně v důsledku poklesu erozní báze. Od ústí Oslavy jsou to úseky: u Ketkovického meandru, u Sedleckého hradu u Hartvíkovic, u Tasova a u Mostišť. Parametry údolí a podélného profilu v těchto oblastech budou předmětem dalšího výzkumu.

Ověření vlivu aktivní tektoniky by vyžadovalo použití adekvátních geologických výzkumných metod. Stejně vysoké hodnoty spádu v pramenných úsecích toku a ve spodnějších částech povodí se projeví rozdílnými hodnotami SM-indexu, a to z toho důvodu, že blíže ústí má tok k dispozici větší průtok pro konání práce. Nalezené úseky s anomálně vysokými hodnotami SM-indexu tedy představují v povodí Oslavy „horké skvrny“, na nichž



Obr. 3 - Rozložení anomálií SM indexu v povodí Oslavy.

dochází k výjimečně vysokým výdajům energie na konání práce. Z tohoto důvodu usuzujeme, že v těchto místech dochází k vyrovnávání vnějších disturbancí a k nastolování nového stavu equilibria ve fluvialním systému.

Závěr

Při kvantitativní analýze spádových poměrů řek odvodňujících jihovýchodní okraj Českého masivu použitím tzv. SL-indexu jsme narazili na problém související s nerespektováním topologie říční sítě jako faktoru významně ovlivňujícího navyšování průtoku se zvyšující se vzdáleností od počátku toku. Tento nedostatek se projevuje zkreslením informace o distribuci energie dostupné ke konání práce podél toku a snížením vypovídací schopnosti tohoto indexu o tektonických narušeních fluvialního systému. Citlivost vůči tomuto faktoru není tak velká u toků s délkou řádově stovky kilometrů, je však nezbytné mu věnovat pozornost v podmínkách našich prostorových měřítek. Proto navrhuje modifikaci vztahu pro stanovení SL-indexu a nahrazení veličiny vzdálenost od počátku toku (L) magnitudem (M) [sensu Shreve 1966], které vhodně aproximuje průtok v rovnici pro energii toku. Nový SM-index jsme modelově použili pro analýzu spádových poměrů povodí Oslavy, kde jsme vytipovali čtyři úseky s možným ovlivněním tvaru spádové křivky tektonickými vlivy.

Literatura

- Bagnold, R.A. (1966): An approach to the sediment transport problem from general physics. - United States geological survey professional paper 422I, 37 s. Washington.
- Bauer, B. (1980): Drainage density-an integrative measure of the dynamics and the quality of watersheds. - Zeitschrift für Geomorphologie, 24, 261-272. Berlin - Stuttgart
- Hack, J.T. (1957): Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. - United States geological survey professional paper 294-B, 97s. Washington.
- Hack, J.T. (1973): Stream profile analysis and stream-gradient index. - Journal of research of United States geological survey, 1, 421-429. Washington.

- McKeown, F.A. et al. (1988): Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark mountains region. - United States geological survey bulletin 1807, 39s. Washington.
- Setunskaja, L.E. (1969): Karty uklonov gydrosfery. - In Gerasimov, I.P. ed. Primenenie geomorfologičeskich metodov v strukturnogeologičeskich isledovanijach. Izd. Nedra, 296 s. Moskva.
- Schumm, A.S. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. - Geological Society of America Bulletin, 67, 597-646. New York.
- Shreve, R.L. (1966): Statistical law of stream numbers. - Journal of Geology, 75, 178-186. Chicago.
- Stearns, R.G. (1967): Warping of the western highland rim peneplain in Tennessee by ground water sapping. - Geological Society of America Bulletin, 78, 1111-1124. New York.
- Strahler, A.N. (1952): Dynamic basis of Geomorphology. - Geological Society of America Bulletin 63, 923-938. New York.

NEOTEKTONIKA A PROBLÉM PLEISTOCENNÍHO ZALEDNĚNÍ KRÁLICKÉHO SNĚŽNÍKU

Neotectonics and the problem of Pleistocene glaciation
of the Králický Sněžník Mts.

Jaromír Demek¹, Jiří Kopecký²

¹Katedra ekologie PFF UP v Olomouci, Svobody 26, 771 46 Olomouc

²Správa ChKO Broumovsko, Police nad Metují

(14-23 Králíky)

Key words: Quaternary geology, Pleistocene cold-base glaciation

Králický Sněžník je významný horský masiv, který po Krkonoších a Hrubém Jeseníku dosahuje v Českém masivu největších nadmořských výšek (max. 1423,7 m n. m.). Střední výška je 930,9 m n.m. Střední sklon svahů se pohybuje kolem 15°. Česká část má plochu 76 km². Masiv je výrazně omezen vysokými okrajovými svahy vůči okolním nižším geomorfologickým jednotkám. Na západě Králický Sněžník omezují výrazné svahy vůči Kladské kotlině. Výškový rozdíl mezi dnem Kladské kotliny a Králickým Sněžníkem činí více než 1000 m.

Z nejvyššího bodu geomorfologického celku Králického Sněžníku (1423,7m) vybíhá celkem 5 horských rozsoch, z nichž jihozápadní, severovýchodní a jižní zasahují na území České republiky. Rozsochy mají ráz zaoblených hřbetů, nad něž se nevýrazně zvedají vrcholy oddělené mělkými sedly. Geomorfologickým celkem probíhá hlavní evropské rozvodí. Celý masiv má hustou říční síť. Stékají z něho četné vodní toky, které vytvářejí hluboká údolí s příkrými svahy pokrytými hlavně smrkovými lesy. Převážná část Králického Sněžníku náleží do povodí řeky Moravy.

Morfostrukturně je Králický Sněžník hrástí tvořenou krystalinikem jádra orlicko-kladské klenby. Jádro je budováno jednak ortorulami a migmatity a jednak

parabřidlicemi série stroňské. Neotektonická fáze měla v Králickém Sněžníku dvě etapy - starší a mladší (Soukup-Klein in Svoboda - Chaloupský a kol., 1961, str. 126). V mladší fázi vznikl králický příkop, který je součástí kladského prolomu vyplněného křídovými usazeninami. Za nejstarší lze považovat zlomový systém SV-JZ, který je reprezentovaný hedečskou tektonickou linií (Kočandrle 1983), probíhající z okolí Červené Vody přes část obce Dolní Orlice k Červenému Potoku, kde kříží lipkovský zlom směru Z - V. Dále pokračuje do údolí horní Moravy. Mladší zlomový systém má směr SZ - JV. Nejmladší jsou zlomy směru S - J a V - Z, podle nichž došlo k zaklesnutí křídových sedimentů v Kladské kotlině. Nejvýznamnější zlom směru V - Z je lipkovská porucha a s ní rovnoběžné zlomy tvořící jižní omezení Králického Sněžníku. Podle Kočandrleho (1983) se pohyby podél tohoto zlomu v neotektonické etapě opakovaly, jak svědčí relikty třetihorních usazenin v Červenopotoční kotlině. V reliktech se třetihorní sedimenty nacházejí i na levém svahu údolí horní Moravy u Velké Moravy.

Výrazným rysem Králického Sněžníku je rozsáhlý výskyt úpatních povrchů typu pedimentů a erozních glacisů. Zbytky úpatních povrchů mají tvar nevelkých plošin, které se nacházejí ve třech výškových úrovních.

Největší plošný rozsah mají plošiny nejnižšího povrchu těsně nad hranou zaříznutého údolí řeky Moravy. Leží v nadmořské výšce 540 až 550 m. Plošiny střední úrovně leží ve výškách 580 - 590 m n.m. a plošiny nejvyšší úrovně nad obcí Vojtíškov pak v nadmořské výšce 700 až 710 m. Okrajové pedimenty a erozní glacisy vybihají z Červenopotoční kotliny do údolí Moravy a Malé Moravy jako údolní úpatní povrchy. V údolí Moravy je zřetelně patrný úpatní povrch při úpatí levého údolního svahu, který je vyvinut nejméně ve dvou úrovních. Nižší úroveň se souvisle táhne těsně nad hranou nejmladšího zářezu Moravy od ústí levé pobočky Moravy v trati V koutech až k jeskyním Tvarožné díry. V trati V kolínské (mezi údolními výše zmíněné bezejmenné levé pobočky Moravy a údolím Mlýnského potoka) má nižší pediment výšku 600 až 650 m n. m. Ve Velké Moravě vystupují pod nižším úpatním povrchem v příkrém svahu nejmladšího zářezu Moravy vysokém 20 až 30 m v dlouhém defilé ruly. Skalní povrch pedimentu je pokrytý miocenními usazeninami, které jsou opětně překryty kvarténními svahovými usazeninami. Mocnost svahovin na úpatním povrchu je podle vrtů zhruba mezi 7 až 14 m. Vznikl tak peripediment.

Výše v údolí se v pedimentu nachází i Mramorový lom ve Velké Moravě, v kterém je vyvinutý kras třetihorního stáří. V úseku mezi údolím Kamenného potoka a jeskyněmi Tvarožné díry úpatní povrch seče jak ruly, tak i v mramory stroňské série. Je vyvinut ve dvou úrovních oddělených stupněm, na němž vystupují mrazové sruby. Nižší pediment třetihorního stáří se nachází bezprostředně nad strmým, ale jen 15 - 20 m vysokým svahem nejmladšího zářezu řeky Moravy.

Pomiocenní zářez řeky Moravy v oblasti Králického Sněžníku tedy činí jen 15 až 30 m. Z toho vyplývá, že neotektonické pohyby v kvartéru byly jen malé a Králický Sněžník musel již v třetihorách dosahovat zhruba stejných výšek jako dnes. Vznikl tedy přirozeně problém, proč na Králickém Sněžníku nebyly nalezeny výrazné glaciální tvary a sedimenty, když pohoří mělo vhodné geomorfologické i klimatické podmínky pro zalednění. Sněhová čára ležela v glaciálech na Králickém Sněžníku v nadmořské výšce cca 1150 m. Navíc pevninský ledovec nejméně 2x pronikl do Kladské kotliny a jeho čelo leželo v těsné blízkosti zkoumaného území. Četné kryogenní tvary jsou dokladem výskytu permafrostu v pleistocenních glaciálech.

V roce 1995 našli autoři na dně střední části údolí Prudkého potoka v jv. části Králického Sněžníku hrubé netříděné sedimenty, které mohou být klasifikovány buď jako usazeniny blokovo-bahenních proudů a nebo jako sedimenty glaciální série. Prameny Prudkého potoka se nacházejí na příkrých svazích velkého amfiteátru lemovaného vrcholy Podbělka (1307,4 m), Milíř (1298,0 m), Sušina (1321,2 m) a Tetřeví hora (1251,0 m) a příznačně zvaného Mokřina. Zvlněná horní hrana amfiteátru probíhá v nadmořské výšce 1200 až 1263 m. Jeho ploché dno leží ve výškách 1180 až 1144 m. Zasutěné a zahliněné dno končí ve výšce 1144 m asi 4 m vysokým stupněm s vodopádem.

Následující asi 600 m dlouhý úsek údolí Prudkého potoka má tvar otevřeného písmene V. Končí vodopádem a pod ním leží 800 m dlouhý erozní úsek s peřejemi a vodopády, kdy potok teče přímo po skalním údolním dně. V lesní trati U srubu ve výšce 940 m n.m. pak začíná asi 2,6 km dlouhý akumulací úsek údolí. Na dně hlubokého údolí se v tomto úseku nachází obrovské množství netříděného materiálu sestávajícího z hranáčů různých rozměrů promísených písčitou hlínou. Sedimenty tvoří na dně nápadné valy rovnoběžné s osou údolí. Valy jsou na bocích lemovány koryty Prudkého potoka a jeho přítoků. V části tohoto úseku vede po vrcholu nejvyššího 5 až 8 m vysokého valu dokonce i lesní silnice. V nejdolejší části údolí pod chatou Bystřice je pak na dně vyvinutá normální údolní niva.

Na příkrých údolních svazích jsou sruby a stopy skalních řícení. Nacházejí se na nich i balvanová moře. Podobné nápadné podélné valy na dně údolí byly popsány Rathsburgenem (1932, str. 75 a 76) z Hrubého Jeseníku. Považuje je za výtvořky svahové modelace, nikoliv za tvary spojené se glaciální sérií (viz též Prosová, 1973, str. 117).

Na základě svých výzkumů spojují autoři vznik tohoto obrovského množství materiálu s existencí ledovce s chladnou bází v amfiteatrální sníženině (karoidu) v pramenné části Prudkého potoka v době pleistocenních glaciálů. Vedou je k tomu zejména následující důvody. V pramenné části Prudkého potoka je vyvinutý karoid exponovaný k jihovýchodu s příkrými, nikoliv však skalnatými svahy. Dno karoidu se v glaciálech nacházelo nad regionální sněhovou hranicí. V karoidu se v glaciálech mohl hromadit sníh a vznikat sněžník nebo ledovec s chladnou bází. Již v roce 1961 Jeník zdůrazňoval důležitost SZ větrů pro hromadění sněhu v karech a karoidech s JV expozicí.

K pohybu ledovců s chladnou bází dochází po smykové ploše uvnitř ledovce, takže nepůsobí na svoje okolí (na podložní horniny). V karoidu proto mohl existovat ledovec s chladnou bází, aniž by musely vzniknout skalnaté svahy nebo oblíky na dně karoidu. Z Kanady a Švédska je známé, že pod ledovci s chladnou bází se dokonce uchovaly i neporušené strukturní půdy z doby před zaledněním. Na dolním okraji ledovce mohou být místa s vlhkou bází, která produkuje sedimenty typu fluvio-glaciálních uloženin.

V trati U srubu jsou v údolí Prudkého potoka stopy po velkém skalním řícení. Při úpatí pravého údolního svahu jsou obrovské zřícené bloky. Popsaná netříděná akumulace však začíná již nad tímto místem. Navíc textura sedimentů ukazuje, že převládal pohyb sedimentů v ose údolí. Akumulace valů musela probíhat v období velmi intenzivních (katastrofických) pochodů. Svědčí o tom mimo jiné skutečnost, že v době katastrofických srážek (550 mm za 4 dny) a povodní v létě 1997 nedošlo v tomto úseku Prudkého potoka k větším změnám.

Z těchto důvodů předkládají autoři hypotézu zalednění Králického Sněžníku v pleistocénu ledovcem/ledovci s chladnou bází. Na základě nových výzkumů ledovců s chladnou bází bude zřejmě třeba znovu zhodnotit rozsah pleistocenního zalednění Českého masivu.

Literatura:

- Kočandrlé, J. (1983): Vysvětlivky ke geologickým mapám 1:25 000 14-231 Horní Morava, 14-232 Staré Město, 14-233 Králíky, 14-234 Hanušovice.- MS archiv ÚÚG, Praha.
- Opletal, M. red. (1992): Geologická mapa ČR 1: 50 000, list Králíky 14 - 23.- Český geologický ústav, Praha.
- Prosová, M. (1973): Zalednění Hrubého Jeseníku.- Campanula 4 (1973) 115 - 123, Ostrava.
- Rathsburg, A. (1932): Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen.- Firgenwald 5, 5-29, 65-77, 103-113, Liberec.
- Svoboda, J. - Chaloupský, J. a kol. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XVII Náchod.- ÚÚG v NČSAV, Praha.

SEDIMENTOLOGICKÉ A PALYNOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ SEDIMENTŮ Z OCHOZSKÉ JESKYNĚ

Sedimentological and palynological evaluation of the sediments from the
Ochozská jeskyně cave

Nela Doláková¹, Slavomír Nehyba²

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ¹nela@gap.muni.cz, ²slavek@gap.muni.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian Karst, genesis of cave sediments, palynology, Pleistocene

Sedimentům Ochozské jeskyně byla věnována pozornost již v minulosti (Burkhardt - Žůrková 1969 a Burkhardt - Příbyl 1970). Předložené výsledky představují výsledky studia 3 rozsáhlejších profilů jeskynních sedimentů a několika bodových vzorků odebraných mimo studované profily (Nehyba 1998). Dva studované profily jsou umístěny v prostoru "Hlavní síně", třetí je umístěn asi 30 m za "Medvědími trativody".

V profilech lze odlišit několikanásobné střídání sedimentace z proudící (podzemní tok) a stagnující vody (zastavení odtoku). Báze profilů jsou tvořeny tělesy laterálně akretujících štěrkových akumulací - valů. Sedimentární textury ukazují na značné kolísání parametrů proudových charakteristik - tj. střídání etap eroze a depozice. Hrubě klastická tělesa vzniklá laterální akrecí jsou výše vystřídána jemnozrnnými sedimenty odrážejícími akreci vertikální. Tyto dva typy sedimentace se v profilu opakovaně střídají s tím, že směrem vzhůru výrazně roste zastoupení jemnozrnných sedimentů.

Petrografické studium valounového materiálu ukazuje na dominantní zdroj mimo krasovou oblast. Velká hominová pestrost materiálů klastů, časté dobré zaoblení a tvarové opracování ukazuje na zdroj ze starších sedimentů, nejspíše z račických a lulečských slepenců.

Diskutovaným problémem jeskynních sedimentů Ochozské jeskyně jsou texturní znaky označované jako mrazové klíny. Podle našeho názoru mají tyto textury zcela

odlišný původ. Na jejich vzniku se podílelo několik postdepozičních procesů (výsušné praskliny, únik vody ze sedimentu, kompakce rozdílně zrnitých poloh, objemové změny, atd.).

Celkově lze konstatovat, že sedimentologické a sedimentárně-petrografické studium ukazuje na značně komplikované podmínky depozice, častou amalgamací především hrubozrnných těles, výrazné a nejspíše rychlé střídání etap eroze a depozice, velké rozdíly v rychlostech proudění vody i úrovni hladiny. V rámci profilů lze odlišit několik depozičních cyklů, které odrážející migraci či výrazné změny hladiny toku jeskynní řeky a vyplňování jeskynního prostoru. Jedná se o cykly podmíněné nejspíše klimaticky.

Palynologické zhodnocení studovaných sedimentů

Palynologické výzkumy jeskynních sedimentů Moravského krasu dosud prováděla pouze Svobodová (1986, 1988, 1992). Sedimenty jeskyně Barová řadí k nejvyšší části viselského glaciálu - „dryas I“ - starší dryas, bölling, „dryas II“ - střední dryas a alleröd. V jeskyni Kůlna se ve spodnějších vrstvách jednalo o obdobná palynospéktra přiřazená podstupní střední dryas. Vyšší vrstvy autorka zařadila do mladšího holocénu. Jednotlivá pylová zrna byla nalezena rovněž ve vzorcích z jeskyně 559 - Lipovec a 565 - Jedelská ventarola. Zde indikují chladné klima posledního

glaciálu.

Palynospéktra sedimentů Ochozské jeskyně byla tvořena zástupci kvartérní flóry s vysokým procentem přimíšení prvků tercierních, převážně neogenních. Nalezeny byly i formy redeponované z křídových (skupina Normapoles) nebo paleogenních sedimentů (*Cicatricosisporites*). Za typické zástupce neogenní flóry lze považovat rody - *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Myrica*,

Liquidambar, čeledi *Palmae*, *Sapotaceae*, *Taxodiaceae*, triletní spory rodu *Lygodium*, *Toroisporis* a další (viz. Tab. 2). Některé z tercierních palynomorf jako např. *Carya*, *Pterocarya Sciadopitys*, *Tsuga* mohou být ovšem zastoupeny v i pylových spektrech některých starších interglaciálů (Lang 1994). Ve spojení s nalezenými zástupci flóry velmi chladnomilné (viz dále), lze ovšem spíše uvažovat o jejich redepozici. Kromě pylových zrn a spor byli zjištěni i redeponovaní zástupci brakického nebo i mořského rostlinného mikroplanktonu (*Tasmanaceae*, *Dinoflagellata* - např. rod *Deflandrea*). Pravidelně byl nalézán rod *Sigmapollis*, řazený k sinicím a ojediněle druh *Circulisporites circulus*, které se vyskytují jak v kvartérních, tak tercierních sedimentech (Kruttsch - Pacltová 1990).

Vzhledem k velkému zastoupení redeponovaných zrn nelze vyloučit, že část palynomorf známých z tercierních i kvartérních sedimentů pochází rovněž ze starších vrstev. Tyto rody lze někdy odlišit podle rozdílného stavu zachování (zde např. rody *Quercus*, *Juglans*, částečně i *Sphagnum*, *Alnus* a zejména čeleď *Pinaceae* - *Pinus*, *Abies*, *Picea*). Sporné je i zařazení pylových zrn rodu *Tilia* a hladkých monoletních spor z čeledi *Polypodiaceae*, jejichž, zvýšené množství bylo zjištěno ve vzorku IJ (viz.níže). Z uvedených důvodů je velmi obtížné sestavit objektivní

vzorky	ID	IE	IF	IJ	Chr 4m	Chr 3m	xx
stromy (AP)							
<i>Abies</i>	-	-	2	-	-	-	-
<i>Alnus</i>	10	12	7	1	3	-	-
<i>Betula</i>	15	32	21	2	13	3	1
<i>Corylus</i>	8	7	6	-	2	2	-
<i>Juniperus</i>	6	3	1	1	4	4	1
<i>Larix</i>	2	2	1	-	-	-	-
<i>Picea</i>	1	7	6	-	1	-	-
<i>Pinus silvestris</i>	20	45	28	4	1	5	-
<i>Pinus cembra</i>	17	39	32	1	3	5	-
<i>Salix</i>	14	27	7	-	10	3	-
<i>Tilia</i>	4	1	-	7	-	-	-
<i>Ulmus</i>	2	-	1	-	-	-	-
suma AP	85	175	112	16	37	22	2
byliny (NAP)							
<i>Artemisia</i>	22	43	4	1	-	1	-
Asteraceae Liguliflorae	31	17	22	-	22	1	-
Asteraceae Tubiflorae	20	20	13	1	12	5	-
Brassicaceae	12	24	11	1	9	1	-
<i>Campanula</i>	-	-	-	1	-	-	-
Chenopodiaceae	8	17	10	-	10	2	-
Cyperaceae	53	78	16	3	3	2	-
Daucaceae	4	7	1	-	2	1	-
<i>Ephedra</i>	1	2	3	-	2	1	1
<i>Euphorbia</i>	-	1	-	-	-	-	-
Fabaceae	1	1	-	-	1	-	-
<i>Filipendula</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Helianthemum</i>	5	11	-	-	1	-	-
Lamiaceae	9	3	14	-	-	1	-
Lythraceae	-	1	-	-	1	-	-
Plantago	2	-	-	-	3	-	-
Poaceae	66	104	38	1	28	12	-
Polygonaceae	-	1	1	-	-	-	-
Potamogeton	6	-	1	1	-	1	-
<i>Potentilla</i>	1	-	-	-	-	-	-
Ranunculaceae	8	12	5	1	2	-	-
Ranunculaceae (t. Delphinium, Aconitum)	32	28	34	1	14	2	-
Rosaceae	2	7	9	-	-	1	-
<i>Saxifraga</i>	18	8	15	-	4	2	-
Siaceae	2	10	-	1	1	-	-
<i>Sparganium</i>	2	2	2	2	1	1	-
<i>Thalictrum</i>	6	7	4	-	3	1	-
<i>Typha</i>	-	-	-	1	-	-	-
<i>Urticularia</i>	1	-	-	-	-	-	-
<i>Valeriana</i>	-	1	-	1	1	-	-
neurcené	5	8	20	5	3	2	-
výtrusné rostliny:							
<i>Botrychium</i>	1	5	1	-	-	1	-
Hymenophyllum	1	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium</i>	-	1	-	-	1	2	-
<i>Selaginella selaginoides</i>	2	3	-	-	2	-	-
<i>Selaginella densiculata</i>	-	1	-	-	-	-	-
<i>Osmunda</i>	-	2	-	-	-	-	-
<i>Sphagnum</i>	11	12	6	2	4	3	-
<i>Polypodium vulgare</i>	-	-	3	-	-	1	-
Polypodiaceae hladké	5	2	2	17	5	3	-
<i>Dryopteris</i>	1	-	-	-	1	1	-
suma NAP	335	432	215	35	133	57	1
pomer AP:NAP %	20:80	29:71	28:72		20:80	31:69	
rasy							
<i>Botryococcus</i>	26	21	14	-	15	7	-
<i>Circulisporites</i>	-	-	-	2	-	-	-
<i>Mougeotia</i>	3	1	1	-	-	1	-
<i>Pediastrum kawraiskyi</i>	2	-	-	-	-	-	-
<i>Pediastrum integrum</i>	5	-	-	-	-	-	-
<i>Pediastrum nerozlišené</i>	14	7	1	1	1	1	-
<i>Sigmapollis</i> - sinice	x	x	x	x	x	x	-

Tab. 1 - Absolutní počty kvartérních pylových zrn.

vzorky	ID	IE	IF	IJ	Chr 4m	Chr 3m	xx
Sapotaceae	-	-	-	1	-	-	-
Palmae	1	-	1	1	1	1	-
Engelhardtiaipollenites	5	8	8	1	1	1	1
Platycaryapollenites	5	1	1	-	2	2	-
Myricaceae	6	9	6	3	4	1	-
Magnoliipollis	-	-	1	1	-	-	-
Symplocoidipollenites	-	-	1	-	-	-	-
Quercoidites henrici + microhenrici	2	3	5	-	1	1	-
Quercoidites	1	1	2	-	1	-	-
Buxaceae	1	-	-	-	-	-	-
Caryapollenites	3	7	3	-	-	-	-
Pterocaryapollenites	-	2	1	-	-	-	1
Rhuspollenites	-	-	-	-	-	-	-
Cornaceapollis	1	-	1	-	1	-	-
Celtisipollenites	2	1	2	-	1	-	-
Ulmaceae	3	-	1	-	2	1	-
Ilexipollenites	-	1	-	-	-	1	-
Faguspollenites	-	1	1	-	1	-	-
Juglandipollis	3	3	5	-	-	3	-
Liquidambaripollenites	3	5	-	-	-	-	-
Sciadopityspollenites	2	2	5	1	-	2	-
Tsugaepollenites	-	-	2	-	-	2	-
Tricolporipollenites liblarensis	2	-	1	2	3	-	1
Tricolporipollenites nerozlišené	4	2	14	3	3	1	-
Castaneoideapollis	-	-	1	-	2	-	-
Sequoiapollenites	-	1	-	1	-	-	-
Taxodiaceae	4	-	5	1	-	-	-
Leiotriletes maxoides - Lygodium	1	2	3	-	1	-	-
Polypodiaceoisporites cingulum	1	1	-	-	1	-	-
Toroisporis	-	2	1	-	1	-	-
Triletes nerozliš.	7	3	2	1	1	1	1
Reticulisporis	-	1	-	-	-	-	-
Cicatricosisporites - paleogén	-	-	1	-	-	-	-
Normapollis - mezozoikum	1	-	1	-	1	-	-
plankton mořský - brakický							
Dinoflagellata	2	7	2	1	-	3	2
Tasmanaceae	3	5	9	-	-	1	1

Tab. 2 - Absolutní počty pylových zrn přeplavených z terciéru.

pylový diagram.

Pokud se týká zhodnocení kvartérních palynospekter, nezjistila jsem typické zástupce synantropní vegetace (např. obiloviny). Z rostlinného mikroplanktonu byly nejhodněji zastoupeny kolonie chlorokokálních (zelených) řas: rody *Botryococcus* a o něco méně *Pediastrum*. Sporadicky se vyskytl rod *Mougeotia*, patřící mezi řasy spájkivé. U rodu *Botryococcus* není opět vyloučeno jeho částečné přemístění z miocénu. U rodu *Pediastrum* se podařilo kromě obecných forem určit 2 druhy: *Pediastrum kawraiskyi* a *P. integrum*. Oba tyto druhy se podle V. Jankovské a J. Komárka (1982) vyskytují v chladných vodách, zejména v boreoalpinském stupni a subarktických močálech.

Stromovitá vegetace byla zastoupena 25-30% - největší měrou se podílely borovice (*Pinus*) a břízy (*Betula*), o něco méně vrby (*Salix*) a ještě méně olše (*Alnus*) a lísky (*Corylus*), velmi sporadicky byl zjištěn modřín (*Larix*), smrk (*Picea*) a jedle (*Abies*). Ani zde ovšem nelze u některých forem vyloučit přeplavení (např. tmavá, velmi porušená zrna rodu *Pinus*). Procento stromovité vegetace (zejména *Pinus* i některé vysoké formy *Betula*) ovšem může být nadhodnoceno (velká pylová produkce, značný dolet). Opačně se projevuje rod *Larix*. Domnívám se proto, že krajina okolí Ochozské jeskyně v období zachyceném ve studovaných sedimentech nebyla příliš zalesněná.

Z bylinných forem byly nejfrekventovanější Poaceae (trávy) a Asteraceae (složnokvěté). Nápadné bylo množství pylu *Artemisia* (pelyněk) spolu s Ranunculaceae (pryskyřníkovité), *Saxifraga* (lomikámen), Chenopodiaceae (merlíkovité) a Brassicaceae (brukvovité). Místně zvýšené zastoupení měla čeled' Silenaceae a Lamiaceae (hluchavkovité). Pravidelně přítomny byly rody *Helianthemum*, *Thalictrum*. Sporadicky byl zjištěn rod *Ephedra*. Toto společenstvo představuje typickou asociaci světlomilné vegetace chladných stepí (Knebllová 1958, Jankovská 1991). Spolu s těmito formami se vyskytovali i zástupci bažinné vegetace, nebo vegetace rostoucí na okrajích vodních ploch: velmi hojně Cyperaceae (ostřice), pravidelně *Sphagnum* (rašeliník), méně *Sparganium* (zevar) a *Potamogeton* (rdest), ojediněle *Filipendula* a *Valeriana*. Pravidelně se vyskytovaly i formy kapradiny z čeledi Polypodiaceae, *Botrychium* a plavuň vraneček brvitý *Selaginella selaginoides*. Tito vlhkomilní zástupci rovněž nevylučují prostředí velmi chladného klimatu. *Selaginella selaginoides*, rostoucí společně s rodem *Ephedra* (chvojník) podle některých autorů potvrzuje existenci trvale zmrzlé půdy. Její výskyt společně s hojnou břízou a vrbou je pokládán za ukazatele polární hranice lesa (Dyakowska in Vodičková-Knebllová 1962).

V souborné publikaci Langa (1994) jsou popisována velmi obdobná společenstva jako tzv. artemisiové stepi s Brassicaceae a *Ephedra*, *Artemisia* - *Helianthemum*, Cyperaceae + *Salix*, *Saxifraga*, *Thalictrum* - v předpolí Alp během würmu.

V nejvyšším vzorku profilu (IJ) tvoří nápadný prvek zástupci rodu *Tilia* (lípa) a hladké monoletní spory čeledi Polypodiaceae. Pokud by šlo o autochtonní zastoupení, mělo by palynospektrum mnohem teplejší charakter než

všechna ostatní. Protože jsem ovšem nezjistila další teplomilnější zástupce flóry, která roste společně s rodem *Tilia* (*Carpinus*, *Quercus*...) a naopak zjištění byli zástupci teplotně nenáročné flóry (jako rody *Artemisia*, *Valeriana*, *Campanula*, *Juniperus*...) domnívám se, že stratigrafická pozice se od ostatních vzorků neliší a jedná se rovněž o redepozici. Tomuto závěru odpovídá i nejvyšší zastoupení třetihorních prvků (bez T.a P.hl.) ve všech studovaných vzorcích. Obdobně považuje za přemístěná pylová zrna rodu *Tilia* v sedimentech z jeskyně Barová i Svobodová (1986). Tento předpoklad souhlasí i s výzkumy sedimentologickými, kdy v nejvyšše položeném vzorku profilu lze předpokládat nejvyšší roli redepozice, což souvisí s hloubkou eroze. V porovnání s ostatními palynospektry z blízkých jeskynních sedimentů (viz Svobodová 1986, 1988, 1991) byla palynospektra z Ochozské jeskyně do značné míry podobná palynospektrům jeskyně Barová a spodním vrstvám z jeskyně Kůlna. Podobnost existuje i v nálezech redeponované terciární flóry.

Velmi dobrá shoda existuje i s palynospektry ze sedimentů pozdního glaciálu ze severní Moravy studovanými Vodičkovou-Knebllovou z lokalit Stonava-Horní Suchá, Brušperk a Řepiště (1958, 1959, 1961, 1962). Obdobná palynospektra zjistila i Břízová (1994) ve spodní části profilu Stonava - Horní Suchá, jehož vyšší část patřila holsteinskému interglaciálu. Celkové charakteristice společenstva se nevyvíkali ani chladnomilní zástupci nalezení ve sprašovém komplexu blízko Sedlece (Břízová in Havlíček et al. 1994). Obdobné složení typických zástupců palynospekter popisuje Jankovská (1991) v sedimentech rašelin podtatranských kotlin z fázi „dryas I“ - starší dryas a „dryas III“ - mladší dryas. Charakter krajiny zde popisuje jako lesotundru až severní tajgu s rozšířenými mokřady, která byla přehledná a lehce přístupná.

S palynologickými nálezy pocházejícími z jeskynních sedimentů poměrně dobře korespondují i výzkumy v blízkém okolí Ochozské jeskyně (Musil 1997).

Celkově lze tedy z nálezů chladnomilné flóry a po srovnání s literaturou přiřadit stratigrafickou pozici studovaných sedimentů z Ochozské jeskyně poslednímu glaciálu. Mohlo by se jednat o svrchní část středního a nejvyšší úsek viselského glaciálu. Bližší stratigrafické zařazení však vzhledem k výše uvedeným důvodům nemohu přesně stanovit. Potvrzení těchto názorů a zpřesnění časového určení může být poskytnuto až na základě dalšího studia, zejména v případě nalezení kompletnějšího profilu.

Závěr

Studovaná palynospektra ze sedimentů Ochozské jeskyně obsahovala kromě palynomorf kvartérních i množství pylových zrn, spor a rostlinného mikroplanktonu redeponovaných ze sedimentů neogénu.

Mezi kvartérní flórou převažovali zástupci chladnomilné stepní vegetace jako např. *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Selaginella selaginoides*, *Saxifraga* spolu s vegetací bažinnou a vlhkomilnou Cyperaceae, a méně *Sparganium*, *Potamogeton*, *Filipendula*. Zjištěny byly

rovněž chladnomilné zelené řasy druhů *Pediastrum kawraiskyi* a *Pediastrum integrum*. Stromy tvořily 20-30% vegetace (*Betula*, *Salix*, *Pinus*). Tento poměr ovšem může být v pylových spektrech nadhodnocen.

Z nálezů chladnomilné flóry a po srovnání s údaji z literatury lze tedy přiřadit stratigrafickou pozici studovaných sedimentů z Ochozské jeskyně poslednímu glaciálu, pravděpodobně svrchní části středního a nejvyššímu úseku viselského glaciálu. Bližší stratigrafické zařazení vzhledem k výše uvedeným důvodům nemohu

přesně stanovit. Potvrzení těchto názorů a zpřesnění časového určení může být poskytnuto až na základě dalšího studia, zejména v případě nalezení kompletnějšího profilu.

Závěrům palynologickým odpovídají i výsledky sedimentologické. Snížení průtoku lze generelně korelovat s chladnými klimatickými obdobími a období teplejší naopak se zvýšením průtoku. Zvýšení role podzemního toku se odrazilo v uložení hrubozrnějších sedimentů, ze kterých neexistují palynologické záznamy.

Literatura:

- Ambrož, V. - Kneblová, V. (1959): Zalednění Řepišťské plošiny.- Přírodověd. Čas. Slez., XX, 2, 194-200. Ostrava.
- Břízová, E. (1994): Vegetation of the Holstein interglacial in Stonava-Horní Suchá (Ostrava region).- Sbor. geol. Věd., Antropozoikum 21, 19-56. Praha.
- Burkhardt, R. - Příbyl, J. (1971): Sediments of the Ochozská cave.- Acta Musei Moraviae, 55,13-30. Brno.
- Burkhardt, R. - Žůrková, I. (1969): Vývoj složení těžké frakce v sedimentech Ochozské jeskyně.- Československý kras, 21,130-131. Praha.
- Domáci, L. (1974): Stupeň zaoblení úlomků v kvantitativním systému sedimentů, reziduálních hornin a vulkanoklastických usazenin.- Acta Univ. Carol.,Geologica, 1, 111-117. Praha.
- Domáci, L. (1979): Význam zaoblení psamitových zrn.- Acta Univ. Carol.,Geologica, 3-4, 167-182. Praha.
- Domáci, L. (1980): Vztah zaoblení, délky transportu a úbytku hmoty klastických psamitových zrn.- Acta Univ. Carol.,Geologica, 1-2, 69-79. Praha.
- Dyakowska, J. - (1956): Spektra pyłkowe utworów zastoiskowych.- Z badań Czwartorzedu w Polsce, 217-226. Warszawa.
- Havlíček, P. - Smolíková, L. - Kovanda, J. - Břízová, E. (1994): Loess complex near Sedlec (Southern Moravia). -Sbor. geol. Věd. Antropozoikum 21, 5-18, Praha.
- Jankovská, V. (1991): Vývoj vegetačního krytu podtatranských kotlin od konce doby ledové po současnost.- Zbor. Prác o TANAP, 31, 73-84. Bratislava
- Jankovská, V. (1992): Vegetationsverhältnisse und Naturumwelt des Beckens Jestřebská kotlina am Ende des Spätglazials und im Holozän (Doksy-Gebiet) - Folia Geobot. Phytotax, 27, 137-148. Praha
- Jankovská, V. - Komárek, J. (1982): Das Vorkommen einiger Chlorokokkalalgen in böhmischen Spätglazial und Postglazial. - Folia Geobot. Phytotax., 17/2, 165-195. Praha.
- Kneblová, V. (1958): Die Glaziale Flora in den Pleistozänen Sedimenten bei Brušperk im Ostrauer Gebiet. - Anthropozoikum 7, 291-303 Praha.
- Kneblová-Vodičková, V. (1962): Glaciální flóra v sedimentech u Českého Těšína. - Anthropozoikum 10, 163-168. Praha
- Krutzsch, W. - Pacltová, B. (1990): Die Phytoplankton -Mikroflora aus den pliozänen Süßwasserablagerungen des Cheb-Beckens (Westböhmen, ČSFR). - Acta Univ. Carol., Geologica 4, 345-420. Praha.
- Lang, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas.- Gustav Fischer Verlag, Jena - Stuttgart - New York.
- Musil, R. (1998): Vývoj údolní sítě v jižní části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, V, 11-15. Brno.
- Musil, R. et al. (1993): Moravský kras - labyrinty poznání.- 336, GEOprogram, Adamov.
- Nehyba, S. (1998): Výsledky sedimentologického a sedimentárně-petrografického studia sedimentů Ochozské jeskyně.- MS Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno.
- Růžičková, E. (1988): Použití petrologických a mineralogických metod při výzkumu sedimentů mladšího kenozoika Krušných hor.- Čas. Mineral. Geol., 33, 3, 271-283. Praha.
- Seitl, I. - Svoboda, J. - Ložek, V. - Přichystal, A. - Svobodová, H. (1986): Das Spätglazial in der Barová-Höhle im Mährischen Karst. - Archäologisches Korrespondenzblatt 16, 393-398. Mainz.
- Svobodová, H. (1988): Pollenanalytische Untersuchung des Schichtkomplexes 6-1 vor der Kůlna- Höhle.- In: Valoch K.: Die Erforschung der Kůlna Höhle 1961-1976. Anthropos, Band 24 (N.S. 16), 205-210, Brno.
- Svobodová, H. (1992): Palaeobotanical evidence on the Late Glacial in the Moravian Karst.- In: Eder-Kovar j. (ed.): Palaeovegetational Development in Europe and Regions relevant to its Paleofloristic Evolution. Proceedings of the Pan - European Palaeobotanical Conference Vienna, 19-23 September 1991, Museum of natural History Vienna.
- Vít, J. (1996): Fluvialní sedimenty severní části Moravského krasu.- MS disertační práce. Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno.

SOLIFLUKČNÍ (GELIFLUKČNÍ) PROUDY NA LOKALITĚ PŘÍRODNÍ PAMÁTKY "DOBŘÁ STUDNĚ" (OCHOZ U TIŠNOVA)

Gelifluction lobes at the protected natural monument Dobrá studně
near Ochoz u Tišnova

Mojmír Hrádek

Ústav geoniky AV ČR Ostrava, pobočka Brno, Drobného 28, p.p.23, 613 00 Brno

e-mail: hradek@geonika.cz

(24-14 Boskovice)

Key words: *gelifluction lobes, gelifluction terraces, wetland depressions*

Abstract: On the protected locality of Dobrá studně near Ochoz u Tišnova existence of gelifluction lobes has been confirmed by geomorphological investigations. The lobes are thrust on flat bottom of depression at foot of steep depression sides. Younger generation probably from the Late Würm have been distinguished from the older ones. The youngest lob occupies the highest position in centre of affected area 0,65 km by 0,22 km (0,18-0,20km²). Its length is 110m, width 50 m and height cca 10 m. Older lobes were transformed during the thrusting of the youngest lobes on the gelifluction terraces. Individual lobes are separated by slope depression of dell-like character with numerous blocks of gneiss. In front of the youngest lobe there is a small closed round wetland.

Lokalita Dobrá studně je součástí geomorfologického celku Hornosvratecká vrchovina, leží v podcelku Nedvědiccká vrchovina, v jejím okrsku Sýkořská hornatina. Přírodní památka Dobrá studně, s výskytem soliflukčních jevů, se nachází na SSV od Ochozu u Tišnova ve sníženině severojižního směru, jejíž vymezení a pojmenování jako ochozský příkop nebylo doposud použito. Zájmové území leží v prostoru mezi dvěma cestami rozbíhajícími se v severní části obce k SV a lesem. Jedna cesta vede na SV k lesu, druhá k S, k vodojemu. Na jižním okraji lokality se nachází malý rybníček ležící na dně splachové deprese a prochází zde také vedení vysokého napětí. Zájmové území se rozsahem kryje s rozsahem chráněného území. Přírodní rezervace má vzhled travnatého vřesoviště s ojedinělými balvanu ruly, které je v současnosti využíváno jako pastvina. Odvodňovací příkopy v dolní, západní části pastviny měly tento způsob využívání umožnit. Na východě omezují chráněné území strmější svahy pokryté lesem, na severu pramenný úsek přítoku Křeptovského potoka. Celkový rozsah nepravidelného obdélníkovitého území o stranách 0,65 km a 0,22 km, s výskytem soliflukčních jevů, činí cca 0,18-0,20 km². Výškový rozdíl mezi nejnižší a nejvyšší částí soliflukčních proudů činí cca 30 m.

Geologická charakteristika území

Lokalita Dobrá studně je součástí moravika svratecké klenby, která je v okolí Ochozu u Tišnova budována bítešskými rulami. Sníženina u Ochozu je součástí příkopu, který rozděluje oválnou lomnickou hrášt'ovou morfostrukturu na dvě křídla (viz Hrádek, M. v tomto ročníku Geol. výzk. Mor. Slez.). Sníženina u Ochozu byla vyplněna i mladšími sedimenty, soudě podle nálezů učiněných

severně od Lomnice u Tišnova, svrchnokřídovými a miocenními. Tyto sedimenty spolu s hrubým, balvanitým materiálem vzniklým kryogenním rozpadem výchozů bítešských rul na výše položených svazích nad sníženinou vytvořily zdroj materiálu pro vznik soliflukčních proudů. Na lokalitě Dobrá studně není žádný významnější odkryv, který by umožnil detailnější pohled na geologickou stavbu soliflukčních proudů. Zářezy cest a odvodňovacích příkopů však ukazují na převládání hlinitopísčitého svahového materiálu s příměsí hrubších kamenů a balvanů ruly.

Geomorfologická charakteristika zájmového území

Výskyt mohutných soliflukčních proudů v přírodní rezervaci Dobrá studně, výstižně charakterizuje chladné glaciální podnebí konce pleistocénu v hornatinném prostředí Sýkořské hornatiny a je dokladem existence permafrostu. Soliflukční proudy popsané a dokumentované na této zvláště chráněné lokalitě nejsou v takovém rozsahu známy z jiných míst Sýkořské hornatiny. Soliflukční jevy ze zatím blíže neurčeného období nejmladšího pleistocénu sestávají z několika základních akumulčních tvarů, zejména ze soliflukčních proudů, soliflukčních teras, denudačních soliflukčních povrchů, sníženin oddělujících jednotlivé jazyky a bezodtokých mokřadních depresí.

Středem vymezeného území Dobrá studně probíhá od východu k západu, od lesa k dolní cestě, nejlépe vyvinutý soliflukční proud, až 110 m dlouhý a 50 m široký, na jižní straně lemovaný soliflukční terasou a s okrouhlou uzavřenou depresí v čele. Je to pravděpodobně proud nejmladší generace, který se během tání a rozmrznutí aktivní vrstvy v nejmladších stadiálech würmu nasunul na proudy starší generace, částečně již postižené denudací. Jazyky starších proudů lze také prostorově vymezit,

vyznačit na mapě, ale nemají již tak výrazný tvar jako proud nejmladší (Obr. 1). Vrcholová část proudu se podobá plochému širokému hřbetu, který po stranách přechází hranami ve výrazné svahy. Vrcholová část je zvlněná a může mít několik dilčních vrcholů. Povrch hřbetu nejmladšího soliflukčního proudu leží nejvýše ze všech soliflukčních tvarů na lokalitě Dobrá studně, cca 480 m n.m. Směrem k západu se jeho průběh pozvolna snižuje. Místa jsou na jeho povrchu roztroušeny velké deskovité balvany bitešské ruly metrových rozměrů pocházející z mrazových srubů a nivačních výklenků na svazích omezujících sníženinu. Ostatní proudy leží níže. K největší degradaci došlo v okrajových částech, kde jazyky přecházejí v mírně ukloněný nediferencovaný povrch tvořený soliflukčními sedimenty.

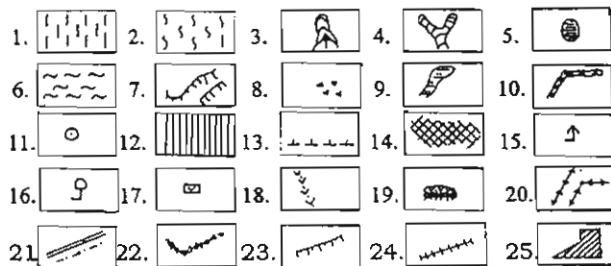
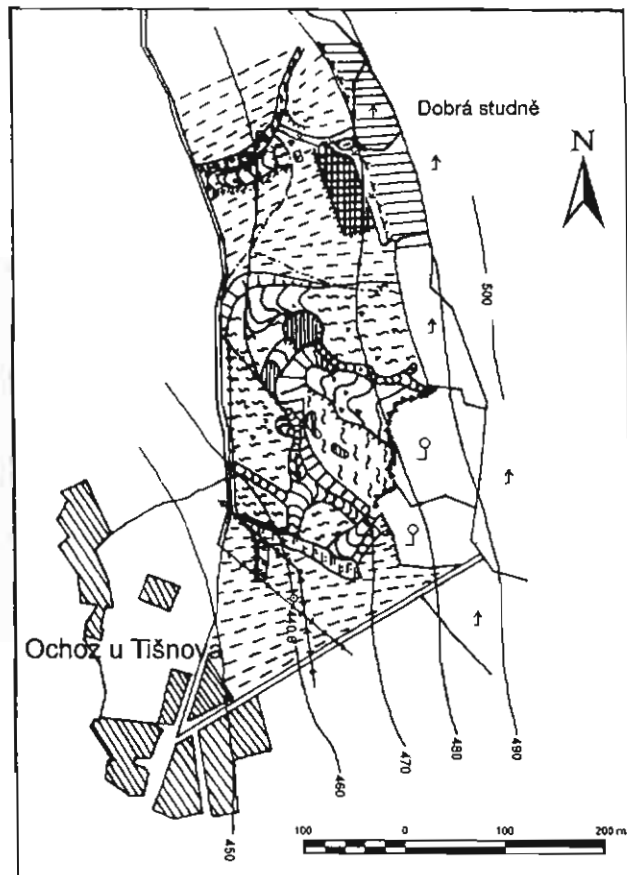
Soliflukční terasa přiléhající na jihu k hlavnímu jazykovitému proudu se vyznačuje povrchem mírně se uklánějícím k západu i k jihu. Je vymezená dvěma hranami. Horní na styku s vrcholovou částí hlavního jazyka a spodní nad dnem splachové deprese. Na povrchu terasy se vyskytuje několik plytkých, drobných depresí, odlišujících se vlhkomilnou vegetací (sítina).

Zcela typickým rysem přírodní rezervace je nevelká, uzavřená oválná deprese, tzv. mokřadní očko, do níž ústí na jedné straně svahová sníženina mezi proudem hlavním a proudem sousedním, s větším nakupením balvanů a na straně druhé, oddělená hranou od další, nižší, svahové deprese směřující podél čela hlavního proudu k jihu. Dno oválné deprese je ploché, zamokřené, porostlé trsy sítiny.

V severní části lokality se již výrazné soliflukční proudy nenacházejí. V pramenném úseku přítoku Křepovského potoka, severně od objektu vodojemu, se nachází větší množství balvanů, evidentně z vyšších svahů Sýkoře, na jejichž transportu se soliflukce také podílela. Celkově ale severní část rezervace Dobrá studně nese rysy podstatnějších terénních úprav spojených jak s výstavbou vodojemu, tak přilehlého fotbalového hřiště. Pozornost si zde zaslouží mokřad vyplňující mělkou sníženinu na východní straně hřiště, ležící zároveň při úpatí strmějších svahů. Bez podrobnějších sondážních prací lze ale obtížně rozhodnout zda je tato sníženina přírodního nebo umělého původu, související např. s výstavbou hřiště.

Závěr

Na chráněné lokalitě Dobrá studně u Ochozu u Tišnova byla při geomorfologickém průzkumu potvrzena existence soliflukčních proudů několika generací pocházejících s největší pravděpodobností z nejmladších stadiálů würmu. Vznikly nasouváním jazyků kašovité rozbředlé zeminy spolu s velkými balvany ze svahů masivu Sýkoře nejprve na ploché dno sníženiny později i na proudy starší. Dominantní postavení na lokalitě má proud z nejmladšího období v její střední části (nadm. výška 480 m). Vlivem denudace a destrukčního působení nejmladšího proudu se ze starších proudů zachovaly jen neúplná torza, soliflukční terasa a zploštělé akumulace soliflukčních



Obr. 1 - Geomorfologická mapa soliflukčních jevů na lokalitě Dobrá studně u Ochozu u Tišnova.

Vysvětlivky: 1. mírné svahy Ochozské sníženiny, 2. soliflukční sedimenty starších proudů vystupující nad úroveň okolních mírných svahů, které ale ztratily vlivem denudace svůj proudový vzhled, 3. mladší soliflukční proudy, 4. svahové deprese oddělující soliflukční proudy, 5. uzavřené deprese s vlhkomilnou vegetací na čelech proudů, 6. povrch soliflukční terasy tvořený soliflukčními sedimenty, 7. terénní hrany vymežující soliflukční proudy a terasy, 8. deskovité balvany bitešské ruly na povrchu proudů, svahových sníženin a v depresích, 9. splachové deprese, 10. mokřady se stojící vodou, 11. prameniště, 12. strmější svahy nad 10°, 13. úpatí strmějších svahů, 14. uměle upravený povrch, 15. les, 16. sady, 17. vodojem, 18. výmol, kterým odtéká voda z vodojemu, 19. rybníček s hrází, 20. vedení vysokého napětí, 21. cesty, 22. kamenné zidky, 23. meze a umělé terénní hrany, 24. odvodňovací příkopy, 25. urbanizované plochy Ochozu u Tišnova.

sedimentů. V čele hlavního proudu vznikla uzavřená bezodtoká deprese porostlá trsy sítiny. Ústí do ní několik svahových depresí, které oddělují soliflukční jazyky.

OVÁLNÉ HRÁŠŤOVÉ MORFOSTRUKTURY VE SVRATECKÉ KLENBĚ MORAVIKA NA TIŠNOVSKU

Oval horst morphostructures in the Svratka Dome of the Moravicum
in the Tišnov area

Mojmír Hrádek

Ústav geoniky AV ČR Ostrava, pobočka Brno, Drobného 28, p.p. 23, 613 00 Brno,

e-mail: hradek@geonika.cz

(24-32 Brno, 24-14 Boskovice)

Key words: *Miocene, neotectonics, normal faulting, oval horsts and ring faults*

Abstract: In the Svratka Dome at the close neighbourhood of Tišnov two oval horst structures have been analysed by method of morphostructural analysis. They consist from oval-like arranged flat ridges on periphery, in centre tectonically collapsed and at circumference bound by fault scarps or fault-line valleys. Cretaceous deposits in inner or outer grabens indicate pre-Cretaceous planation and Miocene sediments post-Lower Miocene normal faulting in stress field of Carpathian orogen and Bohemian Massif collision. Analysed morphostructures originated as pre-Devonian volcano-magmatic centres before the period of Variscan overthrusting of Moravian nappes.

Morfostrukturní analýzou byly na území Tišnovska, budovaném horninami moravika, zjištěny dvě poměrně pravidelně oválné, téměř kruhové, tektonicky omezené, morfostruktury, které předchozí analýzy neidentifikovaly (Nekovařík -Bosák 1985). Jedna z nich leží v okolí Deblína, druhá v okolí Lomnice u Tišnova. Analýza přinesla poznatky jak o jejich původu, tak o vývoji reliéfu oblastí. Základ struktur tvoří do oválu (či polooválu) uspořádané hřbety, omezené na vnější straně zlomovými, více či méně erozně modelovanými svahy nebo údolními vázanými na zlomy; vnitřek struktury je rovněž tektonicky porušen. V detailech se obě struktury liší.

Deblínská morfostruktura (ovál)

Je soustředěna kolem krystalinického jádra tvořeného autochtonním masivem tišnovských brunid (deblínských skupiny) v okolí Deblína a Maršova, s obalem devonských křemenných slepenců závistského vývoje a příkrovových jednotek skupiny Bílého potoka (vnitřních fylitů) a bítešské skupiny (bítešské ruly) v okolí Lažánek. Obvod struktury je na jihu a západě omezen úseky údolní sítě Bílého potoka s přímou ssz. linií přítoku Podborka u Svatoslavi a Loučky s přítoky Blahoňovkou a Libochovkou. Na východě je struktura otevřená do Boskovické brázdy a na severu do výběžku Tišnovské kotliny u Dolních Louček, která je její součástí (Demek et al. 1987).

Hlavním rysem deblínských morfostruktur je oválné uspořádání hřbetu, který je průlomovým údolím Svratky rozdělen na dvě části. Kratší východní, zčásti na vnější straně tvořenou permem boskovické brázdy, zasahující k Senticím (Sokolí 398 m) a západní počínaje od Holasic a Lažánek v cca 400 m n.m. přes Maršov, Braniškov, Deblín

a Úsuší. Hřbet končí vrchem Pasník 543 m, což ukazuje že se jeho povrch postupně zvyšuje. Na severu je od struktury průlomovým údolím Loučky oddělen krátký srpovitý hřbítok se zříceninou Louček (Střemchov).

Vnitřní část oválu je od výběžku Tišnovské kotliny u Březiny, směrem k Vohančicím, Pejškovu a Žernůvce, rozčleněna pravoúhlým systémem příkopů s plochým dnem omezeným strmými svahy, zčásti s miocenními sedimenty, a zčásti ve visuté poloze (od Vohančic k Žernůvce).

Tam, kde je ovál omezen svahy údolí nese znaky fluvialní a svahové modelace a tektonické rysy hrásti jsou poněkud setřeny. Na druhé straně skutečnost, že vodní toky sledují oválný okraj struktury svědčí o tom, že jsou pod vlivem vodivého účinku oválného či kruhového zlomu na jejím obvodu. Hrášťové rysy oválu vynikají v sousedství Tišnovské kotliny a tam, kde vnitřní příkopy člení obvod na křídla a výběžky. Tak vystupuje východní křídlo u Sentic, segment Výrovky v. od Vohančic nebo na severu úsek mezi Žernůvkou a Dolními Loučkami, kde od vrchu Pasník sestupují k Předklášteří stupně nižších rozsoch. Jižně od Maršova se zachoval nad údolím Bílého potoka ve vyšší úrovni zlomový svah, který odděluje drobnou pokleslou nižší kruhu na obvodu struktury u Šmelcovny. Vznikl zde tektonický uzel, na který jsou vázána ložiska rud ve známé Stříbrné zmlí (Hrádek 1988).

Lomnická morfostruktura (ovál)

Ještě pravidelnější kruhové rysy má struktura, v jejímž středu leží Lomnice u Tišnova. Tato struktura, ležící mezi údolím Svratky nad Tišnovem a okrajem Boskovické brázdy, je vnitřně ještě více rozčleněna, jednak údolím Besénku, jednak pásem sníženin vyběhujícím z Tišnovské kotliny od Šerkovic k Lomnici a dále k Ochozu u Tišnova.

Pásem sníženin, které považujeme, podobně jako u struktury deblínské, za tektonické příkopy, je ovál rozdělen na dvě nestejně široká křídla, křídlo veselské a křídlo rašovské.

Geologicky je struktura budována příkrovovými jednotkami bitešské a olešnické skupiny. Horniny olešnické skupiny vytvářejí kolem středu nepravidelnou oválnou strukturu. Typickým rysem lomnického oválu jsou příkopy s miocenními, případně i křídovými, sedimenty lemující jeho obvod. Tím se výraznost struktury a její hrást'ové rysy zvyšují. Na západní straně, až k Borači, je to Svratkou protékaný štěpánovický příkop se zakleslými spodnobadenskými sedimenty miocénu, potvrzenými Havelkovou-Schütznerovou (1969), na východě výběžek Tišnovské kotliny k Jamnému, a dále podél rozhraní s permem Boskovické brázdy ve visuté podobě až k Rohozci. Vnitřní příkop (ochozský) od Řepky k Lomnici a Ochozu u T. se dále k SSZ stáčí k jihozápadu a stává se příkopem vnějším, lemujícím severní výběžek veselského křídla k Bělči. Údolí Besénku se zahlubuje až o 150 m pod úroveň dna ochozského příkopu u Lomnice. Sníženina příkopu tím získává visutou pozici. Tato visutost je také výrazem toho, že dno vnitřního příkopu zaznamenává od jihu k severu proměny nadmořské výšky. Od dna Tišnovské kotliny u Šerkovic v cca 250 m dosahuje příkop u Lomnice již výšku 400 m, k Ochozu se dno zvedá ještě výše, až na 456 m, a po přechodu na vnější stranu veselského křídla opět poklesá na úroveň cca 420 m. Pod Bělčem je příkop proříznut na vnitřní straně údolím Křeptovského potoka a zůstal zachován opět jen jako visutá lišta nad tímto údolím, při úpatí vyšších svahů od Křížovic. Zde byly při vrtném průzkumu pro tzv. vírský přivaděč zjištěny křídové sedimenty (Šamalíková, 1992). Při výstavbě objektů zemědělského družstva v Lomnici byly odkryty bělavé, místy i nažloutlé a načervenalé písky, které by podle popisu mohly být podobné oněm popsaným od Bělče, i těm na které upozornili v blízkém okolí hřbitova v Lomnici již Cicha a Dornič (1958), datované podle mikrofauny rovněž jako křídové. Ve vnitřním, ochozském příkopu byly popsány i miocenní sedimenty jižně od Lomnice.

Veselské křídlo je tvořeno veselským hřbetem, kterému dominuje Veselský chlum, 578 m, dále na jihu leží Jahodná, 533 m, na severu skalnatý Hrušín 575 m se stupňovitou soustavou věžovitých útvarů z bitešské ruly. Od jižní části hřbetu je úzkou sníženinou, ležící v ose vnitřního příkopu, oddělen nosovitý výběžek Lysá. Podobný výběžek má i severní část veselského křídla. Rašovské křídlo na jihu (Kopaniny 462 m) uzavírá výběžek Tišnovské kotliny u Šerkovic a dále k severu se u Rašova rozšiřuje v planinu tvořenou plošinami a oblými meziúrodnými hřbety vybíhajícími v podobě rozsoch nad kotlinu u Šerkovic (Velká hora 558 m, Cerhová 541 m). Tato planina je na severu, až po hluboké údolí Besénku, obloukovitě podél pramenného úseku říčky Lubě, omezena a uzavřena svahy čel vyšších hřbetů u Kozárova. V této části rašovského křídla se hrást'ový vzhled lomnického oválu mění na vhloubený útvar - plochou sníženinu.

V úseku mezi údolím Besénku u Synalova a ochozským příkopem nejsou kruhové rysy patrné. Podnoží Sýkoře zde jako klín proniká téměř až k Lomnici a odděluje

obě křídla.

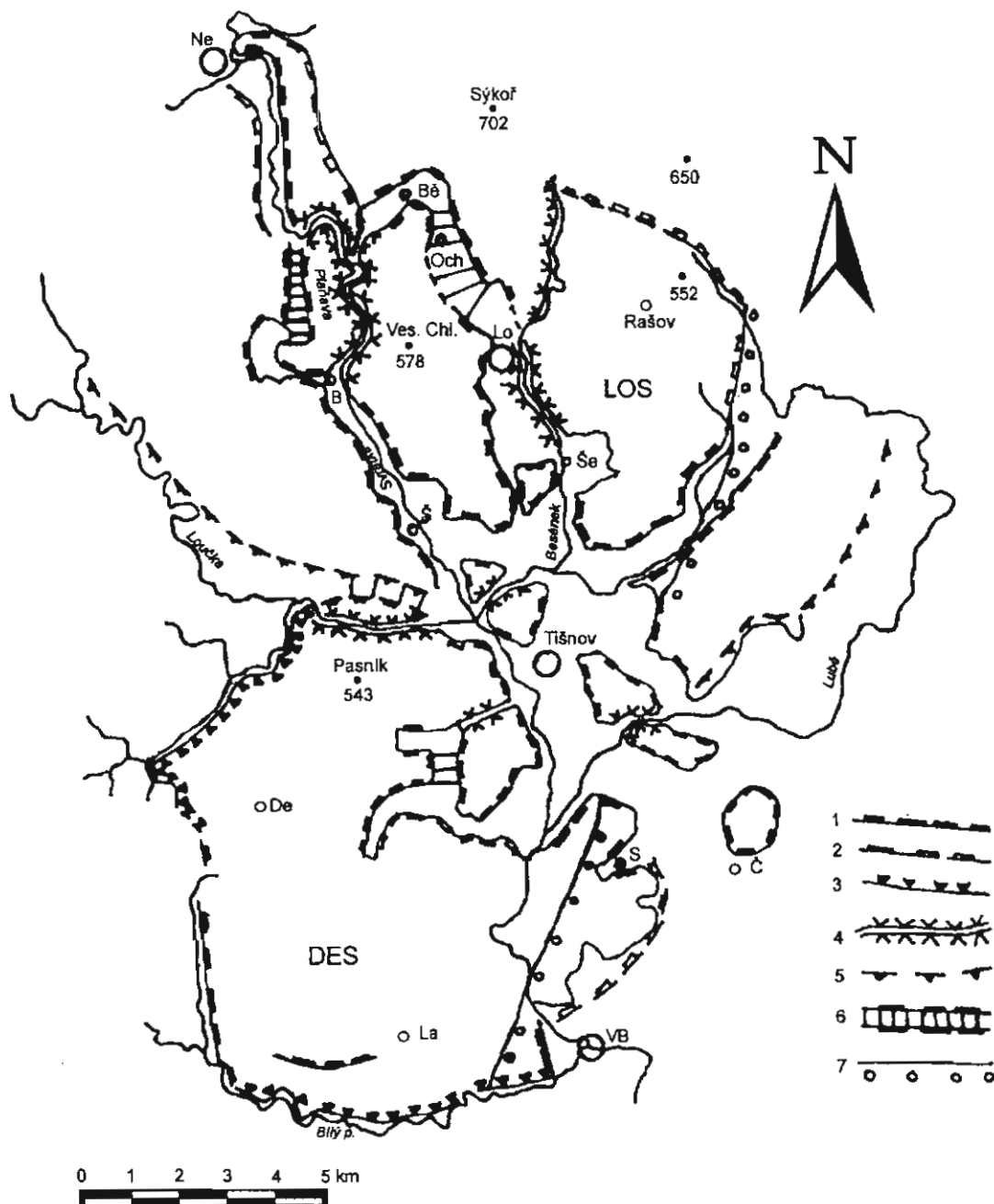
Kromě deblínské a lomnické struktury se v reliéfu projevuje náznak reliktu dalšího oválu. Na jeho existenci ukazují nosovité výběžky hřbetů, analogické výběžkům veselského křídla lomnické morfostruktury. Zřetelně jsou vyvinuté u hřbetu Plaňava a u hřbetu východně nad Nedvědicí. Tyto hřbety tvoří hrást' oddělující vyšší a nižší stupeň jednostranně vyvinutého příkopu Nedvědicke kotliny, omezujícího východní křídlo klenbové stavby Sýkořské hornatiny. Nápadnost hřbetu Plaňavy zvyšuje boračská kotlina esovitě obtáčející jeho nosovitý výběžek. Visutý příkop-prah na vnitřní straně Plaňavy odděluje štěpánovický příkop od Nedvědicke kotliny. Svratka překonává úsek mezi Boračem a Doubravníkem skalnatým průlomovým údolím u Prudké, které odděluje veselské křídlo lomnického oválu od hřbetu Plaňavy.

Geomorfologický vývoj

Morfostrukturní analýza dává možnost vyjádřit se do jisté míry i k původu obou oválných struktur. Podle stavby deblínské morfostruktury je jejich existence spojena s krystalickým-granitickým autochtonním jádrem, které je omezeno kruhovým zlomem. Struktura mohla vzniknout ještě před variským násunem morávních příkrovových jednotek a je zřejmě předdevonská. O lomnické struktuře můžeme předpokládat, že má rovněž granitické autochtonní jádro jako struktura deblínská. Přítomnost metabazitů (Misař et al. 1983) by mohla ukazovat na vulkano-magmatický původ obou oválných struktur. Nelze nepřipomenout jejich jistou podobnost s oválnými strukturami jesenické oblasti, např. lomnického oválu s tzv. rohelskou klenbou (srov. Hrádek 1984).

Dnešní hrást'ová pozice obou oválů jako aktivních morfostruktur souvisí s tektonickými poklesy, které daly vzniknout Tišnovské kotlině. V detailech se však jejich postavení liší. Zatímco mírně se k severu zvedající deblínská morfostruktura tvoří výspu pahorkatinného reliéfu tzv. Křižanovské vrchoviny na jejím styku s Boskovickou brázdou, je lomnická struktura na východním a severním obvodu obklopena neotektonickou klenbovou stavbou Nedvědicke vrchoviny a jejího nejčlenitějšího území Sýkořské hornatiny (Hrádek 1980; 1982).

Stopy geomorfologického vývoje obou hrást'ových oválů je možno datovat podle sedimentárních pozůstatků již od svrchní křídly, z doby před více než 70 miliony let. To, že se tyto sedimenty nyní nacházejí v reliktní pozici ve sníženinách, uvnitř a na obvodu struktur, ukazuje nejspíše na jejich tektonické zaklesnutí. Proto bylo pro tyto sníženiny použito označení příkop. Předpoklad pro zaklesnutí vytváří větší rozšíření křídly v této oblasti, což předpokládali, minimálně pro oblast Boskovické brázdy i Cicha a Dornič (1956). Že se zde nacházejí rovněž miocenní sedimenty, klade dobu zaklesnutí do doby vzniku Tišnovské kotliny ke konci miocénu. Nejstarším tvarem jsou plošiny zarovnaného povrchu, které se zachovaly např. v okolí Rašova, uvnitř lomnického oválu nebo na povrchu hřbetů deblínské oválu v okolí Lažánek. Se zarovnanými



Obr. 1 - Morfostrukturní schéma okolí Tišnova s hrášťovými ovály.

Vysvětlivky: 1. zlomové svahy, 2. silně pozměněné zlomové svahy, 3. svahy údolí vázaných na zlomy, 4. okraje neotektonických kleneb, 5. dna visutých příkopů, 6. západní okraj Boskovické brázdy. Zkratky: DES - deblínská morfostruktura, LOS - lomnická morfostruktura, De-Deblín, La-Lažánky, VB-Veverská Bítýška, Č-Čebín, Lo-Lomnice u Tišnova, Še-Šerkovice, Och-Ochoz u Tišnova, Š-Štěpánovice, Bě-Běleč, B-Borač, Ne-Nedvědice.

povrchy souvisí i výskyt zvětraliny a procesy zvětrávání. V sousedství plošin u Lažánek se v podloží miocenních sedimentů nacházejí hluboké kaolinické zvětraliny, jako produkt předmiocenního zvětrávání. Podle Kužvarta (1965) vznikly zvětráním drcených svrateckých žul. Křemité roztoky SiO_2 uvolněné při zvětrávání fylonitizované svratecké žuly se hromadily v depresích v jižním okolí Lažánek. Po dlouhém vývoji se dnes tato místa nahromadění SiO_2 projevují jako odolnější křemencové pahorky (Skalka u Lažánek, srov. Skácel 1953). Došlo zde k tzv. inverzi reliéfu. Na rašovských plošinách v lomnické struktuře byly zase ve výkopech nalezeny pseudomorfozy opálu po kalcitu, resp. živci. Roztoky SiO_2

uvolněné při zvětrávání v době, kdy lomnická struktura mohla tvořit snad uzavřenou depresi, vyplnily dutiny po krystalech kalcitu. Nálezy křídly v příkopech v okolí Lomnice naznačují, že původní zarovnaný povrch byl s největší pravděpodobností pokryt křídovými sedimenty, a že tedy vznikl již v období před svrchní křídou. V miocénu byla oblast pokryta miocenními sedimenty a to jak staršími sladkovodními (Lažánky) tak mladšími (sp. baden), dnes hojně rozšířenými v Tišnovské kotlině, kdy zde ještě byly denudační relikty křídly. To znamená, že k jejich zaklesnutí došlo v době, kdy plošiny zarovnaného povrchu byly pokryty sedimenty obojího stáří

Období konce miocénu přineslo nástup

endogenních procesů v souvislosti s alpským vrásněním. Do procesu tohoto vrásnění byl zahrnut i okraj evropské platformy tvořený Českým masivem. Okraj Českého masivu se dostal do kolize s vrásnicemi se horskými oblouky Alp a Karpat a byl postižen vlivy jejich stresových polí, vyvolávajících spolu se stlačováním a posléze i rozpináním i tektonické pohyby. Nejprve klenbové zdvihy a vyklenování povrchu, později po uvolnění napětí i poklesy. Právě poklesy jsou asi nejmarkantnějším rysem neotektoniky na Tišnovsku, projevující se vznikem pásů kotlin vázaných na hlavní zlomová pásma. Je to jednak systém Brněnské a Tišnovské kotliny, sledující tektonický

směr SZ-JV, vázaný na tišnovský zlom, systém moravskoslezského zlomového pásma SSZ-JJV, pokračující v návaznosti na bítešský zlom údolím Svratky a dále systém zlomů Boskovické brázdy SSV-JJZ. Poklesy a následné selektivní vypreparování říční erozí přivedly obě struktury omezené oválnými zlomy do dnešního stavu oválných hrástí. Předpokládáme, že ve výchozím stavu byla širší oblast pokryta miocénními sedimenty. Jen tak, epigeneticky, si lze zatím vysvětlit vznik průlomových údolí, např. Loučky u Dolních Louček, nebo Svratky u Prudké, Besénku mezi Květnicí a Dřínovou a j.

Literatura:

- Demek, J. et al. (1985): Hory a nížiny, Zeměpisný lexikon ČSR. - Academia, Praha.
- Cícha, I. - Dornič, J. (1958): Nález křídý v západní části Boskovické brázdy u Lomnice, severně od Tišnova. - Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 443-444. Praha.
- Hrádek, M. (1980): Význam reliéfu v přírodním systému krajiny Svratecké hornatiny. - Zprávy Geografického ústavu ČSAV, 17, 4, 147-160, Brno.
- Hrádek, M. (1982): Zásady strukturně geomorfologické klasifikace a regionalizace České vysočiny. - Geomorfologická konference. 47-52, Univerzita Karlova Praha.
- Hrádek, M. (1984): Appearances of domal morphostructures in some mountains of the Western European platform and its causes. - Sborník prací 1, GgÚ ČSAV, 53-61. Brno.
- Hrádek, M. (1988): Some examples of applied geomorphological maps from Czechoslovakia. - Zeitschrift f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 68, 189-203, Berlin-Stuttgart.
- Kužvart, M. (1965): Geologické poměry moravskoslezských kaolínů. - Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol., 6, 87-146. Praha
- Mísař, Z. - Dudek, A. - Havlena, V. - Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I., Český masív. - SPN, Praha.
- Nekovařík, Č. - Bosák, P. (1985): Bloková stavba centra svratecké klenby v okolí Tišnova. - Acta Univ. Carol., Geologica, 395-402. Praha.
- Schütznerová-Havelková, V. (1969): Miocén v údolí Svratky sz. od Tišnova. - Čas. Min. Geol., 14, 3-4, 305-314, Praha.
- Skácel, J. (1953): Geologické poměry v jižní části svratecké klenby. - Čas. Morav. Mus., 38, 71-86. Brno.
- Šamalíková, M. (1992): Poznatky o geotechnickém charakteru hornin štolových úseků brněnského oblastního vodovodu v úseku Vír-Štěpánovice. - Geol. Průzk., 34, 10, 300-304. Praha.

MORFOSTRUKTURNÍ CHARAKTERISTIKA ŽDÁRSKÝCH VRCHŮ

Morphostructural features of the Žďárské vrchy Highland

Antonín Ivan, Karel Kirchner

Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P.O.Box.23, 613 00 Brno,

e-mail: geonika@geonika.cz

(13-44 Hlinsko, 14-33 Polička, 23-22 Žďár n.S., 24-11 Nové Město n.M.)

Key words: *geomorphology, morphostructural features, Žďárské vrchy Highland*

Severní část Českomoravské vrchoviny vyplňuje Hornosvratecká vrchovina, jejíž kulminační část tvoří pestrý, prostorově diferencovaný reliéf Žďárských vrchů. V minulých dvou letech jsme se zabývali výzkumem geomorfologicky méně prozkoumané nižší sv. části Žďárských vrchů na styku s českou křídovou pánví. Přinesl poznatky hlavně o morfostruktuře, které mají vztah ke germanotypní tektonice území. Výzkumy budou pokračovat s využitím grantového projektu GA ČR reg.č. 205/99/1307. V následujícím textu naznačíme základní morfostrukturní rysy reliéfu Žďárských vrchů.

Žďárské vrchy, reprezentované reliéfem ploché vrchoviny, dosahují nadm. výšky 700-800 m (Devět skal 836 m, Křovina 830 m, Kopeček 822 m, Malinská skála 811 m, Žákova hora 810 m). Všechny uvedené body jsou situovány jižně od údolí Svatky. V s. nižší části, která má přímý kontakt s horninami České křídové pánve, je nejvyšším bodem Karlštejn 783 m. Území je důležitou pramennou i rozvodní oblastí, kde se počínají formovat významné vodní toky - Svatka, Sázava a Chrudimka. Vzhledem ke své kulminační pozici na hlavním evropském rozvodí (labsko - dunajském) se vodní toky v podstatě radiálně rozbíhají na různé strany. Geologické podloží Žďárských vrchů tvoří převážně metamorfované horniny svrateckého a poličského krystalinika. Základním horninovým typem jsou ve svrateckém krystaliniku leukokrání migmatity (dříve označovány jako ortoruly), které se střídají s pararulami a svory, jež jsou proniknuty metagranity. Poličské krystalinikum tvoří biotitické, místy dvojslídne ruly s polohami amfibolitů, krystalických vápenců a kvarcitů, které jsou proniknuty tělesy granodioritů, křemených dioritů a gaber (podrobněji Melichar 1993, 1995, Hanžl - Melichar 1995). Jižní okraje Žďárských vrchů náleží strážecké části moldanubika. Typickým rysem Žďárských vrchů je úzký vztah mezi reliéfem, geologickou strukturou a tektonikou. Základním znakem je klenbovitá stavba s centrální sníženinou, rozdělující klenbu na jihozápadní a severovýchodní křídlo, primárně tomuto území zřejmě daná již při utváření antiklinální variské stavby. Vrásová tektonika (systém vrásových os a lineací směru SZ-JV) a geomorfologicky odolnější migmatity a metagranity podmiňují průběh hlavních vrchovinných poměrně širokých hřbetů na

rozvodí, jež jsou odděleny široce rozevřenými, postupně se zahlubujícími údolními s plochými úvalovitými uzávěry (tzv. žďárský typ reliéfu). Svory a svorové ruly, které procházejí Milovskou kotlinou, se naproti tomu projevují jako méně odolné. Průběh hřbetů je přerušen na příčném údolí Fryšávky, doprovázeném sníženinami směru Z - V. Směrem k JV se hřbety postupně snižují, zužují a jsou rozčleněny ve více nebo méně izolované části (Kirchner - Ivan 1994, Červinka a kol. 1995). Pestrost reliéfu Žďárských vrchů dotvářejí skupiny skalních útvarů i ojedinělá skaliska (typu tors), která se nacházejí zvláště ve vrcholové oblasti a jsou vázána na odolné migmatity a metagranity.

Morfostrukturní poměry Žďárských vrchů určují (1) směry a morfologie okrajových svahů vázaných na zlomy, (2) údolní síť, zvláště její přizpůsobení geologické struktuře, (3) malé poříční kotliny a náznaky průlomových údolí a (4) průběh hlavního evropského (labsko-dunajského) rozvodí. Podstatně menší význam mají zarovnané povrchy a izolované skalní trosky typu tors, kamenná moře a pod.

1) Žďárské vrchy jsou z morfostrukturního hlediska pokřídovou asymetrickou hrást'ovou klenbou, omezenou rovnoběžnými zlomy směru SZ - JV. Jihozápadní zlomové svahy na železnohorském zlomu a jeho pokračování zlomem křídelským jsou na horninách strážeckého moldanubika a jsou stupňovité ale velmi silně denudované. Jihovýchodně od Nového Města n.M. se zlomy v členitém erozně-denudačním reliéfu morfologicky neprojevují a uvedený tektonický směr vyznačují hlavně údolí zdrojnic Bystřice a Loučky. Naproti tomu sv. svah na styku Žďárských vrchů s Českou křídovou pánví je učebnicovým příkladem geomorfologického projevu zlomu. Mezi Poličkou a Budislaví je stupňovitý svah na zlomové čáře, vzniklý na poličském zlomu, prokázáném hydrologickým vrtem u obce Široký Důl (Zíma 1960). Zlom vyznačují mělká sedla a výškově i sklonově asymetrická údolí levých poboček Desné. Vyšší ale mírnější levý (obrácený k JV) údolní svah je z krystalických hornin, nižší ale přikřejší pravý svah je z cenomanských písků a pelitických sedimentů.

Západně od Poličky svah vyznívá a kontakt krystalinika s křídou probíhá ve velmi plochem reliéfu. Na v. okraji Poličky probíhá kontakt krystalinika a křídly opět v asymetrickém údolí Svatojánského potoka, levé pobočky Bělé, jediného přítoku horní Svatky z oblasti české křídové

pánve. V tomto případě geomorfologické indicie zlomu chybí a jedná se spíše o flexuru. Nejvyšší úsek této pobočky nemá překvapivě pramennou mísu a jeho údolí komunikuje u Horní Jedlové s údolím jedné ze zdrojnic Křetinky. Na levém údolním svahu této zdrojnice vystupují morfologicky nápadné denudační zbytky křídových sedimentů jako svědecké vrchy.

2) Pro údolní síť Žďárských vrchů je charakteristické velmi dobré přizpůsobení geologické struktury u toků nižších řádů, která si vyhloubily údolí v pruzích méně odolných, nebo tektonicky porušených hornin směru SZ-JV. Velmi zřetelné je to na údolích pravých poboček Svratky od Herálce směrem po toku, která končí v rozvodních sedlech, ze kterých směřují opačným směrem drobné toky do Fryšávky.

Hlavní toky s hlubokými, místy nadměrně širokými, místy až průlomovými údolními, jsou geologické stavbě přizpůsobeny méně. Svratka generelně sleduje osu svratecké antiklinály, v detailech však je směr toku nepravidelný a mezi Krásným a Borovnicí má charakter údolí průlomového. Jako anomální se jeví i údolí Fryšávky, která pramení v týlové části svahu na železnohorském zlomu. Pro horní úsek nad obcí Sněžné jsou charakteristické dlouhé mírné svahy (pedimenty ?) a nadměrně široké dno. S ohledem na nevelký pokřídový erozní sřez je možné, že směr Fryšávky (JV-SV) je zděděný z původně ukloněné, později vyklenuté kry Žďárských vrchů.

3) Nejvíce problematickými tvary Žďárských vrchů jsou poříční kotliny protékané horní Svratkou. Milovskou kotlinu zabíhající širokým výběžkem k JV k Blatinám s intenzivně volně meandrující Svratkou můžeme považovat za erozní, stejně jako kotlinové rozšíření údolí Svratky u Borovnice (ústí Bílého potoka na lačnovském zlomu).

Nejasná zůstává geneze Herálecké kotliny, odkud je z minulosti známý výskyt svrchnokřídových sedimentů (zatopená a částečně zavezená pískovna u rybníka Krejcar, viz také geol. mapy 1: 200 000, listy Česká Třebová a Jihlava). Kotlina je protažená ve směru SZ-JV a má velmi ploché dno ve výšce 630 - 650 m, které přetíná hlavní evropské rozvodí. Svratka sleduje j. okraj kotliny, nad s. svahem pramení Chrudimka. V j. části kotliny jsme na dně dočasných výkopů našli pouze zbytky červených jílovitých zvětralin. S ohledem na velké převýšení okolního reliéfu (až 200 m) je erozní původ kotliny nepravděpodobný. Souvislost je třeba hledat spíše s asi 6-7 km vzdáleným přesmykem železnohorského zlomu.

4) Žďárské vrchy jsou jako jedna z dominant Českomoravské vrchoviny orografickým uzlem, na jehož s. okraji přechází hlavní evropské rozvodí (Dunaj-Labe) z krystalinika na svrchnokřídové sedimenty České křídové pánve a současně se směr rozvodnice mění z J-S na generelně Z-V. K přechodu hlavního evropského rozvodí z krystalinika na sedimenty české křídové pánve z. od Poličky dochází v oblasti přechodu vysokomýtské synklinály v potštejnskou antiklinálu. Sklonu jejího z. svahu využívá Bílý potok, který se v Poličce lomí do směru SV-JZ. Potštejnská antiklinála severojižního směru navazuje na osu stejného směru v s. uzávěru svratecké klenby.

Zarovnané povrchy Žďárských vrchů jsou při okraji české křídové pánve exhumované, flexurovitě deformované a v různém stupni přemodelované. Ve vnitřních částech vrchů jsme zjistili hluboké písčité zvětralin. Desítky metrů vysoké masivní izolované skalní útvary, interpretované výlučně jako kryogenní tvary se, jak naznačují zvětralin, mohly původně vyvíjet v souvislosti s procesy hlubokého zvětrávání jako ostrovní hory.

Literatura:

- Červinka, P. - Hrádek, M. - Ivan, A. - Kirchner, K. (1995): Současné geomorfologické výzkumy v CHKO Žďárské vrchy. - Sborník referátů konference „Člověk a ochrana přírody a krajiny v CHKO Žďárské vrchy“, 14-18. Správa CHKO Žďárské vrchy a ref. ŽP OÚ Chrudim, Vyd. KGKS Brno.
- Demek, J. (1954): Geomorfologické poměry okolí obce Sněžné na Českomoravské vysočině. - Sborník ČSSZ, LIX, 1, 26-29, NČSAV Praha.
- Hanžl, P. - Melichar, R. (1995): Geologické zajímavosti CHKO Žďárské vrchy. - Sborník referátů konference „Člověk a ochrana přírody a krajiny v CHKO Žďárské vrchy“, 41-44. Správa CHKO Žďárské vrchy a ref. ŽP OÚ Chrudim, Vyd. KGKS Brno.
- Hrádek, M. (1983): Zásady strukturně geomorfologické klasifikace a regionalizace České vysočiny. - Geomorfologická konference 1983, 47-52, UK Praha.
- Hrádek, M. (1985): Průvodce k exkurzím konaným v průběhu zasedání Komise pro geomorfologický výzkum a mapování a pro morfotektoniku IGU v Cikháji. - Přírodovědecká fakulta UJEP, Brno.
- Kirchner, K. - Ivan, A. (1994): Reliéf. - In: Geografické podklady pro zpracování plánu péče o Chráněnou krajinnou oblast Žďárské vrchy, 9-15, ÚGN AV ČR, Brno.
- Melichar, R. (1993): Přehled geologických výzkumů poličského a svrateckého krystalinika. - Vlastivědný sborník Vysočiny, oddíl věd přírodních, XI, 27-73, Muzeum Vysočiny Jihlava.
- Melichar, R. (1995): Vztah moldanubika, svrateckého a poličského krystalinika v rámci geologie východního okraje Českého masivu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 96-97, Brno.
- Zíma, K. (1960): Podzemní vody křídového útvaru u Poličky. - Vodní hospodářství, 9, 372 - 379, Praha.

ANASTOMÓZNÍ ŘÍČNÍ SYSTÉM V CHKO LITOVELSKÉ POMORAVÍ

Anastomosing river system in the Landscape Protected Area Litovelské Pomoraví

Karel Kirchner, Antonín Ivan

Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P.O.Box.23, 613 00 Brno,

e-mail: geonika@geonika.cz

(24-22 Olomouc)

*Key words: Landscape Protected Area Litovelské Pomoraví, Morava river, anastomosis,
fluvial geomorphology*

CHKO Litovelské Pomoraví je jedinečným chráněným územím v České republice, kde ústředním fenoménem je řeka Morava, dynamicky se větvící do řady ramen, která v široké údolní nivě často meandrují. Na geomorfologický fluvialní systém jsou vázána cenná společenstva rostlin a živočichů a vytváří tak středoevropsky ojedinělý přírodní celek.

Základním geomorfologickým rysem údolní nivy Moravy v CHKO Litovelské Pomoraví je neobvykle hustá říční síť a její půdorys. Tvoří „žilnatinu“ vzájemně propojených koryt (zčásti meandrujících), která je výstižně charakterizována jako „vnitřní delta“, geneticky je však problém poněkud složitější.

Při geomorfologickém výzkumu území (iniciováném Správou CHKO Litovelské Pomoraví) jsme zjistili (Kirchner a kol. 1998), že se jedná o zvláštní typ říční sítě, rozlišovaný teprve v posledních asi dvaceti letech, u nás dosud nepopsaný. V současné době jsou údolní nivy aktuálním problémem i z jiných hledisek (záplavy), a proto budeme ve výzkumu dále pokračovat s přispěním grantového projektu GAAV ČR reg. č. A3086903.

Donedávna se podobné říční sítě považovaly za druh „divočení“, typického pro řeky transportující písčité a štěrkové sedimenty v nestálých, rychle bočně se přemísťujících korytech. Rychlý rozvoj fluvialní geomorfologie a sedimentologie vedl ke zjištění dalšího, vcelku málo obvyklého typu anastomózy. Vyznačuje se také intenzivním větvením, její koryta se však vyvíjejí v typických zpevněných hlinito-písčitých nivních sedimentech a vyznačují se velkou stabilitou, tzn. minimálním bočním přemísťováním. Litovelské Pomoraví je první oblastí, kde je tento typ znám i u nás.

V současné době existují na vznik a utváření anastomózní sítě značně rozdílné názory. Vznik sítě dávali někteří autoři (např. Einsele 1992, Teisseyre 1992) do souvislosti s určitým tektonickým režimem (zvyšováním erozní báze, akumulací organických sedimentů) a do vztahu se vznikem uhelných ložisek v geologické minulosti. Od tohoto pojetí se v poslední době upouští (Miall 1996) a řada otázek, týkajících se její geneze zůstává otevřená.

V každém případě je tato síť obecně neobvyklá a zasluhuje si další pozornost. Jednou z otázek je také její vývoj v silně antropogenizované krajině, kterou člověk téměř tisíc let přetváří a usiluje o kontrolu hydrologického režimu. Z tohoto hlediska je třeba se dívat i na anastomózní říční síť Litovelského Pomoraví.

Anastomózní větvení Moravy začíná v oblasti zúženého Třesínského prahu nad Litovlí (oddělení Malé vody, Zámecké Moravy, Mlýnského náhonu). Mezi Litovlí a Horkou n. M. vytváří Morava nejhustší a nejdynamičtější síť dílčích ramen (místě nazývaných „smuhy“) a meandrů. Právě v této oblasti je říční síť shodná s typickou anastomózou. Geomorfologický a geologický vývoj je určován pozicí území na kontaktu Českého masivu a Západních Karpat. Z morfostrukturního hlediska je tato část Hornomoravského úvalu dvojí prolom, tvořený dvěma větvemi, lutínskou brázdou vyplněnou miopliocenními sedimenty a pleistocenními terasami Moravy na Z (Růžička 1973), a Uničovskou plošinou na V, které patří i údolní niva Moravy. Jsou odděleny centrální hrástí Křelovské pahorkatiny, která má mírný podélný sklon k JV. Pokles Hornomoravského úvalu v pliocénu v souvislosti s pravděpodobnou aktivací velmi starého zlomu Moravy se předpokládá přibližně o 100 m. Území mezi Litovlí a Řimicemi bylo tektonicky aktivní i během pleistocénu. Vyplývá to z absence spodnopleistocenních a středopleistocenních štěrků, které v Hornomoravském úvalu vyplňují přehloubené deprese (Růžička 1973). Absenci těchto sedimentů na Třesínském prahu můžeme vysvětlit buď 1) pozdějším vyklenováním tohoto území, 2) „úžinovým efektem“ nebo 3) jako redukci rozšíření a mocnosti sedimentů pliocenních (Otava a kol. 1996).

V oblasti maximálního zúžení údolní nivy Moravy v průlomovém úseku u Řimic, je podle archivních materiálů (Kouřil 1970) mocnost kvartérních sedimentů jen 6,40 m, z toho svrchní 3, 20 m jsou siltové jílky až písčité jílky, pokračující 3,2 m středními až hrubými písčými. Následují 2 m světle zeleného jílu (terciér?). Skalní podloží vrt nedosáhl. V oblasti Řimic se koryto Moravy začínalo větvit, čehož bylo využito k výstavbě Řimického jezu, který ovlivňoval

průtoky již od středověku a umožnil využívání vodní energie (výstavba mlýnských náhonů). Městský mlýn v Litovli existoval již v polovině 13. století, což potvrzuje darování králem Otakarem II. litovelskému rychtáři kolem roku 1250 (Sobotka 1904, 1905).

Reliéf mezi Litovlí a Horkou n. M. tvoří široká údolní niva, členěná do několika nivních stupňů, na které navazují říční terasy. Složitá hydrografická situace je v zázemí Litovle, kde se ramena Moravy spojují s levobřežními i pravobřežními přítoky. Mezi Litovlí a obcí Červenkou se niva Moravy rozšiřuje na cca 3 km a dále až na více než 5 km. Zdá se pravděpodobné, že Morava u Tří dvorů teče nad tektonickou hrástí. Mocnost kvartéru dosahuje v oblasti Tří dvorů téměř 15 m, z toho povodňové hlíny jen 2-3 m. V komplexu lužního lesa mezi Litovlí a Hynkovem, kritickém pro posouzení anastomózy z hlediska stavby nivních sedimentů, nejsou v údolní nivě dokumentační body. Povrch údolní nivy v tomto úseku je velmi plochý s minimálními výškovými rozdíly, ale pestrým mikrorelieфом. Určité výjimky jsou při okrajích údolní nivy. V daném území se na anastomózní síti podílí nejen Morava, ale také pobočky a vodní náhony (Mlýnský potok). Hustota říční sítě včetně neprotékaných koryt dosahuje vysokých hodnot až 3 km.km². Spád Moravy je velmi nízký, podle Panoše (in Šarapatka a kol. 1991) dosahuje místy jen 70 cm.km², nadbytečná energie jde na tvorbu ramen, zákrutů a meandrů. Koryta vodních toků jsou rovněž výrazně zahloubena do nivních sedimentů. Např. v lesní trati Bahna dosahují výsepní břehy volných meandrů až 6 m výšku, některé úseky upraveného koryta Moravy mají břehy vysoké až 10 m (Panoš in Šarapatka a kol. 1991).

Do úvah o příčinách anastomózy musíme začlenit jednak faktory tektonické, jednak vodohospodářské. V této

fázi výzkumu můžeme poukázat na pravděpodobný vliv mladé tektoniky, vyplývající z hraniční povahy Mohelnické brázdy a Hornomoravského úvalu na kontaktu Českého masivu a Západních Karpat. Brázda a úval jsou vklíněny mezi geomorfologické celky Zábřežskou a Hanušovickou vrchovinu a jsou vůči oběma sníženinám vymezeny řadou podélných zlomů. Mladá tektonika oblasti byla příčinou hydrografických změn, její účast na vzniku anastomózy je proto velmi pravděpodobná. V této souvislosti bude vhodné zvážit význam svrchnopleistocenního přemístění toku Moravy k východu od křelovské hrásti (Růžička 1973).

Na vývoj přírodně podmíněného větvení působí podle současných poznatků i člověkem ovlivňované přerozdělování průtoků. Koryta, která dostávají menší množství vody, ukládají v průběhu povodňových stavů množství sedimentů (vytváření lavic), které v průběhu nízkých vodních stavů zarůstají. Naopak Střední Morava dosahuje větších průtoků, což se projevuje větší dynamikou toku, místy jeho větvením, vytvářením aktivnějších ramen, jinde celkovou agradací bez vytváření mělčin a tůní a vyvyšováním koryta nad okolní povrch. (Štěrba in Mrázek a kol. 1994). Je pravděpodobné, že již v minulosti při využívání dílčích ramen Moravy jako zdrojů vodní energie, docházelo k přerozdělování průtoků a ovlivňování procesu větvení ev. meandrování.

Příčiny anastomózy v zájmovém území mohou spočívat v kombinaci několika faktorů, tektonických, klimatických a vodohospodářských. Bude proto důležité určit jejich podíl na tomto procesu, případně zabývat se v souvislosti s anastomózou i detailní stavbou údolní nivy Moravy a jejích poboček. Podle stávajících poznatků je pravděpodobné, že základ anastomózně větvení se říční sítě je přírodně podmíněný, ale silně ovlivněný lidskou činností.

Literatura:

- Einsle, G. (1992): Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget. - 628 s., Springer-Verlag Berlin-Heidelberg.
- Kirchner, K. a kol. (1998): Historický vývoj anastomózního říčního systému jako hlavního fenoménu ochrany CHKO Litovelské Pomoraví - Rozmn. studie, 32 s., ÚGN AV ČR, pobočka Brno.
- Kouřil, Z. (1970): Podzemní vody údolí Moravy. - Studia geographica 10, sv. 1-3, GGÚ ČSAV Brno.
- Machar, I. (1997): Protipovodňový význam přirozené údolní nivy a návrh optimalizace její protipovodňové ochranné funkce na modelovém příkladu Litovelského Pomoraví. - Povodně a krajina 97, 30-36, Sborník přednášek. Brno.
- Miall, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits. - 582 s. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- Mrázek a kol. (1994): Bilanční studie vodohospodářského uzlu Hynkov. - MS IKM-Ochrana vod, Brno.
- Otava, J. a kol. (1996): Stanovení limitu ekologické únosnosti vlivů těžby nerostných surovin v CHKO Litovelské Pomoraví, 62 s., ČGÚ Praha, pracoviště Brno.
- Růžička, M. (1973): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. - Sborník geologických věd, Antropozoikum 9, 7-43, Praha.
- Růžička, M. (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. - Sborník geologických věd, Antropozoikum 19, 129 - 151, Praha.
- Růžička, M. red. (1995): Geologická mapa ČR, 24-22 Olomouc, 1:50 000. - ČGÚ Praha.
- Smyčka, J. (1904, 1905): Místopisné črty z Litovelska. - Selská stráž, XXXVI., 1-12, Poměry vodní a mlýnské u Litovle.
- Summerfield, M. A. (1994): Global geomorphology. An introduction to the study of landforms. - 537 s. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Šarapatka, B. a kol. (1991): Oborový dokument Chráněné krajinné oblasti Litovelské Pomoraví. - MS UP Olomouc.
- Teisseyre, A. K. (1992): Rzeki anastomozujce - procesy i modele sedymentacji. - Przegląd Geologiczny, 40, 4, 241-248. Warszawa.

RELIÉF VÝCHODNÍHO OKRAJE NÁRODNÍHO PARKU PODYJÍ

Landforms of the eastern margin of the Podyjí National Park

Karel Kirchner¹, Antonín Ivan¹, František Hubatka², Slavomír Nehyba³

¹Ústav geoniky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P.O.Box.23, 613 00 Brno, e-mail: geonika@geonika.cz

²Geofyzika a.s., Ječná 29a, P. O. Box 62, 621 00 Brno

³Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: slavek@sci.muni.cz

(34-11 Znojmo, 33-24 Hnanice)

Key words: Podyjí National Park, morphotectonics

V roce 1998 jsme pokračovali v geomorfologickém mapování NP Podyjí (v rámci grantu GA VA ČR reg. č. A3086601) a ve spolupráci s dalšími specialisty jsme se podrobněji zabývali problémy geneze reliéfu v. okraje NP Podyjí na styku s karpatskou předhlubní, konkrétně projevem variských (diendorfského zlomu, moldanubického nasunutí) i mladších poruch. Na morfotektonickém základě a s přihlédnutím ke geologické stavbě byly mezi údolím Jevišovky a státní hranicí s Rakouskem vymezeny následující makrotvary (podrobněji Ivan - Kirchner 1998):

1) Kra Deblínku - malá asymetrická kra na kontaktu s předhlubní, s příkřejším zlomovým svahem obráceným k Z a mírnějším svahem do karpatské předhlubně. Na S spadá do údolí Jevišovky, střední část prořezává konsekventní průlomové údolí Únanovky a j. část naznačuje návaznost na z. svah Načeratické hrástě.

2) Únanovská sníženina má dno na miocenních sedimentech a kaolinických zvětralinách s velmi nerovnou bazální zvětrávací plochou, na kterou ukazují skalní výchozy ruly na embryonální ostrovní hoře (Velká hora, 332 m) v těsné blízkosti těžného kaolinového ložiska.

3) Cítonická plošina s plochým reliéfem a velmi mírným sklonem k V, seče svory lukovské skupiny, místy je na ní pokryv hrubých písčitých štěrků, jejichž izolovaný výskyt je nad horní hranou údolí Dyje u Nového Hrádku. Plošinu mělce prořezávají údolí Gránického a Plenkovického potoka. Kaolinickou kůru zvětrávání překrývají spraše.

4) Čížovská klenbová kra na bítešské rule s nejvyšším reliéfem NP. Údolí Dyje zde má největší hloubku (235 m) s Ledovými slujemi, kryogenními a gravitačními tvary. Klenba je pravděpodobně výsledek kombinovaného působení mladé tektoniky a diferenciální eroze. Velké stáří tvarů naznačuje skalní útvar na Býčí hoře (residuum ostrovní hory) a výskyt slunáků u Čížova (osobní sdělení T. Andrejkoviče ze Správy NP Podyjí).

6) Štítarská sníženina má asymetrický příčný profil, ploché dno a v j. části je údolní rozvodí mezi Dyjí a Jevišovkou. Sníženina navazuje na Moravskobudějovickou kotlinu a patrná je i návaznost směrem k J na Šafovskou sníženinu.

7) Hřbet Suché hory má charakter ukloněné kry s příkřejším erozně rozčleněným z. svahem a mírnějším v. svahem s plošinami zarovnaného povrchu.

Jižně od údolí řeky Dyje byly vymezeny následující makrotvary:

8) Konicko-hnanický svah je část mírného okrajového svahu Českého masivu s četnými tvary zvětrávání žuly. Svah rozčleňuje údolí horního toku Daníže.

9) Šafovská sníženina je úzká strukturně tektonická deprese, vyplněná spodnomiocenními sedimenty. Předpokládáme, že má asymetrický tvar a že vznikla tahovými napětími pravděpodobně v době utváření okrajového konicko-hnanického svahu.

10) Stálkovská plošina navazuje bez přechodu na dno Šafovské sníženiny a je rozčleněná krátkými rovnoběžnými strukturně podmíněnými údolními pravých poboček Dyje.

11) Načeratická hrást' je výrazná asymetrická kra, jejíž směr a úklon jsou souhlasné s jinými makrotvary území (např. hřbetem Suché hory). Zvláštními rysy jsou průlomové údolí Dyje a vysoké říční terasy v temenních částech hrástě.

12) Chvalovická sníženina v z. předpolí Načeratické hrástě s osou, s.-j. směru, příčně (Z-V) ji odvodňuje potok Daníže a jeho pobočky. Ve v. části tvoří dno kryopedimenty.

13) Strachotická plošina je tvořena nízkými říčními terasami. Největším problémem jsou mladopleistocenní lakustrinní jílky a příčina vzniku příslušného jezera, navíc v těsném sousedství údolí Dyje.

14) Pohraniční hřbet na moravsko-rakouské hranici s erozními sečnými plošinami a reliktními štěrky s velmi mírným s. svahem rozčleněným asymetrickými suchými údolními.

Součástí práce byl i výzkum terciálních bělavých písků a křemitých štěrků. V r.1998 byly zpracovány sedimenty z pískovny v mírné horní části konicko-hnanického svahu u Konic. Analýzy ukázaly vysoké zastoupení superstabilních těžkých minerálů (zirkon 17,3%, turmalín 12,2%, rutil 6,4%). Nejvyšší zastoupení však mají

staurolit 33,3% a kyanit 28,9 %. Petrografické rozbory valounů ukazují spíše na lineární přínos sedimentů a také morfometrické analýzy naznačují spíše říční prostředí než prostředí vlnové (Nehyba 1998). Na blízké plošině vznikla

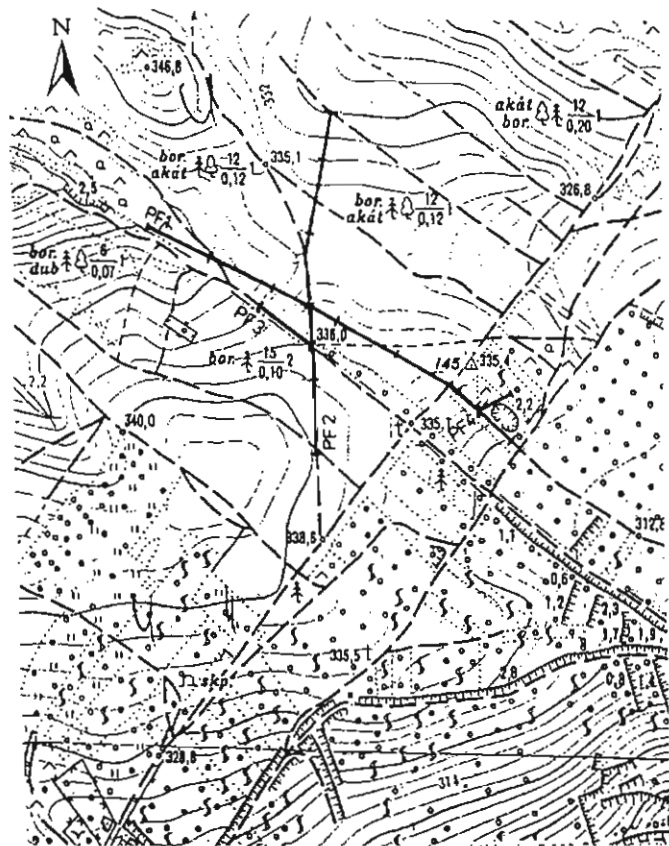
diferenciálním odnosem jemnozrnných částic valounová dlažba.

Mocnost miocenních sedimentů na plošině byla ověřována georadarem, ve dvou navzájem kolmých profilech (obr. 1). Největší mocnost v pískovně u Konic byla max. 8 m. Na plošině a v horní části pravého údolního svahu Dyje je mocnost menší maximálně do 6 m. Sedimenty spočívají na značně zvětralé biotitické dyjské žule. Radarový záznam v profilu PF1 zjistil velmi nerovnou bázi zvětralín (obr. 2). Radarový profil PF1 (obr. 3) zachytil geologický kontakt mezi biotitickými žulami a biotitickým granodioritem. Z charakteru radarového záznamu se lze domnívat, že tento kontakt není tektonický. Výskyt paralelních skupin reflexů, upadajících zvolna k JV, interpretujeme jako projev zonální stavby dyjského masívu. Tuto představu podporuje i tíhová mapa úplných Bougerových anomálií pro redukční hustotu $2,67 \text{ g/cm}^3$, která ukazuje nárůst těžších hmot z Kraví hory směrem k V. Maximum tíže leží v prostoru vrchu Palice mezi Nesachleby (v. od Oblekovic) a Dyjí, kde se podle geologické mapy vyskytuje biotit-amfibolický křemenný diorit.

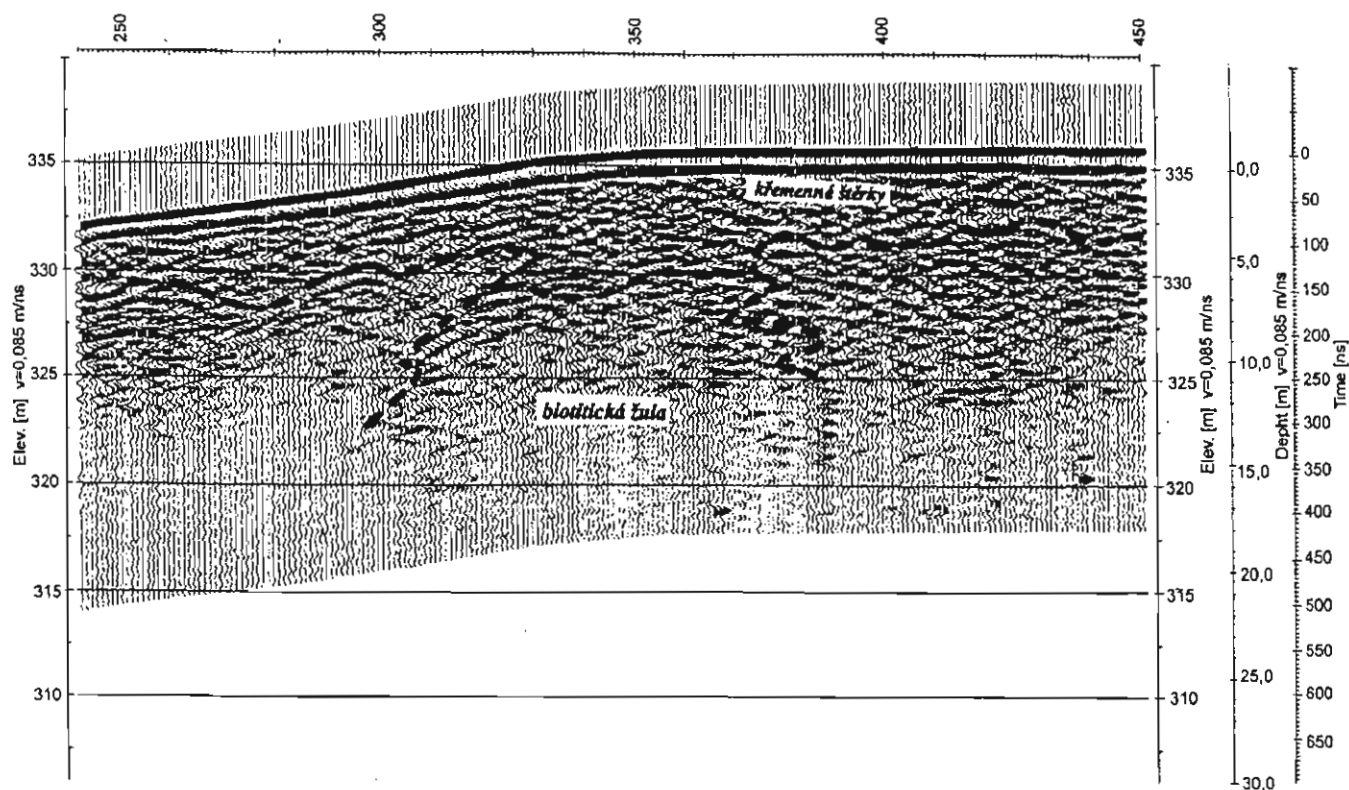
Stručně můžeme výsledky geomorfologického výzkumu probíhajícího v uplynulém období charakterizovat následovně:

1) V reliéfu NP Podyjí se odráží vliv křížení tří regionálně významných geologických poruch, východního okrajového zlomu Českého masívu (SV-JZ), diendorfského zlomu (SSV-JJZ) a moldanubického nasunutí (ZJZ-VSV). Na jejich křížení vznikl při j. ukončení Boskovické brázdý morfotektonický uzel.

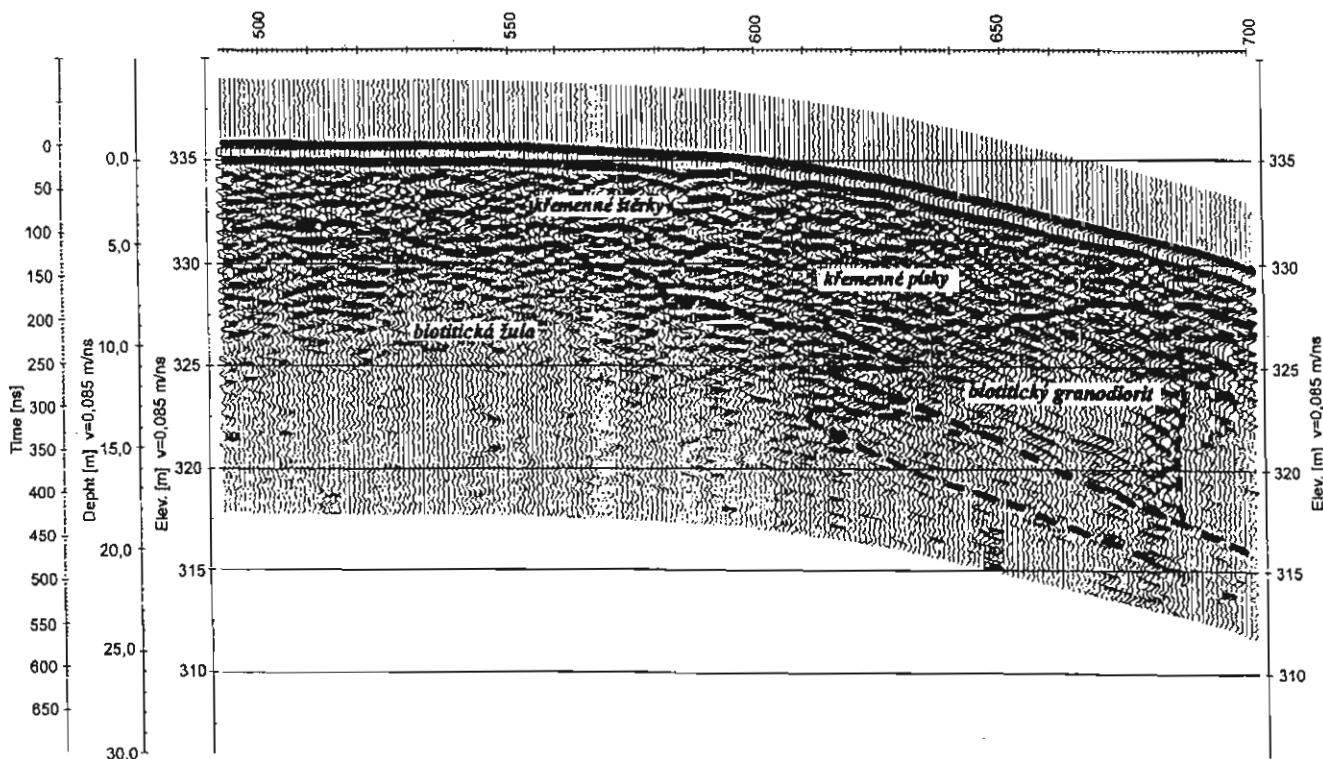
2) Východní okraj Českého masívu jz. od Miroslavi vznikl kombinací flexurních a zlomových pohybů. Flexurní složka



Obr. 1 - Znojmo - Kraví hora. Situace radarových profilů.



Obr. 2 - Interpretovaný radarový profil PF1 – sz. úsek.



Obr. 3 - Interpretovaný radarový profil PF1 – jv. úsek.

převládá od Miroslavi po údolí Dyje u Znojma, jižně od údolí Dyje má charakter zlomového svahu.

3) Ve vývoji reliéfu v. okraje Českého masivu v NP Podyjí a jeho okolí měly zásadní význam procesy etchingu a

etchplanace. Okrajový svah j. od údolí Dyje má rys srázového etchplénu, v zázemí svahu prořezaného etchplénu. Reliéf odkryté bazální zvětrávací plochy je nejlépe zachovaný na horninách moldanubika.

Literatura

- Batík, P. - Šebesta, J. (1996): Vývoj toku Dyje mezi Vranovem nad Dyjí a Znojmem a jeho vliv na vznik „Ledových slují“. - Věst. Čes. geol. Úst. 71, 3, 297-299, Praha.
- Brzák, M. (1998): Příspěvek k vývoji údolí Dyje mezi Vranovem a Znojmem na základě morfometrické analýzy a výzkumu fluvialních sedimentů. - Geografie, Sborník ČGS, 103, 1998/1, 31-45, Praha.
- Hubatka, F. (1998): Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Znojmo – Kraví hora. – 9s. Průzkumná zpráva, MS Geofyzika a.s., Brno.
- Ivan, A. – Kirchner, K. (1998): Reliéf Národního parku Podyjí a jeho okolí jako styčné oblasti Českého masivu a Karpatské soustavy. – Thayensia, Sborník původních vědeckých prací z Podyjí, 1, 29-50, Správa NP Podyjí, Znojmo.
- Nehyba, S. (1998): Sedimentologické a sedimentárně-petrologické studium štěrků na lokalitě Kraví hora u Konic. -13 stran. MS ÚGN AV ČR, pobočka Brno.
- Thomas, M. F. (1994): Geomorphology in the tropics. - 460 s. Wiley, Chichester.

TUŘANSKÁ TERASA V ÚDOLÍ MEZI STRÁNSKOU SKÁLOU A BÍLOU HOROU

The Tuřany terrace in the valley
between the Stránská skála and Bílá hora Hills

Tomáš Kuchovský

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: pelikan@gap.muni.cz

(24-43 Šlapanice)

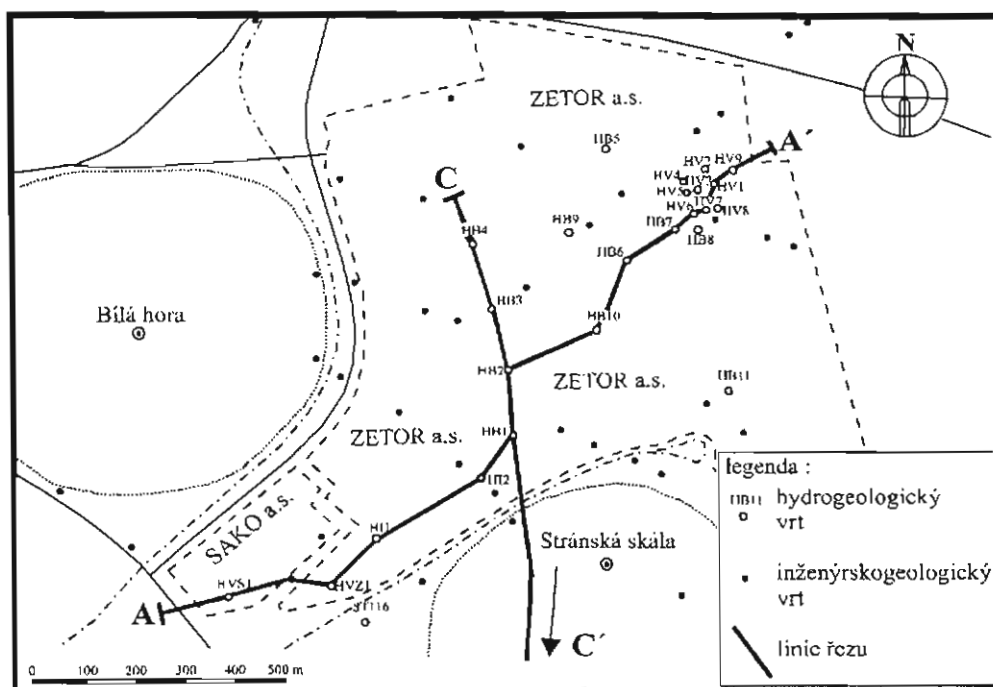
Key words: *Tuřany terrace, Badenian basal clastics and clays, heavy minerals*

Úvod

Území mezi Stránskou skálou a Bílou horou je bezesporu unikátní svou pestrou geologickou stavbou. Na poměrně malé ploše se zde nachází horniny proterozoického, jurského, terciárního a kvartérního stáří. Tato oblast je v posledních letech podrobně sledována také z hlediska ochrany podzemních vod vzhledem k přítomnosti areálu a.s. Zetor. V letech 1993 a 1994 byly v uzávěru údolí vyhloubeny dva hydrogeologické vrty označené HVS1 (areál SAKO a.s.) a HVZ1 (areál Zetoru a.s.), které výrazně přispěly ke zpřesnění znalostí o geologických i hydrogeologických poměrech území. Již první měření hloubek hladin podzemní vody ve všech vrtech v oblasti (Pelikán 1995), stejně jako všechna následující měření (Kuchovský - Pelikán 1997 a Kuchovský - Havlín 1998) prokázala, že podzemní voda proudí směrem do úzkého uzávěru údolí mezi Stránskou skálou a Bílou horou. Významné však bylo především zjištění, že mezi vrty HB1 a HVZ1 dochází k poklesu úrovně hladiny podzemní vody o

více než 20 metrů. Cílem prací bylo zjistit rozšíření štěrkových sedimentů tuřanské terasy skrytých pod souvrstvím spraší, popsat jejich vztahy k podložním neogenním sedimentům a tím objasnit příčiny výše uvedeného výrazného poklesu úrovně hladiny podzemní vody.

V práci byly použity výsledky vrtného průzkumu v oblasti. Je proto nutné vzít v úvahu, že níže uvedené závěry jsou spíše orientační a v žádném případě nemohou nahradit závěry z odkrytí. Celkem byly zpracovány údaje o petrografické charakteristice hornin ze 69 vrtů, z toho 45 inženýrskogeologických (Valeš 1995) a 24 hydrogeologických (vrty řady HB a HV), situování všech vrtů ukazuje obr. 1. Všechny údaje o nadmořských výškách jsou zpracovány v systému B.p.v. Jako výrazný limitující prvek se ukázal často značně zjednodušený petrografický popis hornin zachycených ve vrtech, který prakticky vylučuje možnost dalšího rozdělení tuřanské terasy na souvrství či dílčí akumulace. To platí především pro vrty HVS1 a HVZ1, které mají pro určení geologické stavby oblasti klíčový význam.



Obr. 1 - Situace použitých hydrogeologických a inženýrskogeologických vrtů.

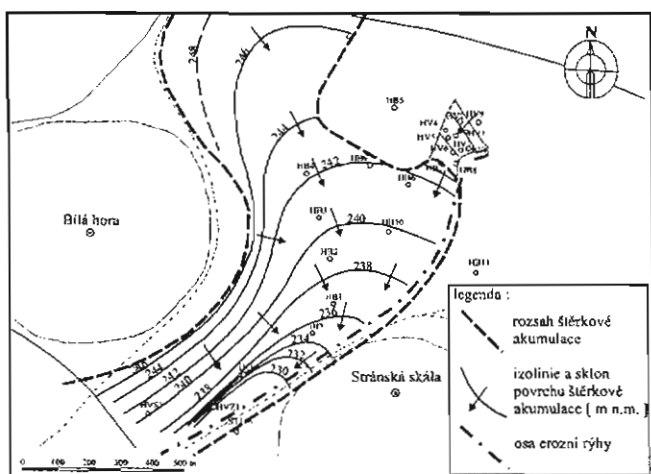
Rozšíření tuřanské terasy

Přibližný rozsah štěrkové akumulace skryté pod souvrstvím eolických sedimentů a sklon jejího povrchu ukazuje obr. 2. Z obrázku je patrné, že fluvialní sedimenty se nacházejí především v centrální části údolí a sledují osu údolí, která směřuje ze SV k JZ a uprostřed údolí je esovitě stočená. V zobrazeném území jsou sedimenty tuřanské terasy rozšířeny na ploše cca 66 ha.

V severovýchodní části území, v okolí vrtu HB5, zasahují do údolí granodiority brněnského masivu, které zde omezují rozšíření fluvialních štěrků. Vzhledem k tomu, že nebylo zastiženo podloží granodioritů, není možné jednoznačně určit, zda se jedná o souvislou morfologickou elevaci hornin brněnského masivu zasahující do údolí z oblasti líšeňského sídliště, nebo pouze o alochtonní blok hornin. V okolí vrtu HB7 hraničí štěrky se sprašemi a zahliněnými štěrky (podrobně na str. 27, 28). V jihovýchodní části území hraničí štěrky tuřanské terasy s deluviofluvialními sedimenty, zastiženými ve vrtu HB11 i

označení vrtu	báze štěrkových sedimentů	povrch štěrkových sedimentů	mocnost štěrkových sedimentů
	[m n.m.]	[m n.m.]	[m]
HVS1	202.0	240.0	38.0
HVZ1	201.0	230.0	29.0
HI1	212.0	231.0	19.0
HI2	226.0	235.5	9.5
HB1	226.5	236.5	10.0
HB2	228.0	238.5	10.5
HB3	228.0	240.5	12.5
HB4	229.0	242.0	13.0
HB6	232.0	241.0	9.0
HB7	236.0	246.0	10.0
HV4	241.0	243.0	2.0
HV5	240.0	243.0	3.0
HV6	240.0	242.0	2.0
HV3	240.0	243.0	3.0
HV1	241.0	245.0	4.0
HV2	241.0	245.0	4.0
HV9	238.0	246.0	8.0

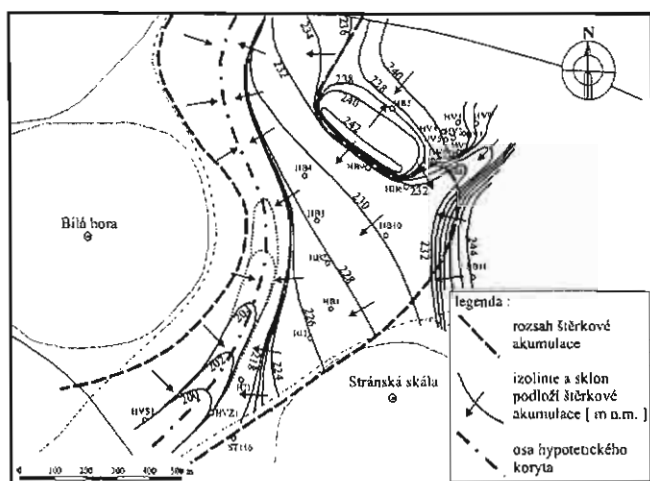
Tab. 1 - Srovnání bází, povrchů a mocností kvartérních štěrků ve vrtech ve sledované oblasti.



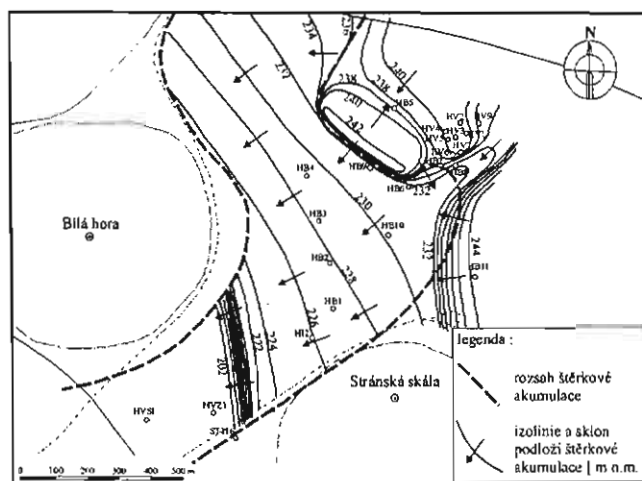
Obr. 2 - Rozsah akumulace sedimentů tuřanské terasy a sklon jejího povrchu.

TM	HI2 19 m	HI2 20 m	HV9 26 m
	%		
granát	16.1	12.2	26.9
zirkon	4.4	9.4	10.4
apatit	4.4	7.8	1.0
rutil	1.0	1.7	2.6
turmalín	0	0	0
epidot	26.8	17.8	21.2
amfibol	32.3	41.1	27.5
kyanit	0	0	1.0
staurolit	2.0	2.2	3.1
titanit	7.8	7.2	5.7
ostatní	5.4	0.6	0.5

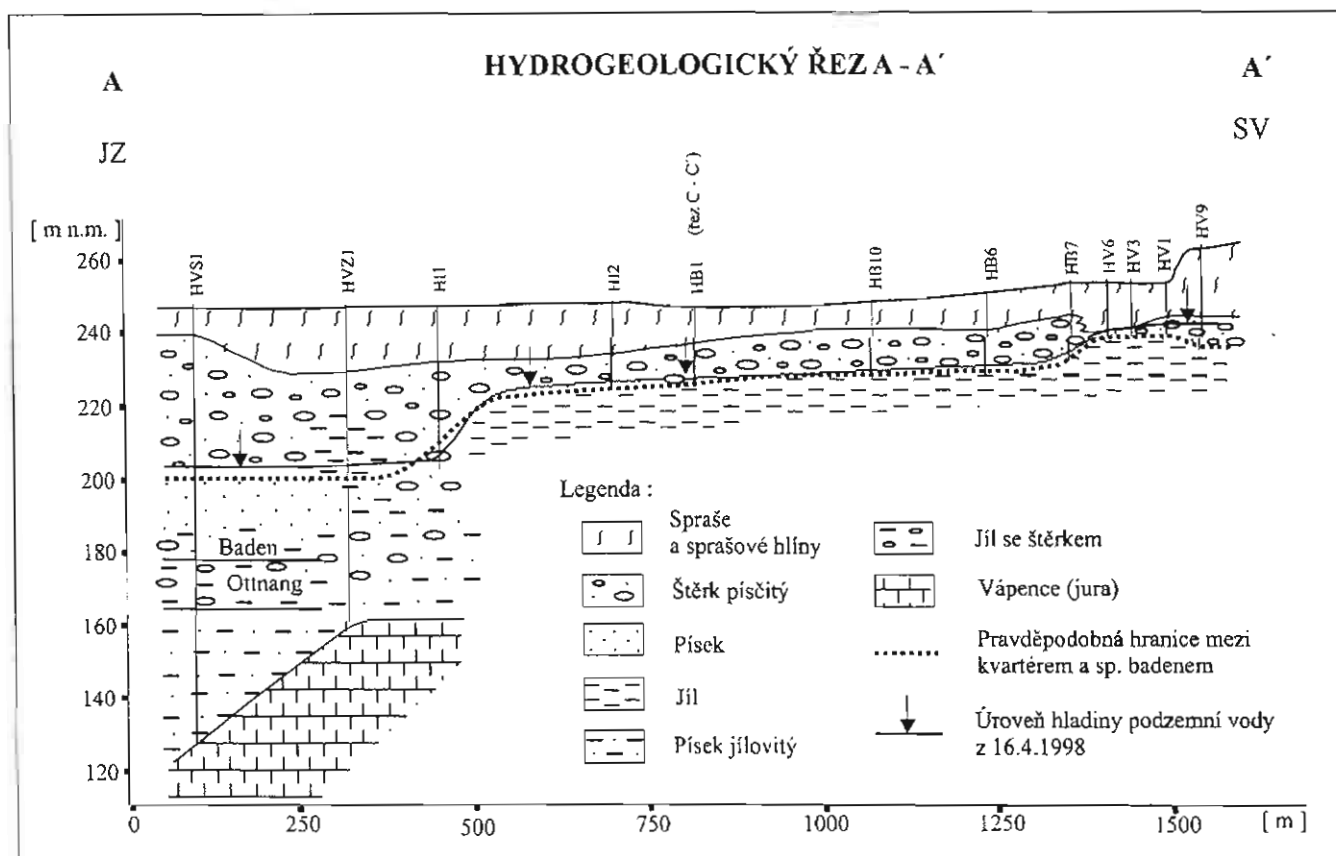
Tab. 2 - Zastoupení těžkých minerálů v odebraných vzorcích (zpracoval J. Vít).



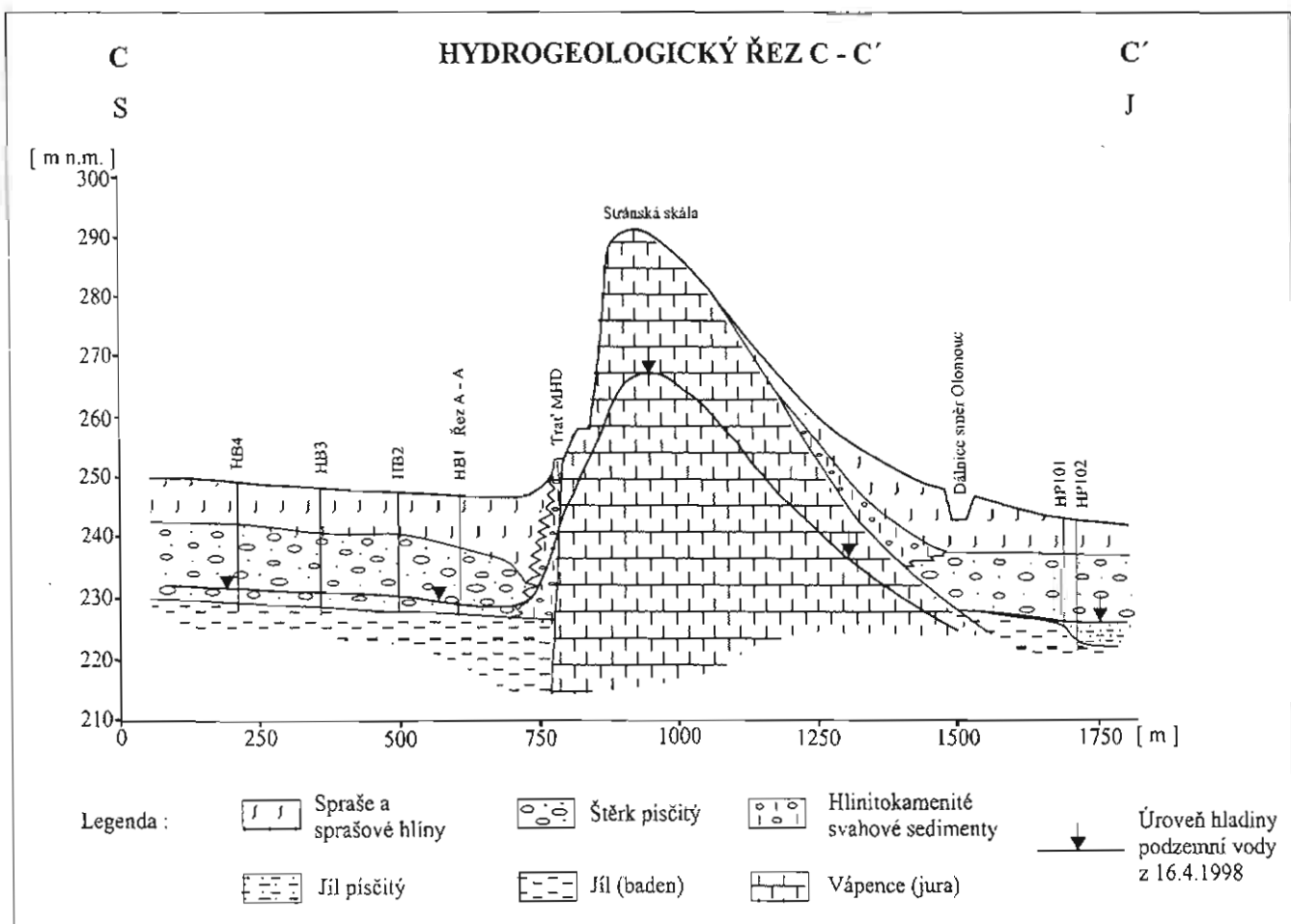
Obr. 3a - Sklon podloží štěrkové akumulace (pokles báze kvartéru interpretován jako paleokoryto v předkvartérním podloží).



Obr. 3b - Sklon podloží štěrkové akumulace (pokles báze kvartéru interpretován tektonicky).



Obr. 4 - Hydrogeologický řez A - A'.



Obr. 5 - Hydrogeologický řez C - C'.

v okolních inženýrskogeologických vrtech. Podél sz. okraje Stránské skály šterky hraničí se svahovými hlinito-kamenitými sedimenty (obr. 5: řez C - C'). Litologie hornin omezující šterkovou akumulaci na západě je vzhledem k nepřítomnosti dostatečně hlubokých vrtů neznámá. Může se jednat o svahové sedimenty, horniny brněnského masivu, popř. i o spodnobádenské sedimenty.

Nadmořská výška povrchu šterků se pohybuje přibližně mezi 246 - 230 m n.m. Z obrázku č. 2 je rovněž zřejmé, že povrch šterkové akumulace se sklání k JJV až V. Nejvyšší nadmořskou výšku má povrch šterků v severní části území a také podél západní hranice rozšíření akumulace (podél svahů Bílé hory), kde dosahuje zmíněných 246 m n.m. Přesný rozsah šterků a úroveň jejich povrchu v tomto prostoru však nejsou vzhledem k nedostatku vrtů přesně známy. Naopak nejnižší úroveň má povrch šterků podél jv. hranice rozšíření akumulace, kde dosahuje jen 230 m n.m. (viz řez C - C'), trend poklesu povrchu šterků lze vysledovat podél celého sz. svahu Stránské skály. Nejpravděpodobnějším vysvětlením poměrně výrazného poklesu povrchu šterků v těchto místech je, že se zde nachází erozní rýha, jejíž osa pravděpodobně směřuje dále na SV k vrtu HB8. Eroze povrchu šterků tuřanské terasy tedy mohla v těchto místech dosáhnout cca 6 metrů.

Podloží tuřanské terasy

Jako mnohem problematičtější se ukázalo určení báze šterkové akumulace. Zatímco severně a východně od vrtu HB1 byly v podloží kvartérních šterků zachyceny spodnobádenské jíly a určení hranice mezi kvartérními a staršími sedimenty tím bylo zcela jednoznačné, jihozápadně od vrtu HB1 (ve vrtech HVS1 a HVZ1) byla v podloží zjištěna spodnobádenská bazální klastika obtížně odlišitelná od nadložních kvartérních šterků. V nově vyhloubeném vrtu H11 byla v podloží zjištěna bazální klastika, ve vrtu H12 již vápnité jíly. To znamená, že hranice mezi dvěma odlišnými facemi spodnobádenských sedimentů leží mezi těmito dvěma vrty, což dobře vysvětluje zmíněný výrazný pokles úrovně hladiny podzemní vody. Srovnání nadmořských výšekází kvartéru ve vrtech HVS1, HVZ1 a H11 s vrty situovanými východně a severovýchodně ukazuje tab. 1.

Hranice mezi kvartérními a podložními spodnobádenskými sedimenty byla určena ve vrtech HVS1 a HVZ1 na 202, resp. 201 m n.m. (Konečný 1993, 1994). Ve vrtu H11 byla hranice určena na úrovni 212 m n.m. Mikrofosílie byly nalezeny pouze v 5 cm mocné vložce nevápnitých hnědých jílu z hloubky 33 m pod terénem (210 m n.m.), jednalo se o redeponované, blíže neidentifikovatelné ichtyolity marinního původu (Brzobohatý, ústní sdělení). Ze sedimentologického hlediska dokumentuje jílovitá vložka dočasné zklidnění sedimentace uprostřed rychlého ukládání nadložních i podložních hruběji klastických kvartérních fluvialních sedimentů (šterky se zaoblenými a polozaoblenými valounky pestré asociace hornin s proměnlivým obsahem pisku), které se místy zastupují se sedimenty charakteristickými spíše pro splachy (silně zahliněné šterky s ostrohrannými úlomky jurských hornin). Od úrovně 212

do 201,5 m n.m. (konečná hloubka vrtu) byly ve vrtu zastíženy silně písčité šterky, které se lišily opracováním i velikostí valounů, barvou a především silnou vápnitostí od nadložních sedimentů. Tyto horniny již patřily ke spodnobádenským bazálním klastikám. Ve vrtu H12 byly zastíženy spodnobádenské vápnité jíly na úrovni 226 m n.m. Pokles báze kvartéru o více než 20 metrů lze vysvětlit dvěma základními způsoby.

a) Pokles báze kvartérních sedimentů je důsledkem eroze říčního toku, který se zahloubil do předkvartérního podloží (obr. 3a). Jihozápadně od vrtu H11 je koryto zahloubeno do bazálních klastik, zatímco severně od vrtu H11 pravděpodobně do vápnitých jílu. K potvrzení přítomnosti vápnitých jílu podél svahů Bílé hory však dosud chybí přímé důkazy, neboť v prostoru mezi východními svahy Bílé hory a linií vrtů HB1 - HB4 nebyl vyhlouben dostatečně hluboký vrt, který by potvrdil tuto domněnku. Při předpokladu poměrně malé mocnosti souvrství vápnitých jílu a transgresivního charakteru hranice mezi jíly a podložními bazálními klastiky není možné vyloučit ani to, že v tomto prostoru došlo k erozi až do bazálních klastik. Jisté však je, že popisované koryto by se vzhledem k dosavadním výsledkům vrtného průzkumu muselo v centrální části území nacházet v západní části údolí, podél východního svahu Bílé hory. V podloží šterků tuřanské terasy ve východní části údolí byl zjištěn jen pozvolný pokles sklonu povrchu spodnobádenských vápnitých jílu směrem kjihozápadu. V popisovaném území by v tomto případě hloubková eroze předcházející sedimentaci tuřanské terasy dosáhla dnešní úrovně přibližně 200 m n.m.

b) Druhou možností je, že pokles báze kvartérních sedimentů je důsledkem tektonické aktivity (obr. 3b). Poblíž vrtu H11 by probíhala tektonická linie, podél níž došlo pravděpodobně k poklesu části území ležícího jihozápadně od této linie. Tato linie by zároveň mohla být prakticky shodná s linií omezující rozšíření dvou odlišných facií spodního bádenu, pokud je hranice mezi bazálními klastiky a vápnitými jíly tektonická (ne transgresivní). Výrazně vyšší mocnost kvartérní fluvialní výplně v části údolí ležící jihozápadně od hypotetické linie by ovšem znamenala, že linie musela být aktivní ještě v průběhu sedimentace šterků tuřanské terasy. V popisovaném území by v tomto případě hloubková eroze předcházející sedimentaci tuřanské terasy dosáhla dnešní úrovně cca 220 m n.m.

Z obou obrázků je patrný pozvolný pokles povrchu spodnobádenských jílu ve východní části údolí směrem k JZ. Ve východní části území je možné popsat morfologickou strukturu podobnou erozní rýze ústící do údolí, zahloubenou do vápnitých jílu, s osou pokračující dále k SV.

Vztahy tuřanské terasy k okolním horninám

Vztahy kvartérních fluvialních sedimentů k okolním horninám jsou dobře patrné z podélného řezu A - A' (obr. 4) a z řezu C - C' (obr. 5). Nejstarší tercierní sedimenty, dokumentované jen ve vrtu HVS1, nasedají přímo na jurské vápence a jsou předottangské (Bubík in Konečný 1993).

Nadložní, převážně jílovité pestře zbarvené nevápnité sedimenty patří k ottnangu, výše jsou potom uloženy odpovídající bazálními klastikám spodního bádenu. Vzhledem k odlišné a velmi zjednodušené petrografické charakteristice hornin ve vrtech HVS1 a HVZ1 není horizontální propojení tercierní výplně v řezu možné. Z řezu je dobře patrný pokles báze kvartéru mezi vrty HI1 a HI2 a tím i zvýšení mocnosti kvartérních sedimentů. Nejasný je vztah mezi oběma faciemi spodního bádenu, neboť ani jeden dosud realizovaný vrt neprošel celým souvrstvím vápnitých jíílů a není tedy známo, zda hranice mezi nimi a bazálními klastiky je transgresivní (jíly nasedají na bazální klastika), nebo tektonická (jíly by nasedaly přímo na předbádenské podloží).

Další zajímavou oblastí je prostor mezi vrty HB7 - HV9. Mezi vrty HB7 a HV6 probíhá východní hranice štěrkové akumulace, štěrky zde hraničí se sprašemi. To naznačuje, že nižší části sprašového pokryvu mohou být starší, než štěrky ve vyšších částech tuňanské terasy. Problematické je rovněž určení původu písčitých štěrků ležících sv. od vrtu HB7, znázorněných v řezu A - A' i na obr. 2 a určení jejich vztahu ke štěrkové akumulaci vyplňující centrální část údolí. Srovnání báze a povrchu těchto sedimentů se štěrky v centrální části údolí ukazuje tab. 1. Báze štěrků ve vrtech HV3 - HV6 je o 5 metrů výše, než báze štěrků v centrální části údolí, jejich povrch je naopak níže, celková mocnost štěrků je pouze 2 - 3 metry. Podrobný hydrogeologický průzkum prokázal, že štěrky mají výrazně nižší propustnost, než ostatní štěrky v oblasti. Koeficienty filtrace štěrkové akumulace tuňanské terasy se ve vrtech v centrální části údolí pohybovaly v řádu $\times 10^{-4}$ m/s (Vyhlídka a kol. 1996), koeficient filtrace štěrků ve vrtech HV3 - HV6 byl řádově $\times 10^{-6}$ m/s, což odpovídá silně

zahliněným štěrkům. Naopak štěrky ve vrtech HV1, HV2, HV8 a HV9 jsou charakteristické velmi dobrou propustností, koeficient filtrace byl v řádu $\times 10^{-3}$ m/s (Kuchovský - Pelikán 1997). Při hloubení vrtu HV9 se mimo jiné ukázalo, že štěrky jsou charakteristické nápadnou přítomností pouze jedné zrnitostní frakce psefitů. K objasnění původu těchto štěrků a k jejich srovnání se štěrky z centrální části údolí byly odebrány 3 vzorky na stanovení obsahu těžkých minerálů. Výsledky analýz, které provedl J. Vít z brněnské pobočky ČGÚ, jsou uvedeny v tabulce č. 2.

Oba vzorky z vrtu HI2, odebrané z bazální části souvrství štěrků, vykazují podobnou asociaci těžkých minerálů. Nejvíce jsou zastoupeny amfibol a epidot, méně potom granát, zirkon, titanit, apatit, v nižších jednotkách procent ještě staurolit a rutil. Tato asociace těžkých minerálů potvrzuje kvartérní stáří štěrků, minerály pocházejí především z granitoidních hornin brněnského masivu (Štelcl - Weiss a kol. 1986), které se nacházejí v povodí řeky Svitavy severně od popisovaného území. Vzorek odebraný z bazální vrstvy štěrků ve vrtu HV9 měl poněkud odlišnou asociaci těžkých minerálů. Výrazně vyšší zastoupení granátu na úkor poklesu obsahu jiných těžkých minerálů naznačuje částečné zastoupení tercierního materiálu v klastických sedimentech (Nehyba, ústní sdělení), což potvrzuje i nápadný výskyt pouze jedné zrnitostní frakce psefitů. Štěrky ve vrtech HV1, HV2, HV8 a HV9 představují reliktní kvartérních štěrků s obsahem přeplaveného tercierního materiálu, který je zachycený na svahu lokální morfologické deprese směřující do centrální části údolí (viz obr. 3a, 3b). Silně zahliněné štěrky, dokumentované ve vrtech HV3, HV4, HV5 a HV6, potom představují svahové sedimenty kvartérního stáří.

Literatura:

- Konečný, F. (1993): Závěrečná zpráva hydrogeologického průzkumu za účelem zajištění zdroje podzemní vody pro SAKO Brno. - MS Geoservis s.r.o., Brno.
- Konečný, F. (1993): Závěrečná zpráva hydrogeologického průzkumu za účelem zajištění zdroje podzemní vody pro Zetor Brno. - MS Geoservis s.r.o., Brno.
- Kuchovský, T. - Havlín, V. (1998): Posouzení stavu znečištění podzemních vod a zemin v Brně - Líšni. - MS Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Brno.
- Kuchovský, T. - Pelikán, V. (1997): Závěrečná zpráva o ochraně podzemních vod na území areálu a.s. Zetor Brno. - MS Aquaprotec s.r.o., Brno.
- Pelikán, V. (1995): Znalecký posudek č. 32/95/2: Posouzení možnosti exploatace vrtu HVS1 ve Spalovně Brno a HVZ1 v Zetoru Brno, aniž by byla ohrožena kvalita podzemní vody bádenských klastik. - MS Aquaprotec s.r.o., Brno.
- Štelcl, J. - Weiss, J. a kol. (1986): Brněnský masív. - UJEP, Brno.
- Valeš, V. (1995): Regionální hydrogeologické vztahy artéských vrtů Spalovny a Zetoru v Brně Líšni. - MS Geotest, Brno.
- Vyhlídka, P. a kol. (1996): Analýza rizika areálu podniku a.s. Zetor v Brně - Líšni. - MS BIJO s.r.o., Praha.

AKUMULAČNÍ A MORFOSTRATIGRAFICKÉ ÚROVNĚ ŘÍČKY (MORAVSKÝ KRAS)

Aggradational and morphostratigraphic levels of the Říčka River (Moravian Karst)

Rudolf Musil

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: rudolf@gap.muni.cz

(24-41 Vyškov)

Key words: Moravian Karst, morphostratigraphic levels, relative altitudes, valley development

Údolí Říčky má většinou směr SV-JZ, a to až k rybníku mezi Chocholeou a Hornekem, potom se však průběh údolí mění do směru S-J. Poznat genezi tohoto údolí jako celku by potřebovalo detailní průzkum celého údolí od pramene Říčky u hájenky na silnici do Račic až k soutoku se Svitavou včetně všech větších přítoků. To by si samozřejmě vyžádalo časově náročnější práci. Tato publikace shrnuje pouze v terénu získané poznatky toku Říčky mezi Mariánským údolím v Líšni směrem k Hádku a ještě několik kilometrů nad Hádkem.

Abychom mohli lépe poznat vývoj tohoto údolí, měli bychom jej uvést do souvislosti s širší oblastí. Bohužel faktů, které by se mohly vztahovat ze širší oblasti na toto údolí není příliš mnoho. Je to v prvé řadě reliktní ploché širokého údolí, které se táhne od Hostěnického ponoru směrem ke Kamenitému žlábku. Směr tohoto údolí jde kolmo na generální směr dnešního údolí a jedná se zřejmě o trosku původního velmi starého údolí (Musil 1997). Dále to jsou fluvialní štěrky v jeskyni Pekárně, které jsou zřejmě rovněž velmi starého data. S těmi souvisí i dvě varianty jejich původu, varianta výtoku vod z Hostěnického údolí, druhá pak uvádějící možnost, že se jedná o vtokovou jeskyni. Vzhledem ke Křížovým výzkumům, při kterých byl zjištěn poměrně velký spád jeskynního dna směrem ke vchodu, přikláním se k variantě první. Z toho pak vyplývají opět dvě možnosti týkající se dalšího průběhu toku: odtok dnešním údolím Říčky směrem k Líšni nebo odtok dnešním údolím Ochozského potoka směrem na Kanice. Ani jedna a ani druhá varianta nebyly dosud plně potvrzeny objektivními fakty.

Další možností je využití výškových úrovní dobře zpracovaných morfostratigrafických úrovní a s nimi spojených fluvialních sedimentů v brněnské kotlině. Týká se to především tuřanské, stránské a líšeňské terasy. Pokud by nedošlo k nějakým podstatným vertikálním pohybům jednotlivých ker v průběhu pleistocénu a před ním, existuje určitá možnost teoretického přenosu jejich bází a případně i povrchu směrem do údolí Říčky, která byla v této době stále přítokem Svitavy.

Žel v celé studované oblasti nenacházíme ani nejmenší stopu po akumulacích terasách vyšších úrovní, v těchto výškách se nacházejí pouze destruktivní ekvivalenty morfostratigrafických úrovní. Akumulační terasy tvořené povodňovými hlínami známe pouze v dnešní údolní nivě,

v jejímž podloží jsou pouze několik metrů mocné štěrky ležící přímo na starších horninách. Mořské sedimenty nebyly zatím nikde nalezeny a zřejmě ani v budoucnosti nebudou.

Tento stručný úvod ukazuje na problémy rekonstrukce vývoje tohoto údolí a tato práce předkládá proto pouze další informace ke konečnému řešení v budoucnu.

Říčka protéká různými horninami. Nad Hádkem jsou to slepence případně droby kulmského stáří, pod Hádkem vstupuje od oblasti vápenců, od Kaprálova mlýna (= Horní mlýn) je krátký úsek spodnodevonských arkóz a pak znovu karbonáty vystřídáné kulmskými slepenci. Obě oblasti s vápencovými horninami (svrchní pod Hádkem a spodní nad Muchovou boudou) se z hlediska morfologie údolí dosti liší. Litologie obou údolních svahů (vápence, slepence a arkózy) se také podstatně projevuje ve tvaru údolí a na jeho šířce.

Při terénním výzkumu jsem si všiml všech reliktních morfostratigrafických úrovní po celé délce studovaného úseku a nízkých akumulacích stupňů povodňových hlín. Uvedených objektů bylo podstatně více než jsem se původně domníval, celkem 88. U všech byly zjištěny jejich relativní výšky nad vodní hladinou, a to pomocí výškoměru. Při tomto měření byl též sledován spád potoka.

Morfostratigrafické úrovně sledují ve své většině systematicky určité relativní výšky. Mohl jsem konstatovat celkem osm úrovní včetně dnešní údolní nivy. Podle jejich morfologie rozlišuji tyto typy:

1. Příčně vybiňující temena rozsoch. Některé z nich mají po své celé délce zhruba stejnou relativní výšku, u některých můžeme pozorovat v probíhajícím hřebeni většinou dvě výškové úrovně. Jsou většinou bez sedimentů, jejich případná mocnost je zanedbatelná. Vybiňají z hlavního údolního svahu většinou kolmo na hlavní průběh údolí, které tvoří zakleslé meandry.
2. Podélné plošiny nacházející se nad vodním tokem. Jejich délky a šířky bývají velmi různé. Na skalních plošinách leží také různé velké množství svahových hlín, někdy se sutí. Jejich povrch mívá různý sklon. Mocnost těchto sedimentů bývá různá, vzhledem však k tomu, že plošiny se projevují morfologicky v terénu, nebude na jejich hraně příliš velká.
3. Visutá údolí. Ve všech případech se jednalo o široká plochá údolí, jejichž mírný sklon končí náhle různě vysoko ve svahu. Od tohoto zakončení pak následuje příkrý svah

až do dnešní údolní nivy. Relativní výšky byly měřeny na hraně obou různých sklonů.

4. Erozní skalní plošiny lemující na jedné nebo na obou stranách vyústění bočních údolí. Jsou většinou bez sedimentů a představují dřívější údolní dna bočních údolí. Všechny ostatní stupně jsou již akumulární a jedná se o různé sedimenty, jejichž povrch se nachází v různé výšce nad vodou.

5. Podélné plošiny kolem vodního toku. Jsou to v podstatě povodňové hlíny lemující údolí na jedné nebo obou stranách. Nacházejí se pouze v dnešní údolní nivě a jejich povrch je různě vysoký.

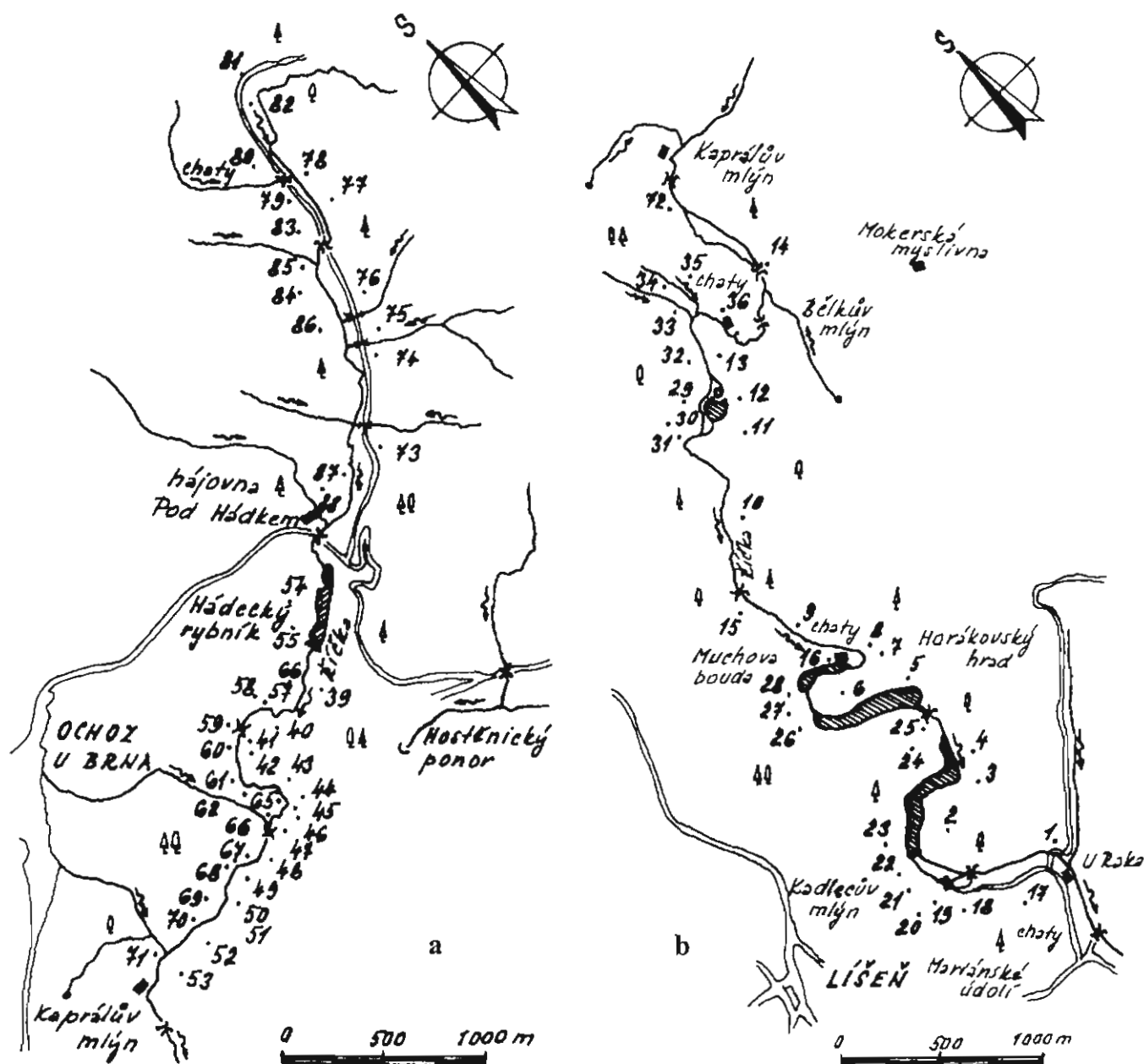
6. Náplavové kužely z bočních údolí. Jedná se o typické dejekční kužely svažující se poznenáhlu do údolní nivy. Jejich výšky byly měřeny v závěru bočního údolí. Ojedinelé se nacházejí i starší náplavové kužely.

7. Jako jedinou výjimku bylo možné u Bělkova mlýna (= Prostřední mlýn) v pravé části údolí, kde se nacházejí spodnodedovské arkózy a jejich zvětraliny, konstatovat

poměrně rozsáhlé a nejméně 4 m mocné proluvium. Je tvořeno úlomky místních hornin s různě velkými oblázky a s horizonty arkózových zvětralín. Zdrojová oblast oblázků není údolí Řičky. Jsou totiž tvořeny arkózami ze spodního devonu, křemeny, rohovci, ne však vápencem. Některé jsou zcela malé, jiné poměrně velké, možná zčásti pocházejí z miocénních sedimentů. V žádném případě se nejedná o akumulární terasu, ale o několik set metrů rozsáhlý náplavový kužel v relativní výšce ca 14 m. Jsou kryty 3 - 4 m deluvií zvětralých arkóz načervenalé barvy.

Celý úsek studovaného údolí rozdělují do tří částí. První část sahá od Hádku až ke Kaprálovu mlýnu, jedná se tedy o část s krasovými jevy. Druhá část sahá od Kaprálova mlýna k Mariánskému údolí a třetí část tvoří údolí nad Hádkem proti toku potoka. V tomto pořadí budeme studovat i jednotlivé výškové úrovně, abychom mohli rozoznat eventuálně možný různý vývoj údolí.

Pokud se týče úrovní, můžeme konstatovat, že se víceméně soustřeďují do několika výškových linií, které



Obr.1a, 1b - Skica studovaného území. Čísla značí místa měřená výškoměrem (viz text).

jsem označil velkými písmeny:

A - Ca 55 m nad dnešním potokem.

B - Průměrně většinou cca 30 m (variace 28 - 35 m, může být zřejmě způsobena různě velkou mocností svahových sedimentů, se kterou je vždy nutné počítat. To se týká i dalších úrovní).

C - Morfostratigrafická úroveň 23 - 24 m.

D - Morfostratigrafická úroveň 12 - 19 m.

E1 - V údolí Řičky nad Hádkem se nachází i úroveň mezi 9 - 11 m, která pravděpodobně nebude patřit úrovni D, kterou pod Hádkem nenacházíme. Rozsáhlé plošiny jsou tvořeny naplavenými sprašovými hlínami. V této výšce se nacházejí pouze v údolí nad Hádkem. Nelze zjistit, zda báze sprašových hlín se nachází až v úrovni dnešního potoka nebo zda leží na skalním stupni. V každém případě je však jejich mocnost od jejich povrchu nejméně 5 m.

E2 - Úroveň 4 - 8 m. Údolní niva je tvořena povodňovými sprašovými hlínami a nacházíme ji především v údolí mezi Hádkem a Bělkovým mlýnem. V této výšce je rovněž rozsáhlý dejekční kužel Kamenitého žlíbku, jehož báze sahá do úrovně dnešního potoka. Ve spodní části údolí u hostince U raka se v této výšce nachází typická spraš. Patří sem i vchody do jeskyně Málčiny a Netopýrky.

F - Úroveň 2 - 3 m. Údolní niva, nejnižší povodňový stupeň tvořený tmavými holocenními hlínami.

G - Úroveň 0 m, dnešní tok Řičky. Má poměrně velký nevyrovnaný spád. Nejmenší je v části mezi Hádkem a Prostředním mlýnem (hostinec U Jelena), největší ve spodní části údolí nad Hádkem a v úseku pod Bělkovým mlýnem.

Výšky morfostratigrafických úrovní ukazují, že spád Řičky ve studovaném úseku byl i v minulosti zhruba stejně velký.

Jednotlivá místa měření jsem detailněji popisoval. Nemělo by však smysl tento popis v této informační práci uvádět, uvedu pouze čísla jednotlivých typů a z příložené mapové skici je možné se seznámit s jejich polohou:

1. hřeben: 2, 6, 11, 13, 16, 24, 31, 35, 38, 41, 62, 88
2. podélné plošiny: 4, 7, 10, 12, 17, 19, 20, 22, 34, 39, 50, 51, 53, 54, 55, 58, 67, 69
3. visutá údolí: 3, 9, 29, 70, 77, 78
4. erozní skalní stupně u bočních údolí: 8, 15, 73, 75, 76, 83
5. povodňové hlíny: 14, 25, 32, 40, 42, 43, 44, 45, 49, 52, 56, 57, 59, 60, 61, 66, 68, 72, 80, 84, 86?, 87
6. náplavové kužele: 5, 18, 21, 23, 26, 27, 28, 30, 46, 47, 71, 74, 79, 81, 82, 85
7. proluvium: 36
8. vchody jeskyní: Pekárna 44, Málčina 64, Netopýrka 65

Diskuse

Celý studovaný úsek rozdělujeme do tří částí: Hádek - Kapráluv mlýn, Kapráluv mlýn - Mariánské údolí, Hádek - proti toku Řičky. Toto rozdělení je z toho důvodu, že není vyloučeno, že jednotlivé úseky budou mít poněkud odlišný vývoj.

Hádek - Kapráluv mlýn

Nejnižší stupeň, který lemují někdy pouze jednu stranu údolí, někdy obě dvě. Výška jeho povrchu je kolem 3 m. Nacházíme jej po celé délce studovaného úseku údolí, někdy jsou z něj zachované i poměrně velké plochy (číslo 52). Výrazně je vyvinut i na druhé straně Hádeckého ponoru (60), patrný je i u Švédova stolu (61), dále proti Ochozské jeskyni a od ní směrem po toku. Je tvořen tmavými zeminami, jedná se o nejmladší stupeň možná až skoro recentního stáří. Znamená to, že ještě před krátkou dobou došlo ke snížení erozní základny před studovaným úsekem údolí, přičemž voda erodovala dřívější údolní nivu.

Do této výškové úrovně patří i erozní rýha (47), která protíná dejekční kužel Kamenitého žlíbku. Znamená to, že ještě v této době rozvodněný Hostěnický potok se přeléval do Kamenitého žlíbku a voda dotekla až do Řičky.

Další výškovou úroveň (4-5 m) nacházíme velmi dobře zachovanou ve svrchní části studovaného údolí a to od Hádku až ke Kamenitému žlíbku. Mezi Hádkem a Hádeckou estavelou se rozprostírá po obou stranách údolí, její povrch je zde ca 5 m nad vodou. Před Ochozskou jeskyní (43) je v zářezu možné vidět, že je v celé své mocnosti složena ze sprašové hlíny. Je vysoce pravděpodobné, že tomu tak bude i mezi Hádkem a Hádeckou estavelou a vlastně v celé této výškové úrovni. Pro to svědčí i číslo 49 (za Kamenitým žlíbkem, směrem po toku), kde tato úroveň je rovněž tvořena sprašovými hlínami. Do této úrovně patří i na levé straně mezi Ochozskou jeskyní a Kamenitým žlíbkem probíhající plošina ve výšce skoro 7 m nad vodou. Povrch studovaného stupně bude asi nižší než je dnešní, nedá se vyloučit přínos sutí a svahových hlín na povrch sprašových hlín.

Celkově dobře vyvinutý a po celé délce toku probíhající stupeň znamená, že tato úroveň představuje povrch povodňových hlín, v tomto případě tvořených sprašovými hlínami. Byl proto vytvořen po nějaké větší sedimentaci spraší.

Proti dnešnímu vchodu do Ochozské jeskyně se na povrchu menšího hřebene (44) nacházel reliktní magdalénské kulturní vrstvy. Mezi tímto hřebenem a svislou vápencovou stěnou je dnes hlubší strž. Výška hřebene je cca 6 m nad vodou a v nejsvrchnější části sprašových hlín se nacházela magdalénská kulturní vrstva. Znamená to, že tvorba tohoto stupně byla dokončena ke konci posledního glaciálu. Vzhledem k tomu, že stupeň sleduje celé údolí, může se jednat pouze o povodňové hlíny Řičky. Ještě tedy koncem posledního glaciálu tekla Řička o 5-6 m výše než dnes.

Přes různou výšku povrchu (pod Hádkem ca 5 m, mezi Ochozskou jeskyní a Kamenitým žlíbkem ca 7 m, možná však méně) se domnívám, že se jedná stále o stejnou aluviální nivu.

Zhruba v této úrovni případně v úrovni něco vyšší se nacházejí i vchody do jeskyně Málčiny (8 m) a Netopýrky (6 m). Je pravděpodobné, že jsou ve vztahu k povrchu této aluviální nivy a že v této době ještě fungovaly jako ponory Řičky. Není však vůbec vyloučeno, že jejich vznik je starší a že došlo pouze k obnovení jejich funkce.

Zvláštní postavení zaujímá dejekční kužel

Kamenitého žlábku (46). Jeho povrch dosahuje výšky až 8 m, jeho báze sahá k dnešní vodní hladině, není však vyloučeno, že může být i níže. Znamená to, že v době jeho tvorby bylo údolí Řičky minimálně tak hluboké jako dnes. Mezi různě velkými balvany se nachází sprašovitá hlína, tedy tentýž sediment, který tvoří dříve zmíněný stupeň. Náplavový kužel se vytvořil tehdy, když údolí mělo tutéž hloubku jako dnešní, tedy před tvorbou stupně zhruba ve stejné výšce jako je dejekční kužel. Teprve dnes došlo k jeho proříznutí a k proříznutí podélné údolní nivy ze sprašových hlin do původní dřívější hloubky. Ve své dřívější práci jsem došel k názoru, že nejnižší stáří tohoto náplavového kužele může být poslední interglaciál. (Musil 1957).

Vypadá to tak, že v tomto úseku údolí dochází ke střídavé akumulaci a erozi mezi dnešním dnem a výškami kolem 7 m. To se mohlo odehrávat několikrát v poměrně dlouhém časovém období. Všechny ostatní vyšší stupně jsou již destruktivními ekvivalenty morfostratigrafických úrovní. Příkláněl bych se přitom k názoru, že se jedná o bývalá údolní dna Řičky (dobře je to patrné u skalních plošin při vyústění bočních údolí), ze kterých zůstaly pouze reliktu představující původní dno).

Nízké morfostratigrafické úrovně mají poměrně velký výškový rozdíl. Může to být někdy způsobeno i přítomností deluvií na jejich povrchu. Nejnižší stupeň je ve výšce 12 m (50), další má 15 m (53, v tomto případě je určitě možné počítat s větší mocností deluvia).

Ostatní úrovně jsou již vyšší: 18 m (58), dále 19-24 m (62, jedná se o rozsochu, ve kterém se nachází Švédův stůl. Jeho nejnižší výška - 19 m - je zhruba nad Švédovým stolem, nejvyšší pak - 24 m - po obou stranách) a 23 m (69). Nelze vyloučit, že se bude jednat o dvě různé výškové úrovně, a to kolem 12-19 m a kolem 23-24 m.

Další výšková úroveň je velmi dobře vyvinutá po celém úseku studovaného údolí, a to zhruba ve výšce 28-35 m. Do této úrovně bude patřit i vchod jeskyně Pekárny (č. 48), povrch sedimentů má výšku 44 m. Vzhledem k bezprostřednímu vztahu k výškově stejným stupňům jak proti toku, tak i po toku, bude nutné opustit variantu vodního toku z Pekárny směrem na Ochoz. Zároveň to však dokazuje, že tato vysoká úroveň má již poměrně velké stáří, nelze vyloučit ani neogén. Za předpokladu určité vertikální stability celého území můžeme předpokládat, že již tyto výšky kolem 30 m budou předpleistocenního stáří.

Nejvyšší výšková úroveň se pohybuje mezi 57-67 m (54).

Kaprálův mlýn - Mariánské údolí

Tento úsek má mnohem větší délku než předcházející a také je litologicky rozmanitější. Litologické složení svahů ovlivňuje přitom podstatně i šířku údolí a zachování morfostratigrafických úrovní.

Nejnižší holocenní stupeň ve výšce 3-4 m nacházíme naposled pouze v širokém údolí pod Kaprálovým mlýnem (72) a u Bělkova mlýna (37). Dále po toku se již nikde neobjevuje. Nacházíme tam v téže výšce pouze dejekční kužele.

Sedimenty této výšky byly v předchozím úseku pod Hádkiem tvořeny sprašovými hlínami. V tomto případě (údolí mezi Kaprálovým mlýnem a Mariánským údolím) se jedná pouze o tmavé zřejmě holocenní zeminy. Znamená to, že stejné výšky povodňových hlin mohou mít poměrně velký časový rozdíl. Ukazuje to zároveň na to, že vývoj údolních akumulací stupňů v krasovém území i ve vzdálenosti několik km po toku je odchylný. Odchylnost je i v nepřítomnosti nejspodnějšího holocenního stupně ve větší části studovaného údolí.

Poměrně často nacházíme další výškovou úroveň lemující dnešní nivou, a to mezi 7-8 m. Skoro nikde však neexistuje odkryté sedimenty, takže se nedá zjistit, o jaké sedimenty se jedná. Pouze náplavový kužel (28) byl tvořen sutí s hnědou hlínou, mohl by tedy být holocenní. To se týká i čísla 21 (aluviální niva bočního potůčku). Ovšem u hostince U Raka blízko Mariánského údolí se v této výšce nachází při vyústění bočního údolí typická spraš. Stratigrafické zařazení této úrovně není tedy jasné, není vyloučeno, že i v tomto případě stejné výšky nemusí značit vždy stejné stáří.

Všechny ostatní úrovně jsou posuzovány jen na základě výškové pozice. Další stupně se pohybují výškově mezi 12-19 m, a to jak na vápenci tak i na kulmských horninách. Vedle podélných plošin nacházíme v těchto výškách i visutá údolí (29, 9) a při vyústění bočních údolí i erozní skalní plošiny (15, vyústění Babího žlábku, chata na typicky vyvinuté a zachované skalní plošině). U rybníka pod Horákovským hradem se nachází dokonce starý náplavový kužel (27), který byl proříznut mladší rýhou tvořící opět náplavový kužel (26). Recentní erozní rýha již chybí. Jedná se o unikátní případ, máme zde nad sebou zachované dva náplavové kužele různého stáří a různé výšky povrchu, 11 m a 7 m. Oba náplavové kužele zůstaly pouze proto zachované, že nepocházejí z bočních údolí, ale z velkých svahových erozních rýh.

Podobný náplavový kužel (23) se nachází i na pravé straně údolí u prvního rybníka od Lišně. Jeho povrch je 14 m nad vodou a je tvořený sprašovými hlínami. Je pravděpodobné, že jeho spodní část směrem do údolí chybí, takže v tomto případě se nejednalo o fluviální sedimentaci.

Do této úrovně patří i výše zmíněné proluviální sedimenty u Bělkova mlýna.

Výrazně zachovaná je výšková úroveň 28-35 m. Nacházeli jsme ji již v předešlém úseku údolí. Existuje jak na vápencích (např. hřeben rybníka pod Hornekem (11), v nejnižším místě výška 28 m, na obou stranách se pak zvedá ca o 4-5 m. Další dobře vyvinutá je slepencová plošina proti Muchově boudě (8) o výšce 34 m.

Nejvyšší úroveň nacházíme podobně jako v dřívějším úseku pouze ojedinele, a to ve výšce ca 56 m.

Údolí nad Hádkiem

Zcela běžně se zde vyskytují povodňové hlíny ve výšce 2-4 m nad vodou. Ve všech případech se jedná o holocenní velmi mladou aluviální nivou.

Další úroveň nacházíme ve výšce 9-11 m. Jedná se o erozní skalní plošiny při vyústění bočních údolí, v jednom

případě pak o rozsáhlou podélnou plošinu tvořenou sprašovou hlínou ojedinele s vyvětralými kulmskými oblázky (84). Její plocha je poměrně velká, výšky cca 9 m a vzhledem k její rozsáhlosti nedá se uvažovat o tom, že by se jednalo o deluvium, ale spíše o naplavení potoční vodou. Podobná úroveň se v údolí od Hádku níže nevyskytuje.

Další vyšší úroveň nacházíme ve výšce 14-18 m. Jsou tam jednak visutá údolí (78), dále pak erozní skalní stupně při vyústění bočních údolí (75, 73) nebo rozsáhlé podélné plošiny až při konci tohoto úseku údolí před Hádkem (86, pravá strana údolí). V tomto případě mají výšku povrchu 18 m a nejzajímavější je to, že jsou tvořené sprašovou hlínou. Vzhledem k tomu, že se jedná o rozsáhlou několik stovek metrů velkou plošinu, musíme připustit, že přes uvedenou výšku se může jednat pouze o povrch aluviální nivy, která jak směrem proti toku tak i po toku nemá vlastně obdobu. Nachází se pouze u konce údolí před samým Hádkem. Je těžké řešit její stratigrafickou pozici, je docela možné, že morfostratigrafické úrovně stejné výšky nejsou s ní časově totožné, že jsou starší. Mohla se vytvořit pouze tehdy, jestliže v dalším krasovém úseku došlo k vytvoření nějaké bariéry, která zvedla vodu a vedla k sedimentaci sprašových hlín. Hádek a jeho nejbližší krasové okolí hrál v minulosti ve spojení s krasovými jevy velkou úlohu. Zároveň to ukazuje na složitost vývoje těchto úseků Říčky.

Nejvyšší morfostratigrafická úroveň má výšku 28-33 m, což odpovídá stejným výškám v další části údolí pod Hádkem.

Závěr

Přes určitý rozptyl ve výškách morfostratigrafických úrovní, který může být do určité míry způsobený jejich pokrytím sedimenty, lze po celém úseku studovaného údolí pozorovat několik výrazných stupňů. První z nich se nachází zhruba ve výšce něco přes 30 m. Vzhledem k tomu, že je to zřejmě i výška fluviálních štěrků Pekárny, je nejvýše pravděpodobné, že tato úroveň představuje dno dřívějšího údolí. Vzhledem pak k tomu, že se táhne bez přerušení jak nad Hádkem tak i pod ním až k Mariánskému údolí, musíme

konstatovat, že vody z Pekárny odtékaly směrem k Líšni a ne směrem k Ochozi. Padá tím i varianta, že by se u Pekárny mohlo jednat o vtokovou jeskyni.

Ráz fluviálních sedimentů v Pekárně naznačuje, že se jedná o velmi staré štěrky. Srovnáme-li však výšky této morfostratigrafické úrovně s výškami teras v Brněnské kotlině (např. Líšeňská terasa ca 90 m, pliocén a i další), dochází zde k určité poměrně velké výškové diskrepanci.

Další úrovně pak nacházíme ve výškách 23-24 m a 12-19 m.

V celé části studovaného údolí se nevyskytují fluviální štěrky (mimo bázi dnešního údolí). Pouze jako velká výjimka byly v prostoru Bělkova mlýna zjištěny proluviální sedimenty.

Vývoj vyšších akumulčních stupňů povodňových hlín je odlišný v údolí nad Hádkem a v údolí pod ním. Sprašové hlíny na konci údolí nad Hádkem dosahují mnohem větších výšek než dále po toku. Znamená to, že někde na začátku vápencové části údolí pod Hádkem muselo dojít k vytvoření nějaké zábrany, která zvedla vody Říčky nad Hádkem a akumulovala sprašové hlíny až do těchto výšek. Teprve po jejím odstranění došlo k jejich denudaci a v údolí nad Hádkem zůstaly pouze její relikt.

Určité změny v povodňových hlínách a v jejich výškách můžeme zaznamenat i v úseku mezi Hádkem a Kamenitým žlíbkem a mezi Kamenitým žlíbkem a Kaprálovým mlýnem. Jedná se pravděpodobně o změny, které mohly být způsobené jak zkrasověním tak i povrchovými vodami z Kamenitého žlíbku.

V krasové oblasti pod Hádkem musíme u akumulčních teras předpokládat několikrát vyklizení povodňových hlín a jejich následnou akumulaci. Znamená to, že v této části údolí nedocházelo asi v průběhu celého svrchního pleistocénu k nějakému podstatnému prohlubování údolí, ale pouze k oscilacím akumulací a erozí.

Nejnižší stupeň povodňových hlín nacházíme zcela běžně jak nad Hádkem tak pod ním až ke Kaprálovu mlýnu. Dále po toku se již nevyskytuje.

Výškově stejné stupně nemusí znamenat v průběhu celého studovaného údolí vždy stejnou dobu vzniku. To se týká i reliktů morfostratigrafických úrovní.

Literatura:

- Musil, R. (1996): Tuřanská terasa Svitavy v Brně.- Geol. výzk. Mor. Slez., 4, 14-16, Brno.
 Musil, R. (1997): Vývoj údolní sítě v jižní části Moravského krasu.- Geol. výzk. Mor. Slez., 5, 11-15, Brno.
 Štelcl, O. - Slezák, L. (1963): Geomorfologické poměry jižní části Moravského krasu a přilehlého území.- Acta Musei Moraviae, 48, 88-103, Brno.
 Veselý, I. (1974): Příspěvek k poznání geomorfologických poměrů povodí Říčky při východním okraji města Brna.- Zprávy Geograf. ústavu ČSAV, 11, 2-3, 8-16, Brno.

NOVÉ POZNATKY O SEDIMENTECH KVARTÉRU V OBLASTI BZENEC-PŘÍVOZ

New data on Quaternary sediments in the area Bzenec-Přívoz

Pavla Petrová, Zdeněk Novák

Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(34-22 Hodonín)

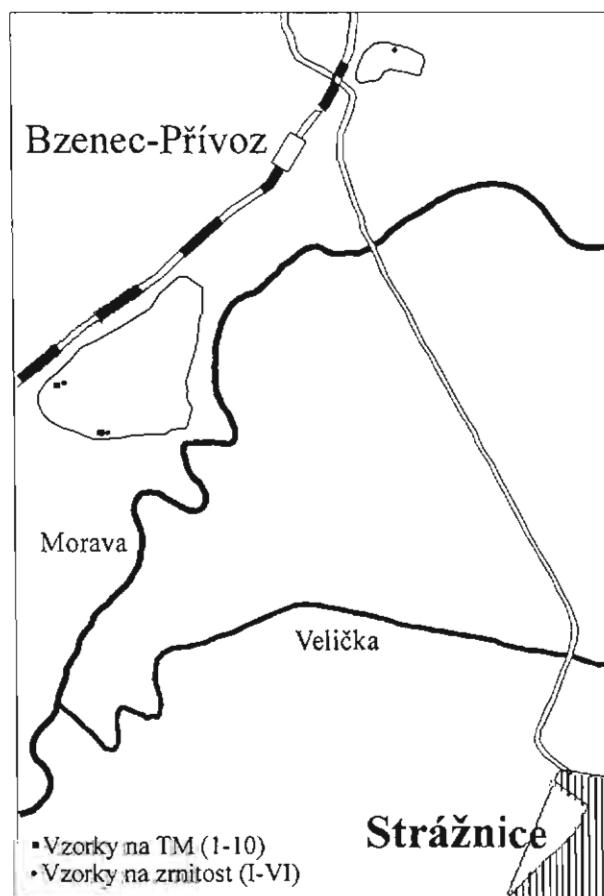
Key words: Quaternary, heavy minerals, granularity, Vienna basin

Území v prostoru omezeném na severu železniční trati Hodonín – Moravský Písek a na jihu řekou Moravou je v okolí železniční stanice Bzenec-Přívoz budováno mocným sedimentárním komplexem tvořeným převážně navátými písky. Naváté písky jsou v současné době velmi dobře odkryty dvěma pískovny, z nichž větší z nich, intenzivně těžená, se rozprostírá jv. od Bzenec-Přívozu. Má tvar trojúhelníku o délce stěn ca 800 m a výšce až 20 m. Na některých místech jsou při dně pískovny vyvinuty drobné zemní pyramidy a výplavové kužely. Ve stěnách pískovny byly prakticky v celém profilu odkryty váté písky. Pouze v blízkosti sz. ohybu těžební jámy (obr.1) byly ve svrchní části těžené stěny zjištěny sedimenty, k jejichž depozici došlo ve vodním prostředí. Jedná se s největší pravděpodobností o sedimenty fluvialního původu signalizující ústup aridního klimatu. Naváté písky, z nichž byly odebrány vzorky ke studiu těžkých minerálů, byly zastíženy také v menší pískovně, situované v. od železniční stanice Bzenec-Přívoz. Dle ústního sdělení Havlíčka naváté písky v této pískovně spočívají na uloženinách fluviolakustrinních. V době naší návštěvy lokality bylo dno pískovny zaváženo komunálním odpadem a zatopeno, tudíž nebylo možné tuto informaci ověřit a odebrat z fluviolakustrinních sedimentů horninové vzorky pro analýzy.

V hlavní pískovně jsou ve studovaném profilu eolické sedimenty rozčleněny do dvou celků (obr.2), oddělených výraznou úhlovou diskordancí, vzniklou v důsledku změny směru a intenzity unášecího média - větru. Ve spodní a střední části spodního eolického celku, jehož zastížená mocnost dosahuje přibližně 18 m, jsou laminy a vrstvičky písčitých poloh často intenzivně zvlněny, až nabývají charakteru adhezních čeřin. Tyto výrazně zvlněné písčité polohy se v profilu střídají s pískovými polohami jen mírně zvlněnými. Směrem do nadloží se amplituda zvlnění vrstviček a lamin zmenšuje až do lineárního průběhu. Ve spodní části spodního eolického celku jsou poměrně časté vrstvičky a laminy hrubozrnných písků a drobnozrnných štěrků, jejichž počet směrem do nadloží klesá. Hrubozrnné písky a drobnozrnné štěrky mají obvykle charakter více méně protáhlých čoček, někdy erodujících své podloží. K jejich tvorbě docházelo zřejmě v důsledku silných epizodických dešťů, které byly relativně hojné v době ukládání eolických sedimentů této části

studovaného profilu. V nejsvrchnější části spodního eolického celku jsou vrstvy písků prohnuty, zvlněny a seřfznuty nadložními písky druhého eolického celku. Čočky a tenké vrstvičky drobnozrnných štěrků se v této části profilu prakticky nevyskytují, poměrně časté jsou však limonitizované laminy středně až hrubě zrnitých písků, které v důsledku vyšší rezistence vystupují poněkud z profilu.

Písky svrchního eolického celku, jehož mocnost dosahuje 0,9 m, jsou subhorizontálně uloženy. Vrstvy, indikující změnu směru větru, jsou paralelně laminovány, někdy s náznakem šikmého zvrstvení a odřezávání starších poloh. Laminy písku jsou v některých místech slabě zvlněny. Tenké polohy a laminy šedohnědého drobnozrnného štěrčiku nejsou hojné, celkově jich přibývá směrem do podloží. Hranice mezi oběma celky je ostrá a úhel, který



Obr. 1 - Situační plán pískovny u zastávky Bzenec-Přívoz.

svírají vrstvy dosahuje až 18°. Litologicky se písky svrchního eolického celku neliší od eolických písků celku spodního.

Převažující eolické písky jsou světle béžové, jemně až středně zrnité sedimenty, jejichž medián Md_{mm} kolísá u studovaných vzorků (analýza IV, V, VI) jen nepatrně a to v rozmezí 0,281 až 0,294 ($M_f = 1,763$ až 1,828). Z hlediska zrnitostního vytřídění se jedná o uloženiny poměrně dobře vytříděné, i když poněkud hůře, než se uvádí v sedimentologické literatuře ($s_f = 0,577$ až 0,777, $S_o = 1,26$ až 1,38). Rozptyl hodnot asymetrie Sk_f je minimální (-0,042 až -0,11).

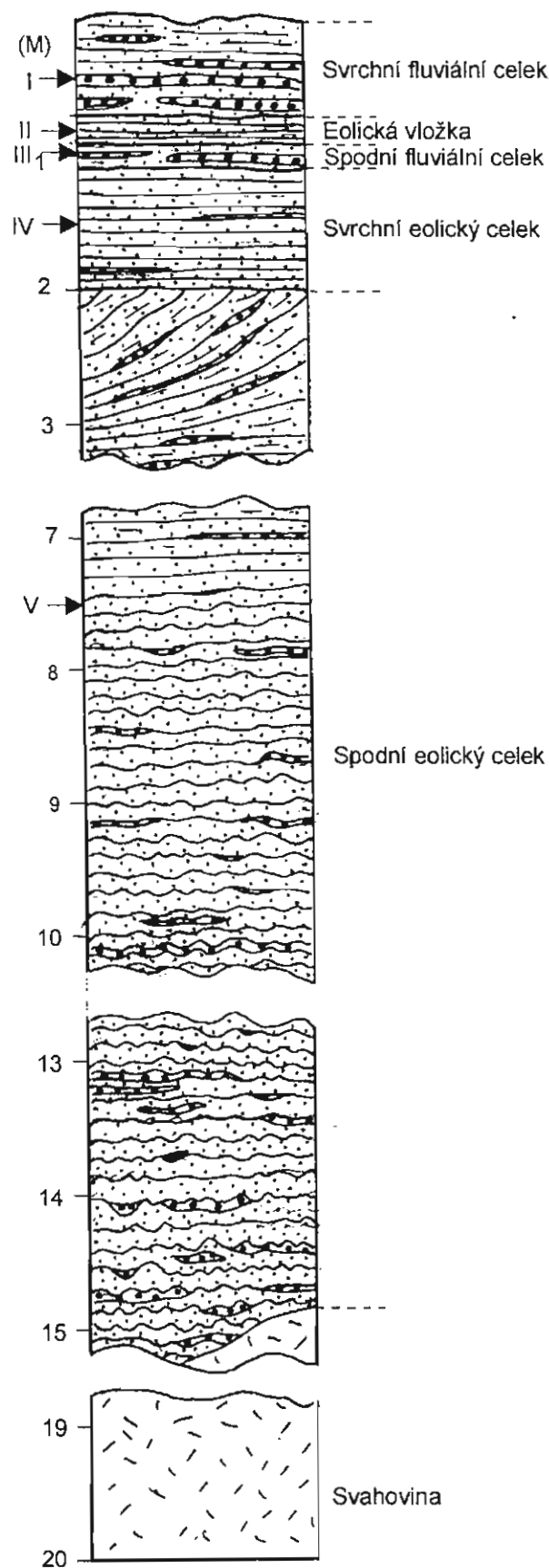
Vzorky pro analýzu průhledných těžkých minerálů eolických písků byly odebrány na třech místech. Z popisovaného profilu, odkud pochází 7 vzorků (vz. 1 – 7), z báze pískovny v její záp. stěně (vzorek č. 8) a z báze a nejsvrchnější partie pískovny situované v. od žel. stanice Bzenec-Přívoz (vzorky 9 a 10). Ve všech případech se vedle dominantního granátu, jehož obsah kolísá nejčastěji v rozmezí 40 – 49 % z celkového počtu všech zrn, výrazně uplatňuje také amfibol a to v množství 21 až 33 %. Lokálně se ve větším počtu vyskytují také zirkon (až 16,4 %) a staurolit v množství do 17,3 %. Maximálně několika procenty bývají zastoupeny také rutil a epidot (tab. 1). Tato zjištění jsou v souladu s většinou analýz průhledných těžkých minerálů navátých písků Moravské Sahary dokladujících malou proměnlivost minerálního spektra jejich průhledné těžké frakce.

Fluviální sedimenty vystupují ve dvou vrstevních souborech, oddělených od sebe polohou eolických písků. Spodní fluvialní poloha o mocnosti asi 0,2 m je představována plavým, středně- až hrubozrným, zrnitostně špatně vytříděným pískem střídajícím se s hnědošedým hrubozrným štěrkovitým pískem až drobnozrným štěrkem bohatým na matrix, která je v tomto případě tvořena obvykle hrubozrným, zrnitostně špatně vytříděným pískem. Na složení valounové komponenty se účastní převážně křemen. Hrubozrné písky a drobnozrné štěrky jsou lokálně zbarveny limonitem. Jejich polohy mají obvykle charakter neprůběžných poloh nebo čoček. Při bázi vrstevního souboru je 1 – 2 cm mocná vrstvička středně zrnitého limonitizovaného písku, lokálně téměř vyklíňující. Drobnozrné štěrky nejvýraznější štěrkové polohy (analýza III) mají hodnotu vytřídění $s_f = 1,583$ ($S_o = 2,35$), jedná se tedy o sediment zrnitostně špatně vytříděný. Jeho $Md_{mm} = 1,07$ ($M_f = 0,995$) a hodnota symetrie $Sk_f = -0,47$.

Eolické písky o mocnosti 0,2 m spočívající v jejich nadloží jsou světle béžové, subparalelně zvrstvené sedimenty s vložkou hnědého, hrubě zrnitého písku. Báze písků je nepřilíh výrazně erozní. Zrnitostně (analýza II) jsou poněkud hůře vytříděné nežli eolické sedimenty v podloží fluvialních písků ($s_f = 0,97$, $S_o = 1,27$). Také průměrné zrnko je větší ($Md_{mm} = 0,44$; $M_f = 1,30$). Hodnota Sk_f se blíží ideální symetrii (-0,03).

V nadloží eolické vložky spočívá 0,7 m mocný komplex hrubozrných písků fluvialního původu s laminami a protáhlými čočkami drobnozrných štěrků, jejichž množství přibývá směrem k bázi komplexu. Spodní hranice tohoto výrazně pozitivně gradačně zvrstveného vrstevního

Litologický profil pískovnou (severozápadní stěna)



I - V vzorky na zrnitost

Obr. 2 - Litologický profil pískovnou.

Pískovny Strážnice - Přívaz Zdeněk Novák 1998	hloubka vzorku pod povrchem (m)	počet studov. zm	Granat	Staurolit	Zirkon	Rutil	Epidot	Disthen	Apatit	Turmalin	Amfibol	Brookit	Sillimanit	Anadalužit	Pyroxen	Anatas
1/1	1.5	450	31.4	10.2	16.4	5.6	3.3	0.2	0.2	0.9	31.6	0.2	0	0	0	0
1/2	2.9	185	41.8	17.3	3.2	1.6	5.4	0	0.5	1.1	27	1.6	0.5	0	0	0
1/3	4.9	547	46.8	9.0	13.3	5.1	3.8	0.2	0.6	0.2	21.0	0	0	0	0	0
1/4	7.9	290	44.8	8.6	10.0	5.5	2.4	0.7	0	0	27.3	0.7	0	0	0	0
1/5	8	573	48.9	8.7	9.9	3.7	4.2	0.2	0.2	0.2	23.7	0	0	0.3	0	0
1/6	11	277	40.4	14.4	3.6	0.4	5.8	0.7	0.4	0.4	33.2	0	0	0	0.7	0
1/7	14	421	41.5	5.7	7.1	3.8	5.9	0	2.4	0.2	32.3	0.2	0	0	0.7	0.2
1/8	dno pískovny	430	45.8	8.6	8.6	3.7	3.7	0	1.6	0.7	26.7	0.2	0.2	0	0	0.2
2/1	spodní část	296	40.7	11.5	8.4	2.7	7.4	0.3	0	7.0	27.7	0	0	0.3	0.3	0
2/2	svrchní část	350	40.8	8.9	13.1	4.0	3.4	0.6	0	0.6	28.6	0	0	0	0	0

Tab. 1 - Asociace průhledných těžkých minerálů (%).

Pozn: Pískovna č.1 je situována cca 1 500 m jz. od stanice Bzenec-Přívaz. Profil se nachází v její severní stěně. Pískovna č.2 je situována cca 700 m sv. od stanice Bzenec-Přívaz.

souboru je erozní. Podobně jako u spodního fluvialního komplexu se i na bázi svrchního fluvialního komplexu vyskytuje vrstvička hrubozrnných písků zbarvených oxidy limonitu a manganu do rezavě hněda. Bazální písčité vrstvička lokálně téměř vyklíňuje, nebo naopak naduřuje až do mocnosti 3 cm. Písky průběžné polohy s bohatou valounovou komponentou blízko báze jsou zrnitostně (analýza I) slabě vytríděným sedimentem ($s_r=1,58$ a $S_o=1,5$).

Střední velikost zrna $M_f = 0,995$, ($Md_{mm}=0,50$), hodnota asymetrie Sk_s je výrazně negativní (-0,47).

Zda fluvialní vrstvy, zastižené v popisovaném profilu, jsou časově srovnatelné s „fluvialakustrinními vrstvami“ u Vacenovic (Havlíček-Minaříková 1997), nelze v současné době říci. Podrobněji se touto problematikou budeme v rámci geologického mapování Hodonínska zabývat v dalších letech.

Literatura

Havlíček, P. - Minaříková, D. (1997): Výzkum kvartérních sedimentů u Milotic. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1996, 108-109, Praha.

K PROBLEMATICE JESKYNNÍCH VÝPLNÍ NA STRÁNSKÉ SKÁLE

To problems of the cave deposits on the Stránská skála Hill

Luděk Seitl¹, Jaromír Karásek²

¹Moravské zemské muzeum, ústav Anthropos, Zelný trh 6, 659 37 Brno

²Katedra geografie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

24-32 Brno

Key words: cave deposits, laminated sinters, pebble analysis, talus deposits, clay

V souvislosti s archeologickým a paleontologickým výzkumem svahových sedimentů na sz. svahu Stránské skály, probíhající od léta r. 1997, byla věnována pozornost též jeskynním výplním, protože akcesorickou příměsí zkoumaných svahových sedimentů jsou rovněž zaoblené klasty, nepochybně pocházející z výplní krasových dutin (Karásek 1998) a přemístěné do svahovin s biharskou faunou. Během průzkumných prací v létě r. 1998 odkryl L. Seitl v nadloží laminovaných sintrů zelenavý jíl, který vyplňuje stropní partii jeskyně naproti štoly vedoucí k jeskyni č. 10 (Musil 1965). Na Stránské skále však existují subhorizontální jeskyně též v jiných výškových polohách a s odlišnou výplní. Některé úvahy o psefiticko-psamitických sedimentech byly předloženy např. Pelíškem (1995) a Nehybou (1995), problematikou sintrů se zabývá Karásek (1995) a o jeskynních výplních se krátce zmiňuje Šenkyřík (1994). V dílčích návaznostech popisuje sedimenty blízkého okolí Stránské skály Seitl (1983). Litologické a paleontologické rozborů sedimentů, otázky doby jejich uložení a geneze samotných vertikálních a horizontálních krasových systémů Stránské skály jsou nyní rozpracovávány a jejich vyhodnocení v hlubších kontextech bude předloženo v jiné studii.

V létě r. 1998 odebrali K. Valoch a L. Seitl vzorky valounů z reliktu v současnosti otevřené zkrasovělé vertikální pukliny probíhající nad torzem jednoho z kominů náležejících pravděpodobně k členitému systému Woldřichovy jeskyně (Boček 1948). Tyto sedimenty, ležící v úzkém vertikálním pruhu cca 7 m jižně nad výzkumem, se nyní jeví jako fluviální uložení (srov. Nehyba 1995). V sondách (hl. 0,9 m) protínajících na dvou místech dno výše položeného ponoru nebyly ve velmi staře překopaných polohách konstatovány. Druhý ze vzorků k petrografické analýze byl při výzkumu suťového kužele (K. Valoch, L. Seitl 1996-98) odebrán z vrstvy obsahující spálené kosti.

Výsledky analýz jsou následující:

- 1) Vzorek z reliktu krasové pukliny:
59,0 % žilný a sekreční křemen
13,0 % kvarcit neznámé provenience

- 11,0 % lydít
6,0 % křídový pískovec
4,0 % jurský rohovec (Rudice?)
3,0 % voštinový rohovec s bělavou patinou (nezn. provenience)
2,0 % droba
1,5 % křem. kostra brekcie
0,5 % epidotizovaný granodiorit

2) Valouny z kopaných sond:

- 63,6 % žilný a sekreční křemen
8,2 % křemen ze slepenců typu Old red
5,6 % droba
4,1 % spongolit (kříd. rohovec)
3,6 % lydít
3,3 % rohovec s červenou patinou neznámé provenience
3,1 % křídový pískovec
3,1 % kvarcit
5,4 % akcesorie do 1% (většinou nezn. provenience, m.j. epidotizovaný granodiorit, pegmatit aj.)

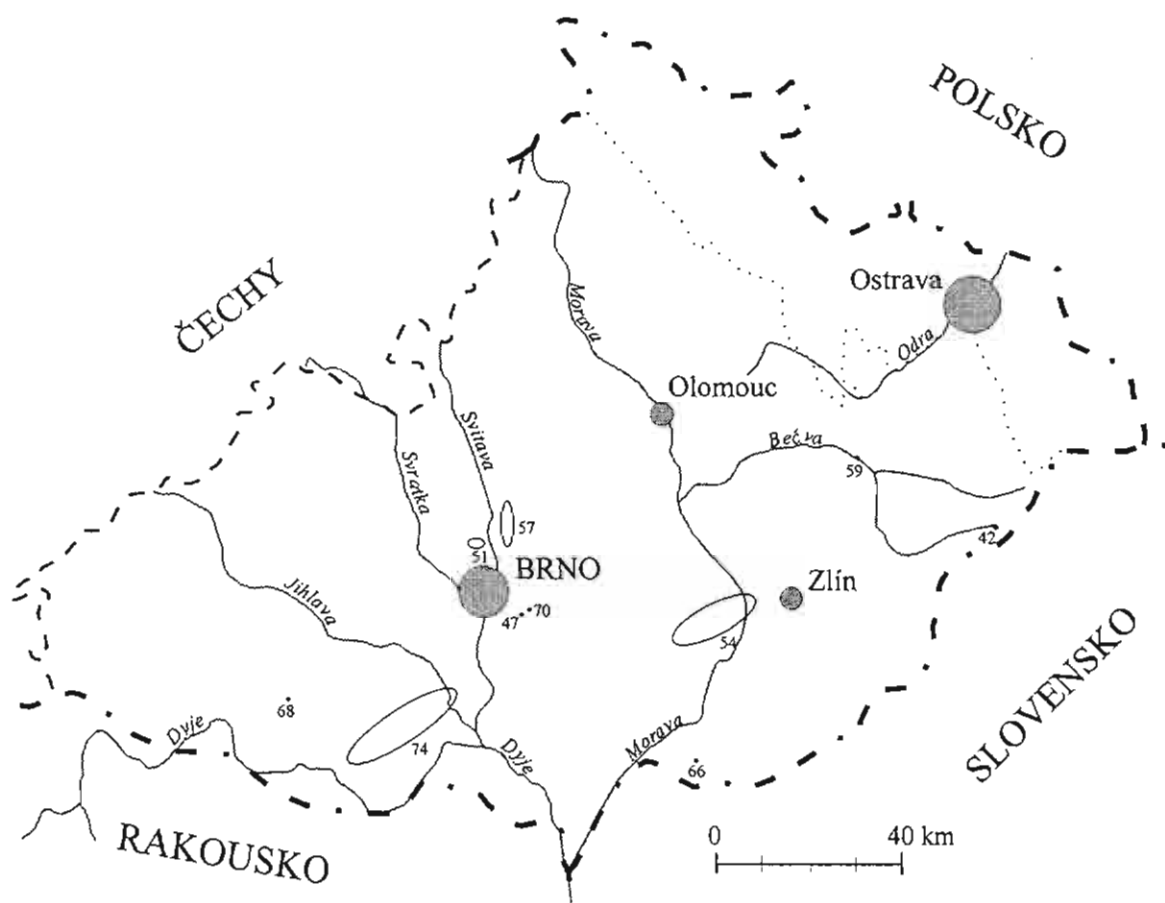
Kvalitativně i kvantitativně si jsou obě asociace dosti podobné a nápadněji se liší pouze poměrně vysokým podílem křemene ze slepenců Old redu ve vzorku 2 (který ve vzorku 1 byl kvalitativně zjištěn jen jako stopová příměs) a tento materiál se stopově vyskytoval ve svahovinách z kopaných sond i v zrnitostní frakci 1-5 mm (Karásek 1998). Není tedy vyloučeno, že křemenné klasty Old redu pocházejí ještě z jiné krasové dutiny ve svahu, jejíž topografickou pozici dosud neznáme.

Proveniencečně mohou obě asociace být srovnávány s asociacemi dnešního povodí Svitavy (křídové pískovce a spongiolity). Z jejich složení však nevyplývá odpověď na otázku o jejich stáří, protože podobné asociace známe již ze spodního miocénu (např. Červený kopec - viz Krystek-Tejkal 1968) a na druhé straně z období nepochybně postbadenských, např. na Fredamu (Karásek 1971-72). Jisté však je, že v případě vzorku 1 jde o klasty nejméně jednou redeponované a v případě vzorku 2 nejméně dvakrát, přičemž pouze poslední redepozici valounů ze vzorku 2 můžeme s jistotou přisoudit spodnímu kvartéru.

Literatura:

- Boček, A. (1948): Jeskyně v ostrůvcích jurských vápenců u Brna. - Československý kras I, 40-41. Brno.
- Karásek, J. (1971-72): Der gegenwärtige Stand der morphologischen und petrographischen Flußgerölle des Brünner Raumes. - Acta Mus. Moraviae, Sci.nat. LVI-LVII, 93-110. Brno.
- Karásek, J. (1995): Stránská skála terrace and its relation to talus deposits on the Stránská hill. - Anthropos 26, 29-42. Brno.
- Karásek, J. (1998): Orientační litologický průzkum svahových sedimentů na Stránské skále. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, V, 5-6. Brno.
- Krystek, I. - Tejkal, J. (1968): K litologii a stratigrafii miocénu jihozápadní části karpatské předhlubně na Moravě. - Folia Univ. Purkyn. brun., Geol. 16, 31 s. Brno.
- Musil, R. (1965): Aus der Geschichte der Stránská skála. - Acta Mus. Moraviae, Sci.nat. 50, 75-106. Brno.
- Nehyba, S. (1995): Contribution to the knowledge of some coarse clastics in the area of the Stránská skála hill. - Anthropos 26, 43-46, Brno.
- Pelíšek, J. (1995): Geochemistry and granulometric composition of talus cone deposits. - Anthropos 26, 47-52, Brno.
- Seitl, L. (1983): Nové objevy pliocenních a pleistocenních sedimentů Brna a jeho okolí. - Acta Mus. Moraviae, Sci.nat. LXVIII, 85-100. Brno.
- Šenkyřík, M. (1994): Firma Flugmotorwerke Ostmark G.m.b.H. Wien a nedokončená podzemní továrna ve Stránské skále. - Speleofórum 94, 56-60. Brno.
- Šibrava, V. (1968): Quaternary of the Bohemian Massif and the Carpathian Foredeep. - International geological congress, Guide to Excursion 25AC. 40 s. Praha.

TERCIÉR A MEZOZOIKUM TERTIARY AND MESOZOIC



INTEGROVANÝ MIKROBIOSTRATIGRAFICKÝ VÝZKUM HRANICE KŘÍDA/TERCIÉR NA LOKALITĚ UZGRUŇ V ROCE 1998

Integrated microbiostratigraphical research of the Cretaceous/Tertiary
boundary at the Uzgruň section in the year 1998

Miroslav Bubík¹, Marta Bak², Przemyslaw Gedl³, Lilian Švábenická⁴

¹Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

²Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Poland

³Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Senacka 1, 31-002 Kraków, Poland

⁴Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1

(25-24 Turzovka)

Key words: Carpathian Flysch Belt, Maastrichtian, Paleocene, C/T boundary, sedimentology, biostratigraphy, Radiolaria, Foraminifera, calcareous nannofossils

Úvod

Biostratigrafie magurské skupiny příkrovů vněkarpatského flyše je zejména v intervalu křída - spodní eocén limitovaná absencí nebo nepříznivým zachováním vápnných planktonických mikro- a nanofosilií nejčastěji používaných pro standardní biostratigrafii. V tomto intervalu probíhala sedimentace v magurském sedimentačním prostoru pod lokální CCD. Každá lokalita s fosiliferními vápnnými polohami, ačkoli se jedná prakticky výhradně o resedimentované (turbiditní) sedimenty, je proto hodna pozornosti.

V soláňském souvrství takovéto vápnné sedimenty popisují Pesl - Švábenická (1988) v defilé bezejmenného potoka u osady Uzgruň (vsv. od V. Karlovic). Poprvé na Moravě zde v soláňském souvrství doložili maastricht na základě vápnných nanofosilií. Výzkum defilé pokračoval v rámci řešení grantu GAČR „Křída v dílčích jednotkách magurského flyše“ v letech 1994-95 (viz Švábenická et al., 1997). Vzhledem k bohatému fosilnímu záznamu soláňského souvrství ve studovaném defilé (ojedinělé planktonické a hojné bentózní foraminifery, radiolarie, vápnné nanofosilie) výzkum pokračoval v pozdějších letech s použitím přístupů integrované mikrostratigrafie. V defilé potoka byly v rámci maastrichtu vymezeny tři zóny vápnného nanoplanktonu a v paleocénu jedna zóna aglutinovaných foraminifer (Bubík et al., v tisku). Navíc v maastrichtu byla bodově doložena jedna zóna planktonických foraminifer a jedna radiolariová zóna.

Největší pozornost byla věnována dílčímu výchozu defilé, kde v nadloží sedimentů s vápnným nanoplanktonem nejvyššího maastrichtu byly zjištěny aglutinované foraminifery vůdčí pro paleocén (l.c.). Výchoz se zdál být neporušený disjunktivní tektonikou a vhodný pro studium hranice křída/terciér. Mezi posledními

doloženými sedimenty maastrichtu a prvními paleocénními ovšem zůstal přibližně 7 m mocný nevzorkovaný interval. Navíc paleocén a maastricht byl doložen pomocí různých skupin mikrofosilií. Proto byly v roce 1998 provedeny na lokalitě další práce, během nichž byl detailně dokumentován uvedený interval a bylo odebráno 14 palynologických vzorků, které byly analyzovány v Ústavu geologických věd PAN v Krakově. Palynologie měla zajistit biostratigrafickou kalibraci pomocí planktonu (dinocyst) napříč hraničním intervalem a skutečně přinesla cenné výsledky.

Studovaná lokalita

Lokalita s předpokládaným přechodem křída - terciér (Uzgruň 19 - viz Bubík et al., v tisku) představuje nízké výchozy v obou březích potoka v délce asi 30 m. Soláňské souvrství je zde tvořeno slabě zvrásněným drobně rytmičným flyšem s převahou hemipelagických jílovců nad turbidity (viz obr. 1). Ze sedimentologického hlediska lze tyto sedimenty označit jako distální flyš, který se pravděpodobně ukládal v dolní části turbiditního vějíře. Na této lokalitě byly na přechodu z křída do terciéru zjištěny dva sedimentologické trendy: 1. Zvýšení četnosti hrubozrnnějších intervalů v turbiditech (v maastrichtu jsou mnohem četnější jílovcové a prachovcovo-jílovcové turbidity), 2. Vymizení vápnných turbiditních jílovců. Oba trendy platí i ve větším měřítku celého defilé. Zatímco maastrichtská část soláňského souvrství představuje zpravidla drobně rytmičkový flyš s četnými polohami turbiditních vápnných jílovců a slínovců, paleocénní část je zcela nevápnná a obsahuje mnohem četnější středně a hrubě lavicové pískovce. Uvedené trendy dobře korespondují s celosvětovým snížením produkce karbonátů a poklesem hladiny světového oceánu na hranici křída/terciér.

Planktonické foraminifery

Ve studovaném profilu Uzgruň 19 byla z polohy vápnnitého prachovitého jílovce (Te interval, sensu Bouma) získána jediná schránka planktonické foraminifery druhu *Abathomphalus mayaroensis*. Tento nález je nicméně velice cenný protože uvedený druh dokládá stejnojmennou zónu odpovídající nejvyššímu svrchnímu maastrichtu. Vzhledem k sedimentologii se jedná se o redepozici, nicméně redepozici pravděpodobně synsedimentární, protože její pozice není v rozporu s dalšími biostratigrafickými daty.

Bentické foraminifery

Největší pozornost byla věnována aglutinovanému bentosu z hemipelagických jílovců, protože představuje autochtonní faunu, a navíc byl hojný a druhově rozmanitý prakticky v každém vzorku. Vzorky z hemipelagitů byly váženy a plaveny na sítěch 0,063 mm. Z výplavů byla vypočítávána hustota, tj. počet bentických foraminifer v gramu suchého sedimentu (metodika viz Bubík 1997). Byl zjištěn trend zvyšování hustoty ve studovaném profilu Uzgruň 19. Celkem bylo zjištěno více než 70 taxonů aglutinovaných foraminifer. Stratigraficky významné s ohledem na vymezení hranice křída/terciér jsou však pouze dva z nich:

„*Trochammina*“ sp. 4 sensu Bubík (1995); byla popsána dříve ze spodního paleocénu bělokarpatské jednotky (Bubík 1995). Později byla pozorována v paleocénu račanské jednotky na Moravě, magurské jednotky v Polsku, v Hauptklippenzone a laabském pískrovu v Rakousku. Ve studovaném defilé u Uzgruň je tento druh velice vzácný a byl zjištěn pouze ve dvou vzorcích. V profilu Uzgruň 19 byl nalezen ve vzorku pod polohami vápnnitých jílovců s nanofosíliemi dokládajícími maastricht, tj. v maastrichtu blízko hranice křída/terciér.

Rzehakina fissistomata (Grzybowski); je nejvýznamnějším aglutinovaným druhem pro biostratigrafii ve studovaném profilu. První výskyt druhu definuje bázi paleocénní zóny *Rzehakina fissistomata* sensu Geroch - Nowak (1984). Pro ověření mezidruhové variability rzhakin bylo použito biometrických měření (délko-šířkový index a index involutnosti). Byly měřeny všechny příznivě zachované schránky rodu *Rzehakina* a zjištěna variační šíře druhů *Rzehakina epigona*, *R. lata*, *R. fissistomata* a *R. minima* ve studovaném profilu. Mezi grupami *R. fissistomata*, *R. epigona* a *R. minima* byly zjištěny morfologické přechody. Nicméně první typičtí jedinci druhu *R. fissistomata* byli doloženi již ve vzorku 19F1 (viz obr. 2), tj. jen asi 1,9 m nad poslední vápnnitou vložkou s *Abathomphalus mayaroensis* a vápnnitými nanofosíliemi nejvyššího maastrichtu.

Radiolarie

V jediném vzorku (19D) byly zjištěny pyritizované radiolarie v dostatečné hojnosti a zachování umožňující jejich biostratigrafické vyhodnocení. Tento vzorek byl odebrán z hemipelagického jílovce, takže radiolarie lze

považovat za autochtonní. Společenstvu druhů nízkých zeměpisných šířek dominují *Nasellariinae* patřící jedenácti rodům, *Spumellariinae* reprezentované čtyřmi rody jsou méně četné. Toto společenstvo může být korelováno se zónou *Amphipyndax tylotus* sensu Foreman (1977), která odpovídá svrchnímu campanu až maastrichtu. Dále může být korelováno se zónou *Theocapsomma comys* sensu Riedel - Sanfilippo (1974) přibližně maastrichtského stáří a s maastrichtskou intervalovou zónou *Orbiculiforma renillaeformis* navrženou Pessagnem (1976). Srovnání společenstva z Uzgruň s uvedenými zonálními schémata umožňuje jeho zařazení k maastrichtu. Tato schémata ovšem nedefinují přesnou pozici hranice křída/terciér vzhledem k tomu, že dobře dokumentované profily s radiolariemi biostratigraficky kalibrované vápnnitým planktonem jsou obecně vzácné. Radiolariovou biostratigrafii na hranici křída/terciér diskutoval Hollis (1993), který navrhl zónu *Lithomelissa ? hoplites* pro interval svrchní campan - maastricht, na základě radiolariové fauny vysokých a středních šířek. Hollis definoval horní hranici prvním výskytem *Amphisphaera aotea* Hollis a koreloval ji s hranicí křída/terciér. Absence *A. aotea* v našem společenstvu nevyklučuje předpokládané maastrichtské stáří. Navíc v paleocénních společenstvech převládají *Spumellariinae*, zatímco v společenstvu z Uzgruň *Nasellariinae*. To vše ukazuje velmi pravděpodobně na svrchnokřídové stáří společenstva, paleocén však zatím nelze zcela vyloučit.

Vápnnitý nanoplankton

Vzorky na vápnnitý nanoplankton byly odebrány výlučně z vápnnitých turbiditních jílovců. Nanofosílie proto představují redepozice, a to to pravděpodobně synsedimentárního charakteru. Ve studovaném profilu Uzgruň 19 byly zjištěny chudé tafocenózy spíše hůře zachovalých nanofosilií obsahující běžně typický druh maastrichtu *Arkhangelskiella cymbiformis*. Ačkoli zjištěné druhy neumožňují přesnější zařazení, vzorky z této lokality mohou být zahrnuty do nejvyššího maastrichtu na základě superpozice nad polohami s úplnějším fosilním záznamem (lokality Uzgruň 20). Tafocenóza obsahuje jednak asociaci nanofosilií s *Micula prinsii*, *Nephrolithus frequens* a *Cribrosphaerella daniae* tethydní nanoplanktonové zóny UC20d^{TP} (sensu Burnett 1998), jednak tzv. „survivor species“ ve smyslu Pospichala (1991), tj. druhy, které přežily pro nanoplankton kritickou hranici K/T a přecházejí do terciéru: *Markalius inversus*, *Zeughrabdotus sigmoides*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Neocrepidolithus fossus*, *Braarudosphaera bigelowi* a *Thoracosphaera* sp. Byl zde však zjištěn i velmi vzácný výskyt druhu *Biantholithus sparsus*. Někteří autoři považují *B. sparsus* za vůdčí druh pro stanovení báze paleocénu, jiní jej však zaznamenali již ve svrchním maastrichtu (přehled publikovaných dat viz Švábenická in Bubík et al., v tisku). Ani na studovaném profilu u Uzgruň nemohl být výskyt *B. sparsus* hodnocen jako doklad hranice křída/terciér. V asociaci nanofosilií zde nebyly totiž pozorovány další znaky charakteristické pro bazální sedimenty paleocénu, tj. masový rozvoj oportunistických druhů (*Braarudosphaera bigelowii*,

Thoracosphaera sp. a *Cyclagelosphaera reinhardtii*) ani výskyt vůdčích taxonů paleocénu (rody *Cruciplacolithus*, *Prinsius* etc.), které jsou uváděny z dobře dokumentovaných profilů hranice křída/terciér.

Dinocysty

V profilu Uzgruň 19 byly dinocysty zjištěny jak v jílovcích tmavošedých až černošedých, tak i zelenošedých barev a to v turbiditních Te členech i v hemipelagitech. Některé vzorky byly ovšem velmi bohaté, zatímco jiné silně ochuzené. V thanatocenózách mohly být odlišeny šiřomofské druhy, druhy mělkého moře a dokonce charakteristické druhy brakických společenstev (respektive společenstev s vysokou produktivitou). Otevírá se zde možnost pro paleoekologickou interpretaci thanatocenóz ve vztahu k sedimentologii.

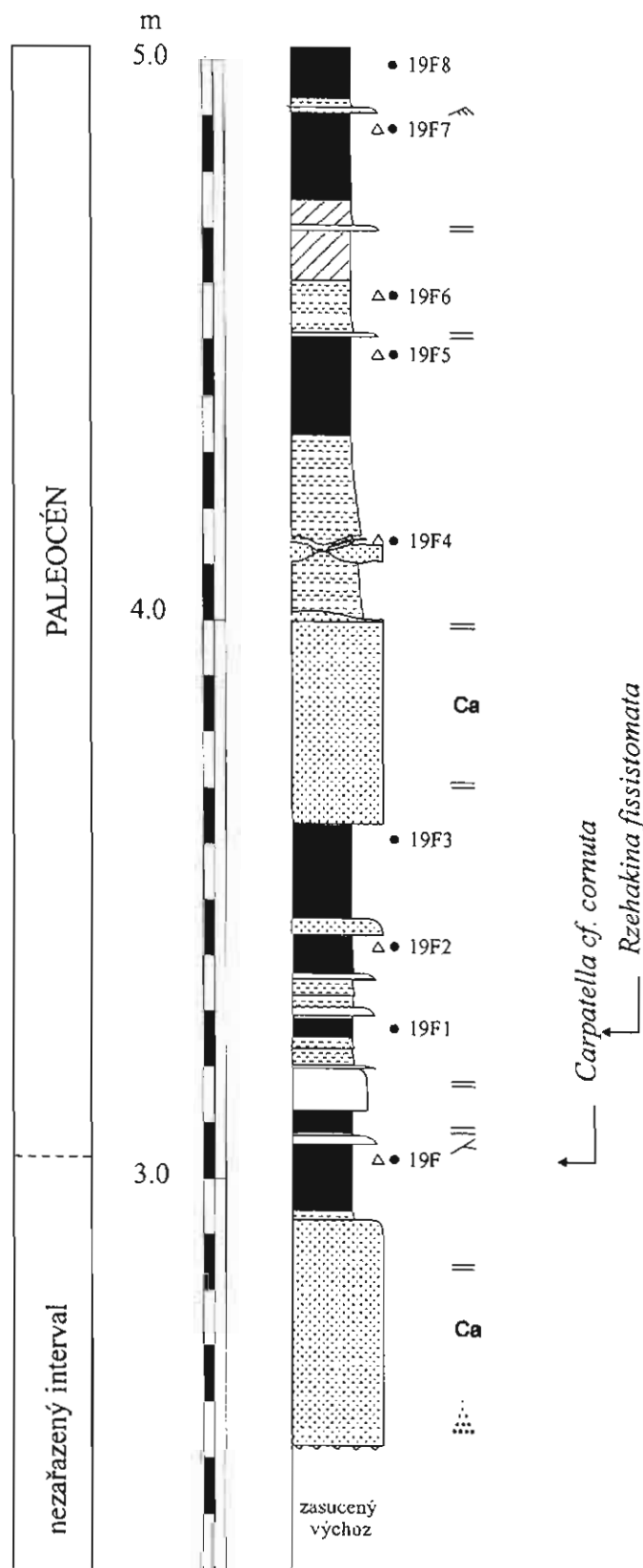
Studium dinocyst přineslo zásadní poznatky pro zpřesnění polohy hranice křída/terciér. Většinu vzorků bylo možné zařadit na základě dinocyst do paleocénu. Výhradně maastrichtské druhy bez paleocénních prvků obsahoval jen vzorek 19E. Tento vzorek z polohy turbiditního laminovaného tmavošedého vápnitého prachovitého jílovce již dříve poskytl *Abathomphalus mayaroensis* a vápnité nanofosilie maastrichtu. Bohaté a diverzifikované společenstvo dinocyst obsahovalo druhy:

Achomosphaera spp.
Cerodinium diebelii
Cerodinium speciosum
Dinogymnium sp.
Heterosphaeridium heteracanthum
Hystrichokolpoma spp.
Hystrichosphaeridium spp.
Manumiella spp.
Palaeocystodinium spp.
Palynodinium grillator
Phelodinium magnificum
Spiniferites ramosus

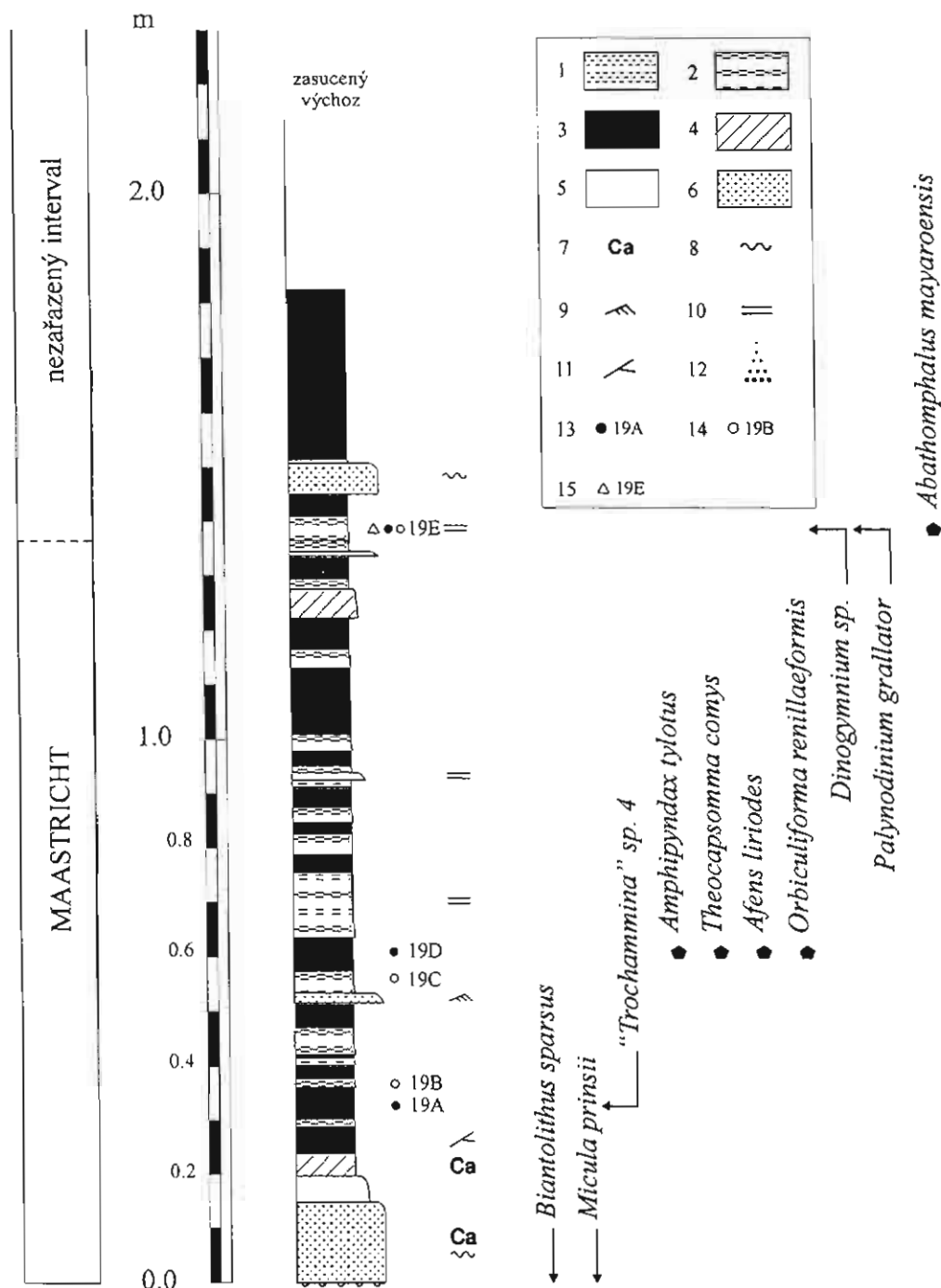
Maastrichtské stáří je doloženo výskytem indexových druhů *Palynodinium grillator* a *Dinogymnium* sp. Jejich předpokládaný poslední výskyt je na hranici křída/terciér. Dinocysty vzorku 19E mohou být srovnávány s dvěmi nejvyššími intervalovými zónami Kirsche (1991): zónou *Cerodinium diebelii* a méně pravděpodobně nejvyšší zónou *Palynodinium biculeus*.

Vzorek 19F odebraný asi 1,7 m výše z hemipelagické polohy šedo zelených nevápnitých jílu obsahoval kvantitativně i druhově chudší thanatocenózu dinocyst oceanického typu:

Areoligera spp.
Carpatella cf. cornuta
Cerodinium diebelii
Cerodinium speciosum
Hystrichosphaeridium spp.
Glaphyrocysta spp.
Impagidinium spp.
Manumiella spp.
Phelodinium spp.
Spiniferites ramosus



Obr. 1 - Profil Uzgruň 19 (soláňské souvrství račanské jednotky): litologie, sedimentologie a významné bioeventy foraminifer, radiolarií, vápnitého nanoplanktonu a dinocyst. Litologie (legenda viz pokračování profilu na následující straně): 1 - nevápnité turbiditní jílovce, 2 - vápnité turbiditní jílovce, 3 - nevápnité hemipelagické jílovce a jíly, 4 - pelokarbonáty, 5 - turbiditní prachovce, 6 - pískovce; použité značky: 7 - vápnitost, 8 - konvolutní laminace, 9 - čefiny, 10 - paralelní laminace, 11 - Chondrites sp., 12 - gradační zvrstvení, 13 - vzorky na foraminifery, 14 - vzorky na nanoplankton, 15 - palynologické vzorky.



Paleocénní stáří kromě absence křídových vůčích druhů dokládá paleocénní druh *Carpatella cf. cornuta*. Tento vzorek reprezentuje pravděpodobně nejnížší paleocénní zónu dinocyst sensu Costa - Manum (1988). Z uvedených výsledků vyplývá, že hranici křída/terciér můžeme očekávat v asi 1,7 m mocném intervalu mezi vzorky 19E a 19F.

Závěr

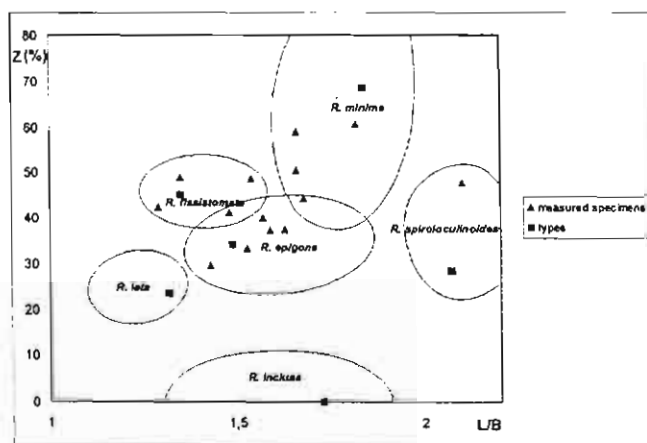
Na profilu hraničními vrstvami křída/terciér v soláňském souvrství u Uzgruně byly aplikovány přístupy integrované biostratigrafie s využitím relativně bohatého fosilního záznamu (foraminifery, radiolarie, vápnitý nanoplankton).

Pro skutečně komplexní obraz a nezávislou kontrolu dosavadní biostratigrafie byl profil v roce 1998 podroben palynologickému výzkumu a byly zjištěny hojné dinocysty v turbiditních i hemipelagických jílovcích. Pozornost byla soustředěna na asi 7 m mocnou sekvenci, ve které byla předpokládána hranice křída/terciér. Výsledky studia dinocyst i aglutinovaných foraminifer poněkud překvapivě prokázaly paleocénní stáří celého relativně detailně vzorkovaného intervalu. Podle těchto výsledků se hranice křída/terciér nachází v 1,7 m mocné sekvenci mezi vzorky 19E a 19F, která obsahuje relativně mocnou turbiditní lavici pískovce (40 cm) a mimo jiné i 0,7 m zasucený interval, který nebyl dosud studován. Pro přesné vymezení polohy hranice v profilu bude tedy další výzkum soustředěn do tohoto intervalu a jeho podloží. Především je potřeba ověřit

pomocí dinocyst křídové stáří hemipelagitů, protože dosavadní vůdčí fosilie maastrichtu pocházejí z turbiditních jílovců.

Potenciální význam lokality není jen v tom, že přibude další profil hranic, která je celosvětově stále sledovaným tématem. Většina dosavadních dobře prostudovaných hraničních profilů je ve vápničitých sedimentech mělkého moře s dostatkem vápničitých planktonických mikro- a nanofosilií. Ve flyšových sedimentech uložených pod CCD byla hranice křída/terciér doložena jen na několika lokalitách na světě. Mikrobiostratigrafické vymezení hranice pomocí některých skupin (foraminifery, radiolarie) není dosud uspokojivě vyřešeno. Výzkum hranice křída /terciér u Uzgruň může významně přispět k řešení této problematiky.

Studium vápničitého nanoplanktonu bylo podpořeno grantem GAČR: „Nanofosilie boreální a tethydni bioprovincie ve svrchním senonu Západních Karpat a jejich biostratigrafický význam“.



Obr. 2 - Druhové složení a variabilita zástupců rodu Rzehakina ve vzorku Uzgruň 19F1 zobrazené na diagramu L/B-Z (L/B - délkošířkový index, Z - index involutnosti). Pole variability jednotlivých druhů jsou extrapolovány ze souboru 50 měřených jedinců pocházejících z různých stratigrafických úrovní defilé potoka u Uzgruň. Biometrické údaje typových jedinců byly získány z typových vyobrazení. Trojúhelníkem jsou označeni jedinci z Uzgruň, čtvercem typoví jedinci druhů.

Literatura

- Bubík, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty Unit (West Carpathians, Czech Republic). - In: Kaminski, M. A. - Geroch, S. - Gasinski, M. A. (eds.): Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Kraków, Poland, September 12 - 19, 1993. Grzybowski Foundation Special Publication no. 3, 71 - 116. Kraków.
- Bubík, M. (1997): Biofacie aglutinovaných foraminifer v magurském flyši na Moravě a jejich vztah k litofacii. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 22 - 24. Brno.
- Bubík, M. - Bak, M. - Švábenická, L. (v tisku): Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Rača Unit in the Uzgruň section (Magura Group of nappes, Czech Republic). - Geologica Carpathica. Bratislava.
- Burnett, J. A. (1998): Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.): Calcareous nannofossil biostratigraphy. - Cambridge University Press, 132-199. Cambridge.
- Costa, L. I. - Manum, S. B. (1988): The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20). - Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 100, 321-330. Hannover.
- Foreman, H. P. (1977): Mesozoic Radiolaria from the Atlantic basin and its borderlands. In: Swain F.M., (ed.): Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, 305-320.
- Geroch, S. - Nowak, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian - Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. - In: Oertli, H. (Ed.): Benthos '83; 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau (France), April 11 - 15, 1983. Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, 225-239. Pau & Bordeaux.
- Hollis, C. J. (1993): Latest Cretaceous to Late Paleocene radiolarian biostratigraphy: A new zonation from the New Zealand region. - Marine Micropaleontology 21, 295-327. Amsterdam.
- Kirsch, K.-H. (1991): Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern. - Muenchner Geowissenschaftliche Abhandlungen 22, 1-306. München.
- Pesl, V. - Švábenická, L. (1988): Vápničitý nanoplankton svrchního maastrichtu v soláňském souvrství. (25-24 Turzovka). - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985, 153 - 155. Praha.
- Pessagno, E. A. (1976): Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. - Micropaleontology, Special Publication, 2, 95 stran. New York.
- Pospichal, J. J. (1991): Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at Site 752, Eastern Indian Ocean. - Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 121, 395-414. Washington.
- Riedel, W. R. & Sanfilippo, A. (1974): Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - In: Davies, T. A., Luyendyk, B. P. et al. (eds): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 26, 771-814. Washington.
- Švábenická, L. - Bubík, M. - Krejčí, O. - Stráník, Z. (1997): Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). - Geologica Carpathica 48, 3, 179 - 191. Bratislava.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY GEOLOGICKÉ DOKUMENTACE RÝHY PLYNOVODU ÚJEZD U BRNA - OTNICE

Preliminary results of the geological documentation of the gas pipe-line
trench between Újezd u Brna and Otnice

Miroslav Bubík, Zdeněk Novák, Zdeněk Stráník

Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(24-43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Outer Flysch Belt, Ždánice Unit, Pouzdřany Unit, Paleogene, Neogene, Quaternary, biostratigraphy, heavy minerals

Úvod

V květnu 1997 byla vyhloubena rýha plynovodu z Újezdu u Brna do Otnic. Rýha procházela napříč čely poudřanské a ždánické jednotky na mírném východním údočném svahu Litavy. Takto zajímavý geologický řez se přímo vybízelo k geologickému prostudování a dokumentaci, a to nejméně ze tří důvodů: 1. možnost studovat faciální a tektonický vývoj poudřanské jednotky, 2. možnost pozorovat tektonický styk poudřanské a ždánické jednotky, 3. ověření různých úrovní kvartérních terasových štěrků Litavy vymezených při dřívějším geologickém mapování. Dokumentován byl nejzajímavější úsek mezi v. okrajem Újezdu u Brna a křižovatkou silnic na Otnice a Šaratice (Stráník - Bubík). Práce byly provedeny v rámci činnosti oblastních geologů.

Rýha plynovodu byla vyhloubena podél s. okraje silnice z Újezdu do Otnice (viz obr. 1). Její hloubka kolísala zhruba mezi 1,5 - 1,7 m. Při dokumentaci bylo využito položené potrubí plynovodu jako měřítka. Na vzdálenost 1515 m (odečteno z mapy) připadlo 139 segmentů potrubí, jejichž průměrná délka tedy činila 10,9 m. Na mikrobiostratigrafické studium bylo odebráno 19 vzorků, 4 vzorky z písků byly použity pro studium těžkých minerálů.

Kvartérní sedimenty

Kvartér v údolí Litavy (Cezavy) v oblasti Újezdu u Brna dříve studoval Sýkora (1964). Na levém břehu Litavy vyznačil kromě údočných říčních sedimentů skupinu teras spodních s dvěma výškovými stupni (5 až 8 m a 10 až 15 m nad úrovní nivy) a skupinu teras středních opět s dvěma stupni (27 až 35 m a 40 až 46 m nad úrovní nivy). Střední skupinu teras zařadil stratigraficky k mindelu, dolní k rissu. Obdobnou situaci zachycuje geologická mapa 1:50000, list Šlapanice (Stráník 1985): aluvium údočné nivy lemuje písčité štěrky würmu, výše jsou relikty písčitých štěrků rissu a na temeni návrší Dlouhé padělky (kóta 226 m) leží písčité štěrky mindelu. Profil studované rýhy plynovodu odkryl projevy rozsáhlých soliflukčních jevů na sz. svazích návrší Dlouhé padělky tvořících zde levý břeh Litavy. Souvislejší úseky

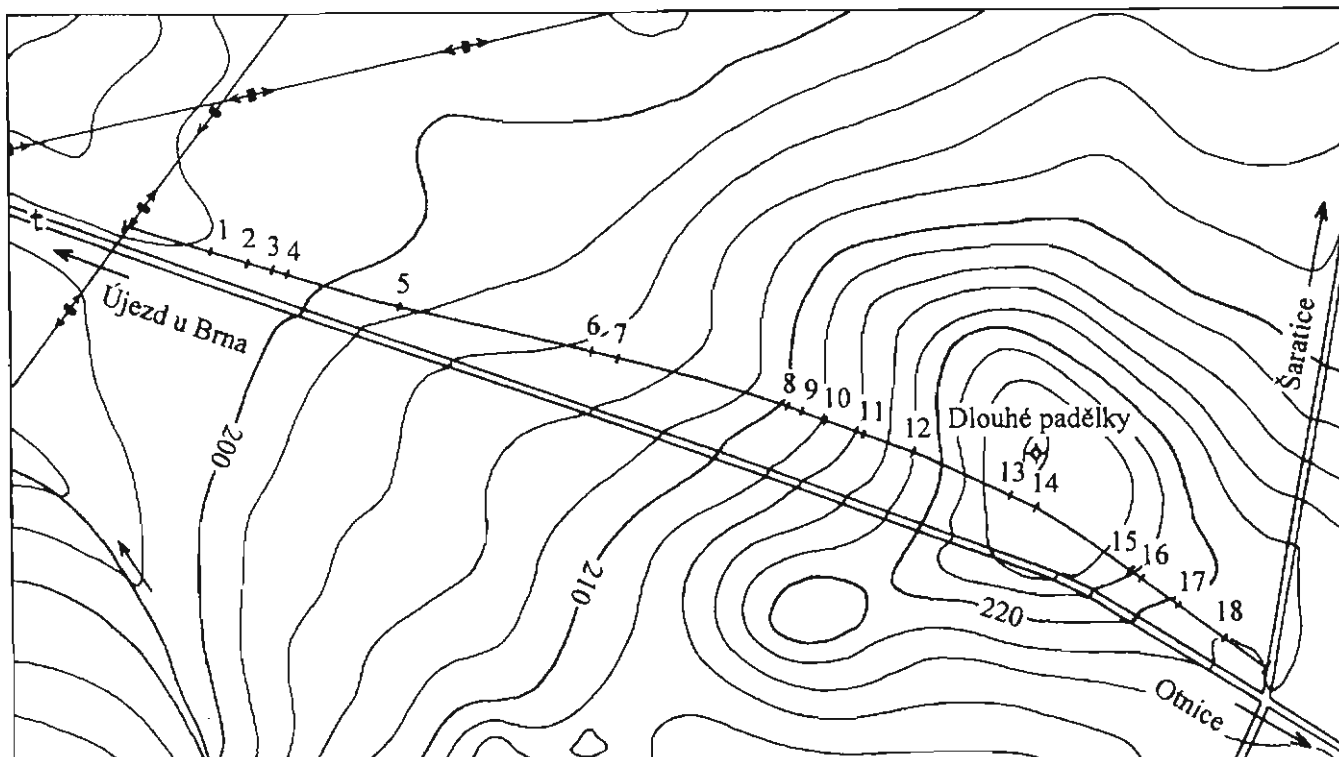
štěrků by se daly výškově srovnat s dosud vymezenými terasami: štěrky pod 199 m (tj. do 8 m nad úrovní nivy) s nižším stupněm dolních teras, štěrky mezi 202 a 204 m (tj. 11 až 13 m nad úrovní nivy) s vyšším stupněm dolních teras a štěrky nad 224 m (33 m nad úrovní nivy) s nižším stupněm středních teras. Menší akumulace štěrků a písků však byly pozorovány prakticky po celé délce svahu v nejrůznějších vzájemných pozicích s jíly poudřanské jednotky, nejčastěji jako výplně vanovitých depresí, ale i čočky uvnitř jílu. Výsledky kvantitativních analýz těžkých minerálů však zpochybnila kvartérní stáří všech těchto klastik a vzhledem i k výsledkům mikrobiostratigrafie je řadíme k miocénu karpatské předhlubně (viz níže). Za kvartérní sedimenty tedy považujeme pouze pokryvy svahových hlín o kolísající mocnosti. Větší mocnost (přes hloubku výkopu) měly pouze v úsecích mezi 50. a 52. a mezi 67. a 73. spojmem plynovodu ve směru od Újezdu.

Poudřanská jednotka

Sedimenty poudřanské jednotky jsou ve studovaném profilu zastoupeny převážně hnědošedými prachovitými vápnitými jíly, které řadíme k poudřanskému souvrství (eocén - spodní oligocén). Jsou značně zvětralé, impregnované sekundárním uhličitánem vápenatým v podobě práškových agregátů i cívárů a obsahují často písčitou příměs, někdy i vtoušené valouny. Tato hrubší klastická příměs byla spolu s miocenní mikrofaunou pravděpodobně zahnětena do jílu během soliflukčních procesů. Četné miocenní foraminifery z intervalu karpatského baden byly zjištěny v hnědošedých jílech ve vzorcích č. 4, 6, 8 a 9 (viz tab. 1). Průkazná autochtonní mikrofauna hnědých jílu byla zjištěna pouze ve vzorku 12 a představuje směs druhů z různých úrovní eocénu (spodního, středního i svrchního - viz tab. 1). V mikrofauně z tohoto vzorku převládaly nedeterminovatelné radiolarie (*Spumellaria* gen. indet.). K poudřanské jednotce pravděpodobně patří i okrové jíly, které by mohly být rezidui původních pelokarbonátů snad srovnatelných s moutnickými vápenci (vzorky 10 a 14). Poskytly bohužel pouze ojedinělou neprůkaznou mikrofaunu (jádro juvenilního mlže, úlomek

rýha plynovodu Újezd u Brna - Otnice																		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13A	13B	15	16	17	18	vzorek
F	D	D	x			x		x	x			x	x		x	x	x	Porifera (spikuly)
x								x			D		F	x	x			Radiolaria
								x										Bryozoa
x													x	cf				Rhabdammina cylindrica Glaess.
							x	cf										Ammodiscus glabratus Cush. & Jar.
x		x						x					x					Glomospira charoides (J. & P.)
x																		Rzehakina epigona (Rz.)
								cf					cf					Kalamopsis grzybowskii (Dyl.)
								x										Reophax pilulifer Br.
															x			Reticulophragmium amplexans (Grz.)
											x				x			Pseudohastigerina wilcoxoensis (Cole)
cf																		Subbotina trilocolinoides (Plumm.)
								F			x		x	x				Subbotina eocaenica (Terq.)
								x			x	cf	x	x				Subbotina eocaena (Gümb.)
											x	x						Subbotina boweri (Bolli)
											cf	x						Subbotina angiporoides (Horn.)
				x														Globigerina praebulloides Blow
											x							Turborotalia cunialensis-cocchoaensis trans.
											x		x	x				Globorotaloides suteri Bolli
											x							Acarinina wilcoxoensis (Cush. & P.)
											x				x			Acarinina collactea (Finl.)
											x							Acarinina rugosoaculeata Subb.
												cf	x					Acarinina spinuloinflata (Bandy)
										x								Morozovella dolabrata Jenk.
											x	cf						Neugeborina longiscata (Orb.)
											x				x			Vaginulinopsis nuttalli (T. & K.)
											x							Vaginulinopsis tenuis (Born.)
										x								Bolivina crenulata Cush.
												x		x				Stilostomella nuttalli gracillima (Cush. & Jar.)
						cf					x					x		Cibicides amphisylensis (Andr.)
											x							Cribroparella pteromphalia (Gümb.)
cf																x		Biapertorbis alteconica Pok.
																D	D	Cassigerinella boudecensis Pok.
															cf			Tenuitellinata angustiumbilicata Bolli
							x											Globigerinita uvula (Ehr.)
																	x	Globigerina cf. ottnangiensis Rögl
				x	x	F												Globigerinoides trilobus (Rss.)
						x												Orbulina suturalis Brönn.
						x	x											Globigerinella obesa (Bolli)
x			x			F		F					x					Paragloborotalia mayeri (Cush. & Ell.)
						F		x										Globorotalia bykovae Ais.
						x												Hoeglundina elegans (Orb.)
																x		Bolivina dilatata Rss.
				x														Bulimina elongata Orb.
						x												Uvigerina uniseriata Jedl.
													x					Uvigerina graciliformis P. et T.
													x					Pappina breviformis (P. et T.)
													x					Pappina primiformis (P. et T.)
							x	x						cf				Pullenia bulloides (Orb.)
x						x												Cibicidoides pseudoungerianus (Cush.)
				x		x								x				Hansenisca soldanii (Orb.)
x					x	F												Asterigerinata planorbis (Orb.)
				x	x	x												Nonion commune (Orb.)
							x											Porosonion granosum (Orb.)
							x						x					Elphidium ortenburgense (Egg.)
			x					cf										Elphidium crispum (L.)
					x	x										cf		Ammonia beccarii (L.)
D	dominantní					F	hojný			x	Přítomen				cf	nejistá determinace		

Tab. 1 - Rozšíření vybraných charakteristických a vůdčích druhů foraminifer v studovaném profilu.



Obr. 1 - Situace studovaného úseku rýhy plynovodu Újezd u Brna - Otice.

spikuly, ?jádro foraminifery). Četné konkrece pelokarbonátů (?dolomitů) byly pozorovány v miocénních jílovitých píscích v úseku mezi 30. a 32. spojem plynovodu (směrem od Újezda) a dále v žlutošedých a šedých nevápnitých jílech v úseku mezi 100. a 101. spojem. Předběžně k pouzdřanské jednotce řadíme žlutošedé jemno- až střednozrné písky s čočkovitou polohou šterků v úseku mezi 85. a 88. spojem plynovodu (vz. č. 11), které obsahovaly směs mikrofauny ze spodního eocénu a kiscelu. Žádné miocénní druhy nebyly zjištěny. Asociace průhledných těžkých minerálů z těchto písků je na rozdíl od ostatních studovaných vzorků sledovaného profilu velmi pestrá. Nejvýrazněji se v ní prosazuje staurolit (42%), zirkon (17,2%), granát (12,6%) a kyanit (12%).

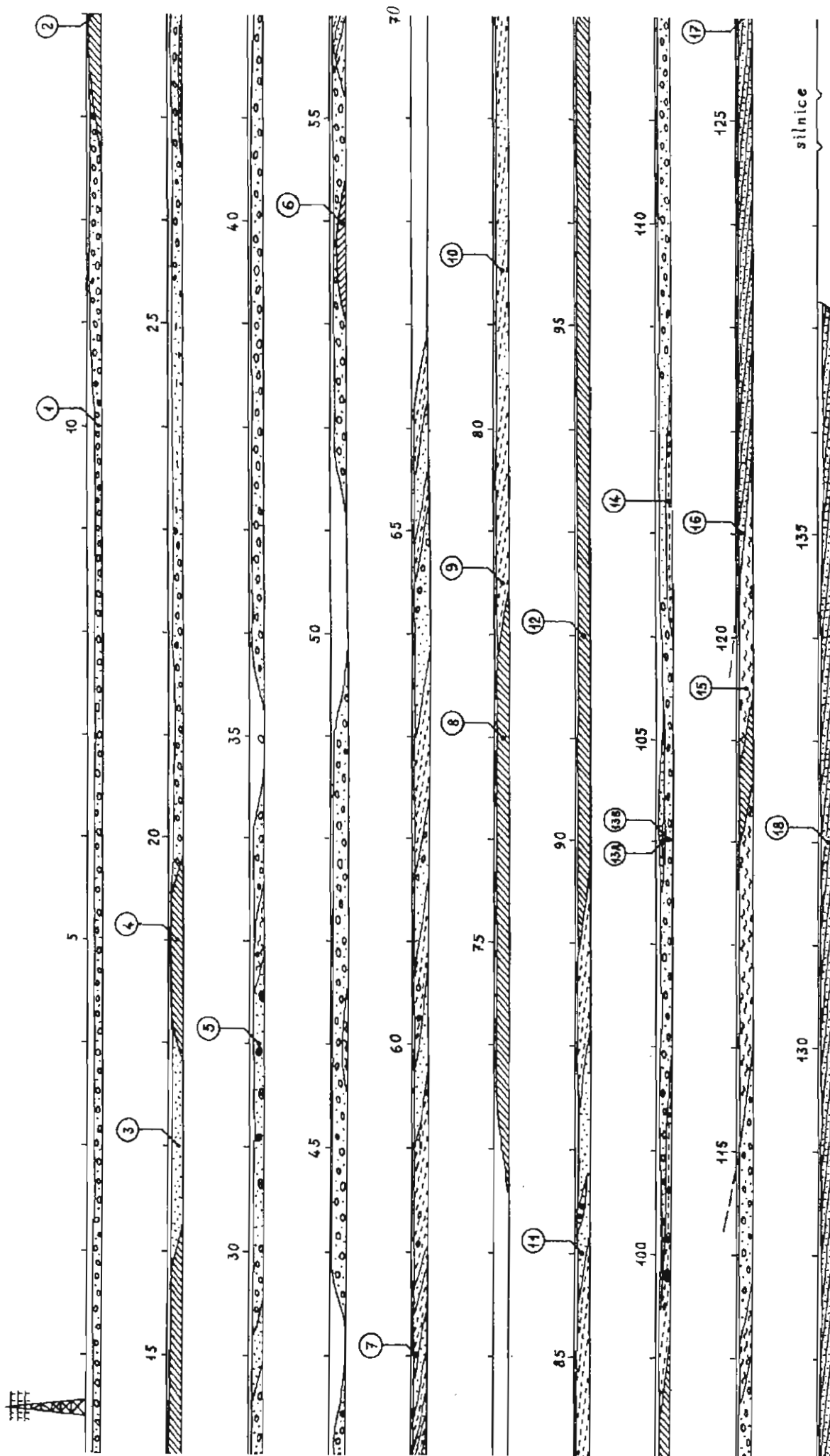
Ždánická jednotka a její styk s pouzdřanskou jednotkou

Vymezení linie nasunutí ždánické jednotky v rýze plynovodu je problematické. Může jím být nápadná kluzná plocha ukloněná k JV, kterou jsme pozorovali přibližně 260 m sv. od křížení trasy plynovodu se silnicí do Šaratic. V podloží plochy jsou šterky ?karpatu (viz níže), v jejím nadloží zelenošedé rezavě skvrnitě jíly patřící pravděpodobně podmenilitovému souvrství ždánické jednotky. Dále k JV byly v úseku mezi 118. a 119. spojem plynovodu pozorovány hnědošedé vápnité jíly pouzdřanského typu, které mohou představovat vyvěšené sedimenty pouzdřanské jednotky v čele příkrovu. Dále k JV následoval úsek tvořený zelenošedými vápnitými jíly, které obsahovaly směs foraminifer z různých úrovní eocénu (viz tab. 1), a které řadíme k podmenilitovému souvrství ždánické jednotky. V úseku mezi 120. a 121. spojem plynovodu asi 200 m od křížení plynovodu se silnicí do Šaratic se tyto jíly stýkají s

turbiditní facií ždánicko-hustopečského souvrství tvořenou středně rytmičným střídáním zelenošedých jíllů, a šedých prachovitých jíllů, siltů a prachovitých písků/pískovců. Vápnité prachovité jíly poskytly charakteristickou relativně chudou mikrofaunu svrchního egeru (?eggenburgu) s hojným zastoupením *Cassigerinella boudecensis* atd. (viz tab. 1). Oproti silně zvětralým a solifluovaným jíllům pouzdřanské jednotky mělo ždánicko-hustopečské souvrství relativně čitelný vrstevní sled a stálé uložení vrstev (směr sklonu 122/35°). Drobná tektonika nebyla pozorována. Turbiditní sedimenty ždánicko-hustopečského souvrství pokračovaly až do konce dokumentovaného úseku rýhy k silnici do Šaratic.

Miocén karpatské předhlubně

Miocénní písčité šterky a písky původně považované za kvartérní fluvialní sedimenty byly zjištěny v rýze plynovodu na sz. svazích a vrcholu Dlouhých padělků (226 m). V úseku plynovodu od vedení vysokého napětí po 13 spoj plynovodu byly v délce asi 140 m leží pod 0,6 až 0,8 m mocným pokryvem hlín písčité šterky výškově odpovídající nižšímu stupni dolní skupiny teras Sýkory (1964). Vzorek z písčité mezerní hmoty (č. 1) obsahoval relativně četné miocénní foraminifery běžné v karpatu a badenu, drť jehlic hub a paleogénní foraminifery pocházející pravděpodobně z podmenilitového souvrství ždánické jednotky (viz tab. 1). Asociace průhledných těžkých minerálů s vysoce převažujícím granátem (89%) rovněž ukazují spíše na miocénní stáří (karpat - baden) šterků. Na základě těchto analýz tedy řadíme tyto šterky k bazálnímu klastickému souvrství spodního badenu. Řadíme sem i rezavé střednozrné písky z úseku mezi 16. a 18.



Obr. 2 - Geologický profil rýhou plynovodu Újezd u Brna - Otnice. Legenda: 1 - písčité štěrky, 2 - písky, 3 - šedá a žlutošedá vápnitá i nevápnitá jíla, 4 - bělavé slíny (vzorek 13A), 5 - konkrce pelokarbonátů (?dolomitických vápenců), 6 - hnědošedá vápnitá jíla, 7 - hnědošedá nevápnitá jíla, 8 - zelenošedá jíla, 9 - střídaní zelenošedých a šedých jíla s šedými slíny a písčivci, 10 - odběr vzorků.

spojem plynovodu (vz. č. 3) s ojedinělou redeponovanou mikrofaunou. Ke spodnímu badenu patří i jíly s polohami jílovitých písků a místy vtroušenými valouny v úseku mezi 55. a 66. spojem plynovodu. V šedých písčito-prachovitých jílech (vz. č. 7) byla zjištěna směs foraminifer spodního badenu s vůdčím druhem *Orbulina suturalis*, spodního miocénu (*Elphidium ortenburgensis*) a z flyše ždánické jednotky (viz tab. 1). Jak již bylo výše zmíněno, průběžné druhy foraminifer z intervalu karpát - baden se vyskytují jako součást pseudoasociací případně jako veškerý fosilní obsah hnědošedých vápničných jílů pouzdřanského souvrství, do kterých byly vmíseny během soliflukčních procesů v pleistocénu. Při 35. spoji plynovodu byl v hlínách nalezen blok žlutošedého pískovce s vylouženými miskami pectenidů a ústřic pravděpodobně miocénního stáří. Souvislejší relik klastických miocénních sedimentů leží na

temeni Dlouhých padělků. V rýze plynovodu zde byly pod ornici pozorovány písky a v jejich podloží štěrky s písčito-jílovitou základní hmotou. Na rozhraní písků a štěrků byla čočkovitá poloha bělavých slínů, které obsahovaly typické vůdčí druhy karpát (*Pappina breviformis*, *Uvigerina graciliformis*) a redepozice ze spodního až středního eocénu. Vzorek ze základní hmoty štěrků poskytl ještě pestřejší pseudoasociaci s planktonem středního eocénu, aglutinovanými druhy pravděpodobně z pestrých vrstev podmenilitového souvrství ždánické jednotky (červeně zbarvené schránky) a ojediněle s miocénními prvky (*Paragloborotalia mayeri*). Asociace těžkých minerálů z téhož vzorku vykazuje vysoký obsah granátu (87%) a zvýšený rutilu (6%). Tyto sedimenty předběžně považujeme za karpát, ačkoli badenské stáří nelze zcela vyloučit.

Literatura:

- Stráník, Z. (1985): Geologická mapa ČSR 1:50000. 24-43 Šlapanice. - Ústřední ústav geologický. Praha.
 Sýkora, L. (1964): Zpráva o mapování kvartéru v oblasti Újezda u Brna (M-33-106-D). - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1963, 340 - 342. Praha.

REVIZE A STRATIGRAFICKÉ ZAŘAZENÍ TERCIÉRNÍCH SEDIMENTŮ V DEPRESÍCH SEVERNĚ OD BRNA

Revision and stratigraphic position of the Tertiary sediments in depressions
north of Brno

Jiřina Čtyroká¹, Pavla Petrová², Jan Vít²

¹Český geologický ústav, Klárov 1, 118 21 Praha

²Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

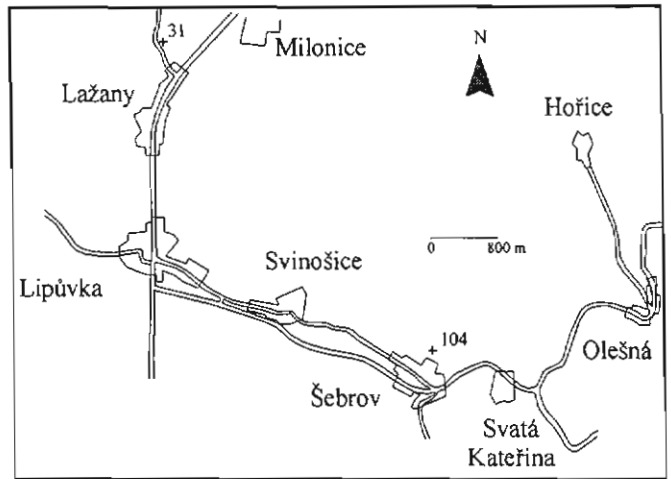
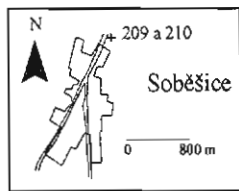
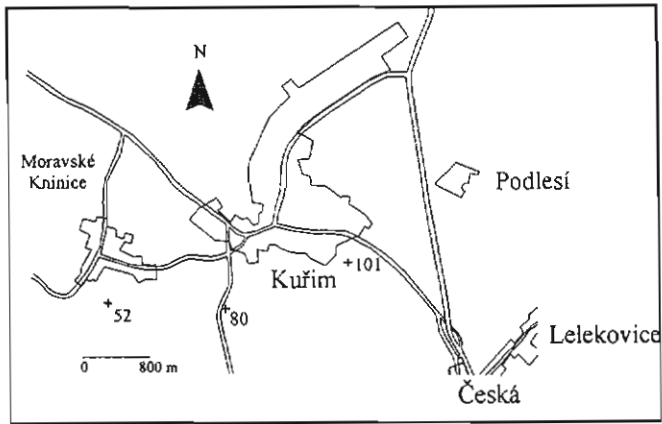
(24-32 Brno, 24-41 Vyškov)

Key words: *depressions, sediments, Ottnangian, Karpatian, Badenian*

Východní okraj Českého masivu na sever od Brna se vyznačuje výrazně členitým reliéfem v geomorfologických celcích Adamovská vrchovina a Bobravská vrchovina. Ty jsou detailněji rozčleněny depresemi jako tzv. Jinačovický prolom, Řečkovicko - kuřimský prolom a Svinošický prolom (Demek a kol. 1987) a právě zde se kromě mocného kvartérního pokryvu zachovaly i terciérní sedimenty, jejichž revize byla

provedena pro mapování listu 24 - 322 (Blansko). Podloží sedimentů tvoří převážně granodiority a metabazalty brněnského masivu.

Významnější sedimentární profily nebo výchozy se nacházejí u Moravských Knínic, Kuřimi, Lažan a Šebrova. Kromě toho byl odebrán srovnávací vzorek na sv. okraji Soběšic, které však leží j. od zmíněné mapy. Lokalizace vzorků viz obr. 1.



Obr. 1 - Lokalizace dokumentačních bodů.

Mikropaleontologický rozbor

Vzorky z lokalit Lažany - pískovna (31), Mor. Knínice - u kapličky (52), Soběšice - ssv. okraj obce a Šebrov - zářez u cesty pod el. vedením (104) představují vesměs různě prachovité, limonitizované, nevápnité, modrošedé, hnědošedé až zelenavě šedobílé jíly až jílovce a písky. Výplavy výše uvedených vzorků byly až na velmi zřídka výskyty korodovaných křemitých jehlic a ojedinělých nálezů rovněž redeponovaných křídových foraminifer sterilní. Spíše totální absencí miocenní mikrofauny a litologickým charakterem sedimentů lze předpokládat, že stratigraficky náležejí ottnganu.

Hnědozelené středně vápnité, jemně muskovitické limonitizované jíly byly odebrány v zářezu cesty na lokalitě Kuřim - vodárna (80). Vzorky stratigraficky náležející karpátu, obsahují kromě foraminiferové fauny s početní převahou bentózních dírkovců ještě i ostny ježovek, jehlice křemitých hub včetně sfér a úlomek mechovky. Nepříliš hojná dírkovci indikující spíše mělké facii jsou představováni taxony *Ammonia beccarii* (L.), *Porosonion granosum* (dOrb.), *Nonion communae* (dOrb.), *Hanzawaia boueana* (dOrb.) a *Hansenisca soldanii* (dOrb.). Ve společenstvu byly pozorovány rovněž druhy vůdčí pro karpát jako *Pappina breviformis* (Papp&Turn.), *P. primiformis* (Papp&Turn.) a *Uvigerina graciliformis* Papp&Turn., z běžných druhů např. zástupci rodu *Bulimina*. Planktonní dírkovci *Globigerina ottangiensis* Rögl a *G. praebulloides* Blow se vyskytují jen v ojedinělých nálezech. Toto zjištění je v souladu se starším výzkumem Hlavoňové (1977).

Při jv. okraji Kuřimi (101) v místě budoucího staveniště byly odebrány ze dvou výkopů vzdálených cca 50 m od sebe bělavě šedé, nepravidelně rozpadavé, velmi silně vápnité, slabě limonitizované jíly (tégly), prokazatelně spodnobadenského stáří. V obou případech (vzorky č. 1 a 2) se jedná o společenstva velmi bohatá a diverzifikovaná,

ve kterých hodnota poměru plankton/bentos dosahuje 82 %. Z významnějších planktonních dírkovců lze především uvést druhy *Praeorbulina ex gr. glomerata*, *Orbulina suturalis* Bron, *Globorotalia transylvanica* Pop., *Globorotalia bykovae* (Aisen), *Globigerina tarchanensis* SubChutz., *Globigerina praebulloides* Blow, *Globigerina regularis* (dOrb.), *Globigerina bulloides* dOrb., *Globigerinoides quadrilobatus* (dOrb.). Z vůdčích bentózních druhů byly nalezeny *Uvigerina macrocarinata* Papp&Turn. a *Lenticulina echinata* (dOrb.), doprovázené velmi širokým spektrem taxonů např. *Uvigerina acuminata* Hos., *U. aculeata* dOrb., *Spirosigmoilinita tenuis* Czjzek, *Lenticulina cultrata* (Mont.), *Florilus bouenum* (dOrb.), *Bolivina dilatata dilatata* Rss., *Bolivina antiqua* dOrb., *Stilostomella adolphina* (dOrb.), *Pullenia bulloides* (dOrb.), *Vaginulinopsis pedum* (dOrb.), *Amphicoryna badenensis* (dOrb.) a další. Ve vzorku č. 2 ještě mimo výše uvedených taxonů se vyskytují ve větším množství zejména zástupci rodů *Melonis*, *Pullenia*, *Nonion* a výrazněji početně také druh *Uvigerina acuminata* Hos.

Analýzy asociací průsvitných těžkých minerálů

Kromě mikropaleontologických analýz byly na lokalitách s výskytem i písčitéjších sedimentů zpracovány i asociace průsvitných těžkých minerálů (APTM).

Jednalo se o nově vymapovanou lokalitu u kapličky nad Moravskými Knínicemi (52). Na poli zde po hluboké orbě vystupovalo silně zvětralé eluvium granodioritů brněnského masívu s nejasným přechodem do rezavě hnědých středně zrnitých písků s polohami šedo-zelených písčitých jíllů. Vzorek I představoval světle zelenošedý písek v blízkosti kontaktu s podložním eluviem a vzorek II hnědý středně zrnitý písek. APTM shrnuje tab. I a vyplývá z ní významné zastoupení granátu, rutilu, turmalínu, epidotu, amfibolu, kyanitu a staurolitu. Ve vzorku I je patrné navýšení obsahu apatitu, epidotu a amfibolu, které jsou typickými

	31/II	31/I	52/II	52/II	209	210
granát	38.2	38.2	34.3	60.7	0.6	2.3
zirkon	0.8	0.8	2.1	2.3	44.1	12.1
apatit	0.8	0.8	1.4	0.5	0.0	1.5
rutil	1.1	1.7	6.3	4.1	20.6	23.6
turmalín	2.3	2.1	14.7	5.9	10.0	20.5
epidot sk+alt	21.8	25.7	13.3	4.6	2.9	11.4
amfibol	3.4	2.5	13.3	6.8	0.0	1.5
kyanit	3.4	1.7	4.2	5.9	2.9	2.3
staurolit	27.1	24.9	7.0	8.7	17.1	22.7
titanit	0.8	0.4	2.1	0.5	1.2	2.3
ostatní	0.4	1.2	1.4	0.0	0.6	0.0
suma	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tab. 1 - Analýzy průsvitných těžkých minerálů z některých lokalit.

minerály podložních granodioritů.

Další lokalitou byla pískovna na severním okraji Lažan (31), kde byly odebrány vzorky žlutého hrubozrného písku (I) a žlutého písčitého drobně zrnitého štěrku (II). V tomto případě jsou výsledky téměř identické a hlavní podíl vněm zaujímají granát, epidot a staurolit (tab. 1).

Poslední lokalitou je ssv. okraj Soběšic, kde ve výkopu podél silnice do Útěchova vystupovaly žlutošedé středně zrnité slabě zpevněné pískovce (209) a šedé písčité jíly (210). V APTM jsou hlavními minerály zirkon, rutil,

turmalín a staurolit (tab. 1). Výsledky analýz jsou si u obou vzorků velmi podobné, jen je patrný rozptyl v zastoupení zirkonu a turmalínu, který je však s největší pravděpodobností způsoben rozdíly v hydraulickém třídění při ukládání sedimentů písčitých a jílovito-písčitých (nabohacení turmalínu v jemnozrnějších sedimentech na úkor zirkonu).

Závěr

Celkově je možné říci, že APTM nejsou v rozporu s poznatky zjištěnými mikropaleontologickým rozborem, protože významné zastoupení staurolitu je v této oblasti typické pro sedimenty spodního miocénu (Krystek 1981, Novák 1989). Rovněž i starší práce předpokládají v okolí Moravských Knínic (Hlavoňová 1977) a Lažan (Procházka 1973) ottnangské stáří sedimentů. Také výskyt sedimentů karpátu u vodárny v Kuřimi byl v literatuře již popsán (Hlavoňová 1977) a byl současnou revizí potvrzen. Vyšší obsah granátu ve vzorku 52/II spolu se sníženým množstvím staurolitu může naznačovat, že se jedná o vyšší ottnang, kdy byly produkty allitického zvětrávání z období před spodním miocénem již do značné míry snešeny do pánve (Krystek 1981).

Literatura:

- Demek, J. a kol. (1987): Hory a nížiny (Zeměpisný lexikon ČSR).- 584s. Academia. Praha.
- Hlavoňová, K. (1977): Miocénní sedimenty v oblasti mezi Moravskými Knínicemi a Lažánkami. - MS dipl.práce, Katedra geologie a paleontologie PŘF UJEP, Brno.
- Krystek, I. (1981): Použití výzkumu společenstev těžkých minerálů v sedimentárních komplexech. - Folia Univ. Purkyn. Brun., Geol., 3, XXII, opus 3, 101 - 107, Brno.
- Novák, Z. (1989): Nový pohled na stáří sedimentární výplně Jinačovického prolomu. - Miscellanea micropalaeontologica IV, Knihovnička Zem. Plyn Nafta, 9, 105 - 109, Hodonín.
- Procházka, Z. (1973): Mapování miocénních ostrůvků na listě mapy M-33-94-C-c (Černá Hora). - MS dipl.práce, Katedra geologie a paleontologie, PŘF UJEP, Brno.

SEDIMENTY GRAVITAČNÍCH TOKŮ V ÚPATNÍM VÝVOJI MAGURSKÉ SKUPINY V CHŘIBECH (LUKOVSKÉ VRSTVY SOLÁŇSKÉHO SOUVRSTVÍ)

Gravity mass flow deposits of the base-of-slope
of the Magura Group in the Chřiby Mts.
(Lukov Member of the Soláň Formation)

Mojmír Eliáš

Mexická 5, 101 00, Praha 10

(24-44 Bučovice, 25-31 Kroměříž, 25-33 Uherské Hradiště)

Key words: Magura Group, Rača Unit, Lukov Member, gravity mass flow deposits, base-of-slope facies, sedimentology, Late Cretaceous, Paleogene

Vývoj račanské jednotky magurské skupiny v Chřibech, podobně jako i v Hostýnských vrších, se vyznačuje horizontálně a vertikálně rozšířenými sedimenty gravitačních toků, které tvoří významnou složku podmořských vějířů vzniklých ve svrchní křídě a paleogénu v magurské sedimentační pánvi na úpatí slezské kordillery. Nejvýrazněji je tato facie vyvinuta v nejvyšší křídě až paleocénu, kdy v úpatním vývoji ve vyšší části soláňského souvrství dominuje písčité sedimentace lukovských (svrchních soláňských) vrstev (Stránk in Klomínský et al. 1994).

Tato litostratigrafická jednotka, jak ji původně definovali Matějka – Roth (1948) in Roth et al. (1962), se vyznačuje přítomností hrubých a velmi hrubých klastik, především středozrnných a hrubozrnných pískovců a slepenců. Tato převážně písčité facie se v lukovských vrstvách vyskytuje společně s flyšovým “břidličnato – pískovcovým vývojem” (Roth et al. 1962 a další). Vzájemný vztah obou základních vývoju lukovských vrstev je obtížně řešitelný. Větší přirozené i umělé výchozy spíše zachycují hrubá klastika, zatímco “břidličnato – pískovcový vývoj” bývá odkrytý jen vzácněji a neúplněji v méně rozsáhlých výchozech v korytech potoků a v umělých odkryvech nebo intervalově jádrovaných vrtech.

Určitou pomoc při řešení vzájemných vztahů obou hlavních vývoju poskytla sedimentologie (Roth et al. 1962; Eliáš 1961, 1963, 1965). Sedimentologický výzkum prokázal značnou variabilitu struktur a textur vrstevních těles lukovských (svrchních soláňských) vrstev. To, spolu s sedimentologickými poznatky o turbiditech a dalších gravitačně transportovaných uloženinách, dovoluje lépe pochopit sedimentační prostředí lukovských vrstev a dát některé zpřesněné interpretace jejich vzniku. S určitou pravděpodobností zejména dovoluje vyčlenit uložení koryt v úpatním vějíři. Na některé z nich upozorňuji v této předběžné zprávě.

Zcela specifickou součástí lukovských vrstev jsou

bloky jurských a spodnokřídových hornin, jejichž velikost kolísá od několika metrů do několika desítek metrů. Tyto bloky byly původně interpretovány jako tektonická bradla (tj. jako součást někdejšího “vnějšího bradlového pásma”). Nyní je považujeme za olistolity, bloky přemístěné řícením a skluzy (Eliáš 1963). O sedimentární genezi těchto těles svědčí současné odkryvy tzv. bradel z j. okolí Cetechovic a z tzv. Holého kopce j. od Koryčan.

Při postupném odkrývání a destrukci bloku spodnokřídových vápenců v tzv. “Velkém lomu” u Cetechovic (pravý údolní svah bezejmenného potoka, asi 200 m sz. od kóty 445 U andílka, j. od Cetechovic) byl již od počátku šedesátých let postupně obnažován jeho ostrý styk s okolními fluxoturbidity lukovských vrstev. Nerovný kontakt, jehož průběh byl podmíněn tvarem bloku, nevykázal žádné větší stopy tektonického porušení. V současné době je tato lokalita již téměř zaniklá.

Sedimentární povaha těchto tzv. bradel je patrná i v postupně zanikajících výchozech na j. a jv. svahu k. 523 Velká Ostrá j. od Koryčan (dříve v literatuře též Holý kopec, např. Andrusov 1959). Na této lokalitě dnes nalézáme jen značně zvětralé zbytky jurských a spodnokřídových hornin v malých, zarostlých lůmcích. Povahu tohoto výskytu však dobře objasňují odkryvy v opuštěném lomu asi 500 m jv. od zmíněné k. 532. V tomto lomu jsou odkryté nestejnozrnné, hrubě zrnité až blokované petromiktní slepence s tilloidní písčito-jílovitou mezerní hmotou.

Tyto slepence jsou běžnou součástí soláňského souvrství, v tomto případě lukovských vrstev. Interpretujeme je jako uložení skluzů a sesuvů, jejichž zdrojová oblast se shodovala se zdrojovou oblastí velkých bloků – bradel, které jsou tvořeny petrograficky shodnými horninami, jako valouny běžných slepenců. Tyto bloky vystupují společně se středo- až hrubozrnnými slepenci i na dalších lokalitách lukovských vrstev, jako např. v opuštěném lomu v osadě Čenče, 3 km s. od Kostelan.

Skluzová tělesa v lukovských (svrchních

soláňských) vrstvách představují svými strukturami a texturami různé kombinace dvou základních koncových členů téměř plynulé řady skluzových sedimentů. Prvním z nich jsou skluzové horniny s hojnou písčito-jílovitou mezerní hmotou, ve které jsou v různém množství rozptýleny hrubé klasty. Tyto horniny mají výraznou všesměrnou tilloidní strukturu. Opracování klastů výrazně kolísá. Většina z nich je ostrohranná. Nápadný bývá výskyt až několikametrových klastů - útržků flyšových sledů složených střídajícími se pískovci a jílovcí. Tyto klasty jsou v některých případech roztrhané na menší, částečně od sebe oddělené kusy. Obecně je patrná všesměrná orientace plochých klastů. Jak mezerní hmota horniny, tak v některých případech i část klastů vykazuje plastické deformace. Příkladem je asi 15 m mocná poloha písčito-jílovitého balvanitého slepence vystupující v opuštěném lomu v levém údolním svahu bezejmenného údolí, asi 75 m od Roštínské kaple, asi 700 m jv. od kostela v Roštíně. 116).

Pokud se změní plastický tok těchto směsí v disperzní tok zrn, přecházejí tyto sedimenty v uloženiny typu "grain flow" nebo "debris flow" (sedimenty označované v karpatském flyši někdy jako "zkamenělá bláta" – pebbly mudstone). Působením turbulence se může z těchto kašovité se pohybujících směsí vzniknout hustý turbiditní proud, z něhož se usadí proximální turbidity (např. část poloh odkrytých v opuštěném lomu na j. okraji Střílek a řada dalších lokalit).

Pro některá skluzová tělesa tvořená jílovitým pískovcem až písčítým jílovcem jsou typické vysoce vyvinutá všesměrná orientace částic homogenní zvrstvení. Pro navětralé horniny tohoto typu jsou příznačné drobný rozpad a oblé tvary úlomků (lom Roštín – viz výše).

Druhým typem skluzových těles, který je v Chřibech četnější než typ první, jsou až 4 m mocné polohy všesměrně zvrstvených, výrazně nestejnoprůřezných slepenců s tilloidní strukturou. Jejich mezerní hmotu nejčastěji skládá středo- až hrubozrnný pískovec nebo drobnozrnný slepenec. Tyto slepencové polohy se buď náhodně vkládají jako oddělené vrstvy do sledů turbiditů nebo tvoří nejspodnější části gradačně zvrstvených poloh. Svrchní vrstevní plocha, která odděluje všesměrně zvrstvený slepenec od gradačně zvrstveného turbiditu, je ostrá. Vyznačuje se obvykle soustředěním hojných plochých jílovcových útržků (klastů), které leží na vrstevní ploše a jsou tedy s ní paralelně orientované. Nahromadění těchto klastů na rozhraní mezi všesměrně a gradačně zvrstvenou částí určité polohy pravděpodobně svědčí o náhlém přechodu kašovitého skluzu (někdy též "grain flow" nebo "debris flow") do turbulentní suspenze (např. některé polohy ve vývoji vápencových turbiditů v opuštěném lomu asi 600 m jz. od hradu Buchlova, při silnici Brno – Uherské Hradiště).

V lukovských vrstvách vzácněji nalézají uloženiny pravděpodobně vzniklé usazením z hustých pískotoků (typu "grain flow"). Vyznačují se inverzní gradací, při bázi i všesměrným zvrstvením. Tvoří až několik metrů mocné polohy složené ze středo- až hrubozrnných pískovců. V nejvyšších částech některých poloh nalézáme až 1 m velké bloky (zpravidla granity), které plavou v písčité matrix.

Příkladem jsou vrstvy odkryté v opuštěném lomu v osadě Čenče (viz výše) a také v dnes již opuštěném lomu při silnici Brno – Uherské Hradiště jv. od Střílek, asi 700 m od vrcholového bodu silnice v od Malé Jiviny (k. 577), asi 250 m od k. 497.

Dalším, příbuzným, typem hornin jsou valounové jílovce ("pebbly mudstone", "zkamenělá bláta") - několik decimetrů až metrů mocné polohy písčítých jílovců až jílovitých pískovců s tilloidní strukturou, někdy se stopami po plastickém tečení. Obsahují rozptýlené klasty. tyto polohy jsou zpravidla ostře oddělené jak od podloží, tak od nadloží. Tyto uloženiny (viz též výše) vznikly pravděpodobně usazením z úlomkových proudů ("debris flow"), případně ze skluzů. Byly např. nalezeny v opuštěném lomu při silnici Brno - Uherské Hradiště jv. od Střílek viz výše).

Mimo polohy, které mají z genetického hlediska jasnější příznaky, dovolující přesnější zařazení k určitému genetickému typu uloženin, vyčleňují se v karpatském a dinarském flyši tzv. fluxoturbidity. Je to skupina zahrnující horniny s nevyhraněnými vlastnostmi skluzů a dalších typů gravitačně přemísťovaného materiálu na straně jedné a turbiditů, zvláště proximálních, na straně druhé.

Fluxoturbidity byly zprvu dosti nejasně vymezené, jejich definici později doplnili zejména Dzulynski - Książkiewicz - Kuenen (1959). Podle doplněné definice fluxoturbidity zahrnují skupinu hornin nejasné geneze, které vznikly usazením ze skluzů, gravitačního toku sedimentů a různě hustých suspenzí. Vzhledem k tomuto vymezení je termín fluxoturbidity karpatskými a dinarskými geology používán k označení sedimentů, jejichž geneze není zcela jasná nebo se na ní podílelo více transportních a sedimentačních mechanismů, případně jestliže se při vzniku určité polohy měnily sedimentační podmínky.

K fluxoturbiditům lukovských vrstev v Chřibech řadíme především sedimenty s následujícími hlavními příznaky. Jsou to polohy drobnozrnných slepenců a hrubo- až jemnozrnných pískovců, proti podloží vždy a proti nadloží zpravidla ostře omezených proti jílovcům. Tyto polohy jsou velmi často všesměrně zvrstvené, někdy s náznaky odmišlení hrubé složky (nepravidelné šmouhy drobnozrnných slepenců nebo velmi hrubozrnných pískovců - náznaky až výrazná vícenásobná pozitivní gradace). U klastů převažuje všesměrná orientace. Usměrnění, podobně jako hrubá, přímá laminace se projevují jen v nejvyšších částech některých poloh, zvláště jestliže vykazují alespoň náznaky gradačního zvrstvení. U pískovcových poloh fluxoturbiditů, podobně jako u proximálních turbiditů, velmi často dochází k amalgamací. Mocnost poloh fluxoturbiditů může dosáhnou 4 m i více. Jejich spodní vrstevní plochy bývají výrazně nerovné, často s velmi hlubokými (až metrovými) erozními kanály. Fluxoturbidity vystupují v sekvencích jak hrubnoucích, tak se zjemňujících do nadloží. Nalézáme je jak v oblasti úpatních vějířů, tak v písčítých lalocích, které z nich vyběhají do centra pánve.

Z uvedené diagnózy vyplývá, že termín fluxoturbidity zahrnuje rysy uloženin různé geneze. Je proto nutno jej chápat spíše jako termín pomocný, popisný, jako

označení sedimentu, jehož genezi dosud přesněji nedovedeme určit.

Zvláště podle starší psané dokumentace byly fluxoturbidity popisovány na řadě lokalit. Byly vyčleněny např. v lomech v okolí Roštína, Cetechovic, Střílek, Kvasic aj. a to společně s proximálními turbidity a s dalšími genetickými typy sedimentů gravitačních toků popsanými výše.

Popsané typy hornin lukovských (svrchních soláňských) vrstev v Chříbech vystupují jako součást chříbsko - hostýnského úpatního vějíře, který dosáhl svého vrcholu v nejvyšší křídě a v paleocénu. Usadily se v něm většinou jako do nadloží hrubnoucí a ztlušťující se sledy vrstev. Některé z těchto těles, zejména vrstvy s hrubými bloky - olistolity a skluzová tělesa, se mohou vyskytovat náhodně. Většina z popsaných uloženin je však vázaná na koryta v proximální části vějíře. Rozměry těchto koryt dosud neznáme. Je pravděpodobné, že je omezovaly hráze a uloženiny mezikorytových plošin, které jsou vyvinuty jako

“pískovcovo - břidličná facie” lukovských vrstev. Dále je pravděpodobné, že šířka těchto koryt dosahovala pravděpodobně několika kilometrů, jak je to známo z korytových (kanálových) facií jiných vějířů (Scholle – Spearing 1982, Einsele 1992 a další). Rozměry koryt, jejich tvary a průběh tak určují konkrétní rozsah jednotlivých vrstevních těles, což v terenní praxi znamená vyčlenění hrubě cyklického písčitého flyše proti flyši s.s. Na tento problém, který je vzhledem k nedokonalému odkrytí vrstev flyše s.s. obtížně řešitelný, upozornili již Roth et al. (1962).

Chříbsko – hostýnský úpatní vějíř je jedním z nejlepších ukázek úpatních vějířů v karpatském flyši. Mimo proximální vývoj s význačným výskytem uloženin gravitačně indukovaných toků sedimentů, které jsou zastoupeny zejména v s. částech Chříbů a Hostýnských vrchů, známe i jeho distální části a písčité laloky, které sahají do vzdálenosti více než 100 km až k polsko - slovenské hranici a možná, že i ještě za ní.

Literatura

- Andrusov, D. (1959): Geológia Československých Karpát II. - 375 str. Vydavateľstvo Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- Dzulynski, S. - Książkiewicz, M. - Kuenen, Ph. H. (1959): Turbidities in flysch of the Polish Carpathian Mountains. - Bull. geol. Soc. Amer., 70, 1089 – 1116. New York.
- Einsele, G. (1992): Sedimentary basins. - 628 str. Springer - Verlag. Berlin.
- Eliáš, M. (1961): Poznámky k otázce materiálu soláňského vývoje spodního oddílu paleogénu magurské série. - Věst. Ústř. Úst. geol. 36, 89 – 95. Praha.
- Eliáš, M. (1963): Způsob sedimentace soláňských vrstev v západní oblasti magurského flyše v ČSSR. - Věst. Ústř. Úst. geol. 38, 253 – 260. Praha.
- Eliáš, M. (1965): Sedimentárně petrografický výzkum magurské série v Chříbech. - MS. Archiv Čes. geol. Úst. Praha.
- Klomínský, J. et al. (1994): Geologický atlas České republiky. Stratigrafie. - Čes. geol. Úst. Praha.
- Roth, Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXIV Olomouc. - 226 str. Geofond v Nakl. Českoslov. Akad. Věd. Praha.
- Scholle, P. A. - Spearing, D. (1982): Sandstone depositional environments. - 410 str. Amer. Assoc. petrol. Geol. Tulsa.

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O MIOCENNÍCH MĚKKÝŠÍCH Z MAGDALÉNIENSKÝCH LOKALIT V MORAVSKÉM KRASU

Preliminary report on Miocene molluscs from the Magdalenian localities in
the Moravian Karst

Šárka Hladilová

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: sarka@gap.muni.cz

(24-23 Protivanov, 24-41 Vyškov)

Key words: *Moravian Karst, Magdalenian sites, Miocene molluscs*

Abstract: Miocene (predominantly Badenian) molluscs found at the Magdalenian sites in the Moravian Karst (the caves Kůlna, V Kolíbkách, Žitného, Býčí skála, Hadí, Ochozská, Adlerova and Pekárna) are described. Their source area is most probably represented by Miocene sediments of the Carpathian Foredeep and Vienna Basin.

V roce 1998 jsem na žádost doc. Dr. Karla Valocha, DrSc. zpracovala nálezy miocenních měkkýšů z magdalénienských lokalit Moravského krasu. Jednalo se o starší kolekce fosilií z jeskynních sedimentů (jeskyně Kůlna - dřívější výkopy, vrstva 3, vrstva 6, V Kolíbkách, Žitného, Býčí skála, Hadí, Ochozská, Adlerova a Pekárna), které jsou uloženy ve sbírkách Ústavu Anthropos Moravského zemského muzea v Brně.

Byly zjištěny následující fosilie: *Anadara turonica* (DUJARDIN) - Pekárna (1 ks), *Anadara diluvii* (LAMARCK) - Býčí skála (1 ks), *Melanopsis impressa* ssp. - Adlerova jeskyně (1 ks), Pekárna (5 ks), *Pirenella* cf. *nodosoplicata* (HÖRNES) - Pekárna (1 ks), *Terebralia bidentata lignitarum* (EICHWALD) - Žitného jeskyně (1 ks), *Turritella turris* BASTEROT - Kůlna, vrstva 6 (1 ks), *Turritella bicarinata bicarinata* EICHWALD - Kůlna, dřívější výkopy (1 ks), *Protoma cathedralis paucicincta* SACCO - V Kolíbkách (1 ks), *Mitra substriatula* d'ORBIGNY - Pekárna (1 ks), *Ancilla glandiformis* (LAMARCK) - Adlerova jeskyně (1 ks), *Fusus* cf. *virgineus* GRATELOUP - Kůlna, dřívější výkopy (1 ks), *Melongena cornuta* cf. *pseudobasilica* STRAUSS - Pekárna (1 ks), *Dentalium badense* PARTSCH - Kůlna, vrstva 3 (1 ks), Hadí jeskyně (2 ks), Ochozská jeskyně (1 ks), Pekárna (3 ks).

Početem jedinců i druhů miocenních měkkýšů je nejbohatší jeskyně Pekárna, což by mohlo souviset i s délkou jejího osídlení v magdalénienu (Valoch - Grolich in Musil et al. 1993). Z ostatních jeskyní pocházejí prakticky jen ojedinělé nálezy, snad s určitou výjimkou jeskyně Kůlna, kde byly archeologickým výzkumem zjištěny tři magdalénienské nálezové polohy (Valoch 1988, Valoch - Grolich in Musil et al. 1993).

Ve zkoumaném materiálu je zřetelná výrazná převaha břichonožců (15 ks) nad kelnatkami (7 ks) a mlži (2 ks). Měkkýši jsou výhradně marinního původu a převážně badenského stáří, pouze výjimečně se objevují druhy s větším stratigrafickým rozpětím v rámci miocénu. Nalezené

fosilie jsou vesměs běžné v miocenních sedimentech karpatské předhlubně i vídeňské pánve. Vzhledem k tomu, že izolované reliktu mořských sedimentů badenského stáří, souvisejících se sedimentačním prostorem karpatské předhlubně a bohatých na měkkýši faunu, jsou známy přímo z Moravského krasu, např. od Lažánek, Jedovnic a Olomučan (Procházka 1899), můžeme předpokládat, že alespoň některé fosilie (např. *Dentalium badense*, turritely, *Ancilla glandiformis*, *Anadara turonica*) by mohly pocházet z relativně bezprostředního okolí vlastních magdalénienských lokalit. Dalšími možnými zdrojovými oblastmi by mohlo být např. i Tišnovsko, Boskovicko či Vyškovsko (Procházka 1899, Čícha - Dornič 1960, Kalášek et al. 1963, Seitl 1978, Hudec 1986). Melanopsidi (Pekárna, Adlerova jeskyně) se hojně vyskytují v panonských sedimentech vídeňské pánve (např. Kyjovsko, Hodonínsko). Druhy, resp. poddruhy *Protoma cathedralis paucicincta* (Kolíbky), *Mitra substriatula* a *Pirenella* cf. *nodosoplicata* (Pekárna), jsou uváděny jako vzácnější, a to např. z našich badenských lokalit karpatské předhlubně (Židlochovice, Hrušovany nad Jevišovkou) a vídeňské pánve (Kinberk u Mikulova) či z rakouské části vídeňské pánve (např. lokalita Steinebrunn aj. - Hörnes - Partsch 1851-1856). Je tedy velmi pravděpodobné, že magdalénienští obyvatelé jeskyní Moravského krasu měli kontakty i s oblastmi jižně od Brna až k Pavlovským vrchům a s přilehlým územím dnešního Rakouska.

Většina fosilií nese stopy umělého opracování. Převažují otvory (patrně úprava pro zavěšení), doprovázené občas i částečným odstraňováním svrchní vrstvy schránek, v několika případech je zřetelné umělé obroušení schránek. Lomové hrany jsou někdy uměle zaobleny či ohlazeny. Jiné stopy umělých zásahů (barvivo, vrypy apod.), které jsou vcelku hojné na schránkách terciálních měkkýšů z gravetienských lokalit jižní Moravy (Dolní Věstonice, Pavlov, Milovice - Hladilová 1994, 1997), nebyly na tomto magdalénienském materiálu pozorovány. Otvory ve

schránkách jsou ve srovnání s gravettienskými lokalitami spíše větší a "hrubší", zřejmě byly vytvářeny jinou technikou. Relativně velký počet kelnatek (druh *Dentalium badense*) ve zkoumaném souboru svědčí o jejich trvajících "oblíbených", jejímž důvodem byla patrně skutečnost, že tyto schránky jsou i bez umělých úprav vhodné k zavěšení. Schránku kelnatky svým tvarem a velikostí připomíná i exemplář brčka (?) z jeskyně Kůlna - vrstva 3. Ve srovnání s gravettienskými lokalitami Pavlovských vrchů (Dolní

Věstonice, Pavlov, Milovice - Klíma 1963, 1976, Klíma et al. 1994, 1997, Hladilová 1994, 1997) je materiál miocenních měkkýšů z magdalénienských lokalit Moravského krasu jak počtem jedinců, tak i počtem druhů podstatně chudší. Pravděpodobně se jedná spíše o náhodné nálezy, nikoliv o systematictější sběry.

Podrobné výsledky této studie budou publikovány v časopise *Acta Musei Moraviae, Sci. soc.*, Brno.

Literatura:

- Cicha, I. - Dornič, J. (1960): Vývoj miocénu Boskovické brázdy mezi Tišnovem a Ústím nad Orlicí. - Sborník Ústř. Úst. geol., XXVI, Odd. geol., 393-434. Praha.
- Hladilová, Š. (1994): Nálezy třetihorních fosilií na mladopaleolitické stanici Milovice (jižní Morava, Česká republika). - *Acta Mus. Moraviae, Sci. soc.*, LXXIX, 15-29. Brno.
- Hladilová, Š. (1997): Výsledky studia miocenních fosilií pavlovienských lokalit u Dolních Věstonic a Předmostí u Přerova (sbírky ústavu Anthropos MZM). - *Acta Mus. Moraviae, Sci. soc.*, LXXXII, 65-78. Brno.
- Hörnes, M. - Partsch, P. (1851-56): Die fossilen Mollusken des Tertiaer Beckens von Wien. I. Univalven (Gastropoden). - *Abh. K.-kön. geol. Reichsanst.*, 3, 1-736. Wien.
- Hudec, P. (1986): Systematická a paleoekologická analýza měkkýšů badenu na lokalitě Lomnice u Tišnova. - Diplomová práce, MS Katedra geologie a paleontologie PŘF MU Brno.
- Kalášek, J. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXIX Brno. - NČSAV, 1-256. Praha.
- Klíma, B. (1963): Dolní Věstonice. Výzkum tábořiště lovců mamutů v letech 1947 - 1952. - NČSAV, 181-184. Praha.
- Klíma, B. (1976): Die paläolithische Station Pavlov II. - *Acta Sc. Nat. Brno*, 10 (4), 1-41. Praha.
- Klíma, B. et al. (1994): Pavlov I. Excavations 1952 - 1953. - ERAUL 66, The Dolní Věstonice Studies, vol. 2, 95-160. Liege.
- Klíma, B. et al. (1997): Pavlov I - Northwest. The Upper Paleolithic burial and its settlement context. - The Dolní Věstonice Studies, vol. 4, Institute of Archaeology, Academy of Sciences of the Czech Republic, 227-286. Brno.
- Musil, R. et al. (1993): Moravský kras - labyrinty poznání. 1-336. GEOprogram, Adamov.
- Procházka, V. J. (1899): Miocénové ostrovy k krasu Moravském. - *Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění*, VIII, II, 41, 1-37. Praha.
- Seitl, L. (1978): Stratigraficky významné druhy měkkýšů lokality Borač. - Diplomová práce, MS PŘF MU Brno.
- Valoch, K. (1988): Die Erforschung der Kůlna-Höhle 1961 - 1976. - *Anthropos Studien zur Anthropologie, Paläoethnologie, Paläontologie und Quartärgeologie*, 24 (N. S. 16), 1-318. Brno.

GEOLOGICKÁ STAVBA SLEZSKÉ A PODSLEZSKÉ JEDNOTKY V ŘEČIŠTI BEČVY U CHORYNĚ PO ODKRYTÍ BĚHEM POVODNĚ V ROCE 1997

Geological structure of the Silesian and Subsilesian Units in the Bečva
riverbed after outcropping during extreme flood in the year 1997

Oldřich Krejčí¹, Marie Adamová², Miroslav Bubík¹, Bohuslav Fojt³, Antonín Přichystal⁴, Lilian Švábenická⁵

¹Český geologický ústav, pobočka Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

²Český geologický ústav, Geologická 6, 152 00 Praha 5

³Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PFF MU, Kotlářská 2, 602 00 Brno

⁴Katedra geologie a paleontologie PFF MU, Kotlářská 2, 602 00 Brno

⁵Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1

(25-14 Valašské Meziříčí)

Key words: *Carpathian flysch, Lower Cretaceous - Miocene, paleokarst, picrite volcanism*

Úvod

Mimořádně intenzivní srážky zasáhly první červencový víkend rozsáhlé oblasti severní a střední Moravy i východních Čech. Vysokých hodnot dosahovaly dešťové přívaly v karpatské oblasti Moravy v hornatých okresech Frýdek-Místek, Nový Jičín a především Vsetín. Za čtyři kritické dny bylo naměřeno ve Valašském Meziříčí 365,3 mm a v Rožnově pod Radhoštěm 388,5 mm srážek. Např. v Rožnově p. R. napršelo v měsíci červenci 549,6 mm, což je 60% ročního průměru. Podle údajů Unie pro řeku Moravu, které historicky zpracovávají dostupná data i z minulého století, naměřené úhrny srážek a průtoky v řekách v roce 1997 zdaleka přesáhly všechny dosud známé hodnoty. Koryto řeky Bečvy pod Valašským Meziříčím bylo rozšířeno na šířku 50-60 m a v hloubce ca 5-7 m byly odkryty jedinečné výchozy slezské a podslezské jednotky.

V nově odkrytém dně řeky zde byla provedena dokumentace výchozů (O. Krejčí, M. Bubík) sedimentů a vulkanitů slezské a podslezské jednotky v délce několika set metrů. Výchozy jsou silně tektonicky porušeny a tvoří místy až tektonickou brekcii. Starší geologické výzkumy zde spočívaly především v geologickém mapování pro zátopovou oblast plánované přehrady s hrází u Teplic nad Bečvou (Matějka in Valík et al., 1963). Další technické práce přinesl průzkum na výskytu plynu v sedimentech karpátu předhlubně v podloží příkrovů flyšového pásma Karpat (Kumanov et al., 1968). Vrt Choryně-26, asi 300 m ssz. od mostu přes Bečvu u Choryně, navrtal pod mocností 235 m flyšových sedimentů podslezské jednotky skvrnitý vývoj karpátu. V hloubce 410 m byly zastiženy sedimenty kulmu.

Při zařazení jednotlivých výchozů k litostratigrafickým jednotkám jsme se drželi především prací Eliáše (1970, 1979 a 1998) a Menčíka et al. (1983).

Biostratigrafické vyhodnocení bylo provedeno v Českém geologickém ústavu (foraminifery - M. Bubík, vápnitý nanoplankton - L. Švábenická). Pro biostratigrafické korelace na základě vápničitého nanoplanktonu byly použity nanoplanktonové zonace pro spodní křídou (BC zóny pro boreální bioprovincii a NC zóny pro tethydni bioprovincii sensu Bown et al., 1998), pro svrchní křídou (UC zóny sensu Burnett 1998) a pro paleogén (NNT zóny sensu Varol 1998).

Popis studovaných lokalit v defilé Bečvy

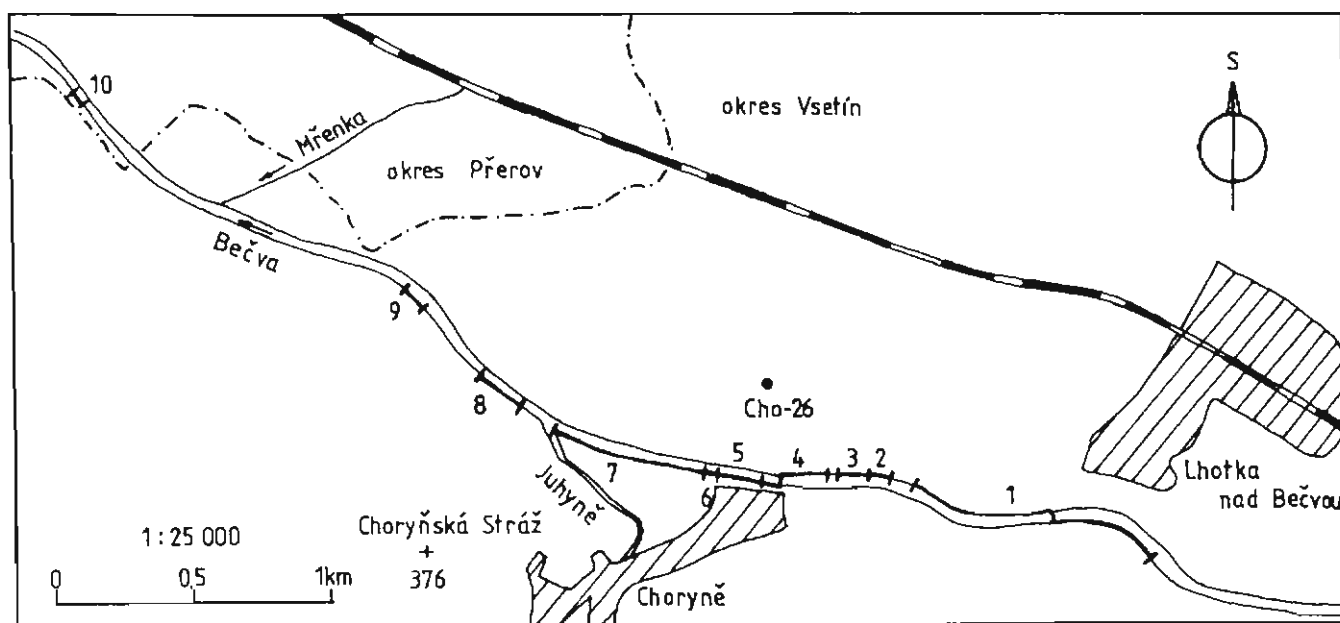
1. Lhotka nad Bečvou - Choryně. V levém jeseřevém břehu v zákrutu Bečvy j. od zemědělského družstva ve Lhotce došlo k rozsáhlému vyklizení štěrkových náplavů. Pod nimi byly odkryty plošně rozsáhlé výchozy tmavošedých až černošedých většinou nevápnitých jílovců, proměnlivě písčitých až prachovitých. V jílovcích jsou uzavřeny centimetrové až metrové polohy různých typů pískovců, které se většinou shodují s pískovci v ostatních litofaciích podslezské jednotky. Jednotlivé pískovcové polohy tvoří s prachovci a jílovcí turbiditní rytmy s typickými texturami. Výchozy jsou tektonicky silně postižené a pískovcové lavice jsou rozčleněny do drobných bloků, plovoucích v okolních jílovcích a prachovcích. Vrstvy jsou uloženy v normální pozici a byly naměřeny hodnoty směru a velikosti sklonu 192/47° a 206/45°. Na pravém břehu dále na Z, asi v polovině úseku mezi zákrutem a vedením vysokého napětí vycházejí tmavošedé, střípkovité nevápnit jílovce. Směr a velikost sklonu vrstev je 185/45°. Dále k Z jsou další výchozy jílovců s 1 až 15 cm mocnými polohami pelokarbonátů a vkládající se lavici šedého, rezavě navětralého pískovce se stopami *Zoophycos* na horní ploše a s proudovými stopami na bázi (směr a velikost sklonu 193/40°, normální uložení). Asi 100 m dále k

Z až ke křížení Bečvy s vedením vysokého napětí jsou v délce asi 70 m směrně odkryty tmavošedé jílovce, mírně provrásněné, s neprůběžnými lávkami, čočkami a diskovitými konkrécemi šedých, rezavě navětralých nevápnných pelokarbonátů. Převládající směr a velikost sklonu vrstev je 160/58°, pozice neurčitelná. Z nevápnných jílovců (vz. 70/97G) byla získána typická fauna redukčního vývoje frýdlantského souvrství s dominujícími aglutinovanými druhy *Sphaerammina gerochi* a *Rhabdammina? robusta* dokládajícími stáří v rozmezí svrchní senon - paleocén. Asi 150 m z. od vedení vysokého napětí vystupuje ze štěrkového pokryvu rozsáhlý plošný výchoz v délce asi 40 m tmavošedých slabě vápnitých prachovitých jílovců s 0,5 až 15 cm laminami a lávkami šedých rezavě navětralých jemnozrnných pískovců se sideritovým tmelem a s čeřinami (místy šplhavými). Rovněž tyto sedimenty lze zařadit k redukčnímu vývoji frýdlantského souvrství. Směr a velikost sklonu vrstev je 163/53°, pozice překocená. Jílovce (vz. 70/97F) poskytly relativně bohatou mikrofaunu aglutinovaných i vápnitých foraminifer s *Racemiguembelina intermedia* a *Rzehakina fissistomata* dokládajícími stáří svrchní maastricht.

2. Choryně. Přibližně 100 m dále k Z od posledních výchozů tmavošedých jílovců vystupuje v pravém břehu v délce asi 15 m těleso valounových bahen s 1 m mocnou polohou polymiktního konglomerátu s valouny 1 až 30 cm v průměru. Směr a velikost sklonu je 148/48°, pozice je podle gradace překocená. Tato valounová bahna patří podslezské jednotce. Asi 15 m k Z byla pozorována tektonicky drčená zóna s šedo zelenými pískovci a zelenošedými prachovitými jílovcí a po několika metrech přerušeni zelenavě šedé a rudohnědé nevápnné prachovité jílovce střídající se v cm až m polohách. Směr a velikost sklonu vrstev je 140/42°. Vzorek 70/97E z pestrých jílovců obsahoval aglutinované foraminifery s význačným druhem *Uvigerinamina jankoi*, který dokládá stáří v rozmezí turon - nižší campan. Tyto vrstvy předběžně řadíme ke kelčskému vývoji slezské jednotky.

Po několika metrech přerušeni vystupují z náplavů v nedokonalém výchozu lavice zelenošedých rohovců a dále v délce asi 15 m téměř neporušený sled tmavošedých prachovitých nevápnných jílovců, které přecházejí do nadloží do deskovitých tmavošedých a zelenavě šedých, tmavě chondriticky skvrnitých vápnitých jílovců, ojediněle s bochníkovitou konkréci o průměru 30 cm. Směr a velikost sklonu vrstev je 140/35°, pozice nejasná. Oproti ostatním sedimentům v defilé je nápadné vyšší zpevnění. Tmavošedé prachovité jílovce (vz. 70C1/97) poskytly aglutinované foraminifery *Recurvoides imperfectus*, *Caudammina silesica* a *Pseudonodosinella troyeri* dokládající stáří v rozmezí alb - cenoman. Ve vápnitých jílovcích (vz. 70C2/97) bylo zjištěno velmi chudé společenstvo vápnitých nanofosilií s převládající *Watznaueria barnesae* a vůdčími druhy *Eiffellithus turriseiffelii*, *E. monechiae*, *Eprolithus floralis* a *Rhagodiscus* cf. *achlyostaurion*, které můžeme korelovat s hranicí zón NC9/NC10a, což odpovídá stáří svrchního albu. Tyto sedimenty řadíme ke lhoteckému souvrství slezské jednotky, které zde tvoří tektonickou šupinu začleněnou spolu s výše zmíněnými svrchnokřídovými pestrými vrstvami do podslezské jednotky.

3. Choryně. Na pravém břehu Bečvy asi 15 m z. od výchozů lhoteckého souvrství pod křížením elektrického vedení s Bečvou začíná asi 120 m dlouhý úsek s výchozy valounových bahen, konglomerátů, pískovců a prachovců podslezské jednotky. Přimo pod elektrickým vedením vystupují silně provrásněné šedé, vrstevnaté vápnité prachovce až písčité prachovce, dále k Z již méně porušené. Mikrofauna z prachovců (vz. 70/97B) se *Spiroplectamina dentata*, *Caudammina ovula*, *C. silesica*, *Nuttallides truempyi*, *Quadriformina allomorphinoides* aj. indikuje stáří svrchního senonu. Chudý vápnitý nanoplankton z téhož vzorku dokládá (?) maastricht. Tyto prachovce řadíme k frýdeckému souvrství. Prachovce se dále k Z tektonicky stýkají se sekvencí tmavošedých písčitých prachovců a prachovitých jílovců, do kterých se vkládají třikrát se



Obr. 1- Situace studovaných lokalit v řečišti Bečvy u Choryně.

opakující turbiditní polohy tvořené na bázi šedými křemennými až oligomiktními konglomeráty s gradacním zvrstvením, výše přecházející do šedých hrubo- až střednozrnných pískovců a nakonec do laminovaných šedých a černošedých střednozrnných pískovců s uhelnou sečkou. Směr a velikost sklonu vrstev činí 136/30°, pozice je normální. Dále k Z vystupuje tektonizované těleso polymiktního konglomerátu a valounová bahna se základní hmotou tvořenou šedými prachovci a písčítými prachovci obsahující naleštěné valouny křemene 2 - 30 mm, dále valouny pískovců, slínovců, závalky jílovců aj. V řečišti volně leží blok o průměru 3,5 m šedého tence deskovitého slínovce až jílovitého vápence. Naproti nápadnému ostrohu vyběhajícímu na levém břehu k řečišti Bečvy byly pozorovány skalky více či méně rozdrčených šedých vápnných homogenních prachovců se stopami *Zoophycos* a s bochníkovitými konkrecionálními polohami hnědošedých, šedě navětralých slínovců. Naměřené hodnoty směru a velikosti sklonu vrstev činily 120/55° a 160/65°.

4. Choryně - most přes Bečvu. Na pravém břehu asi 200 m v. od mostu v Choryni vystupují výchozy značně provrásněných šedých jílovců, které obsahují tenké nesouvislé polohy a čočky šedých drobových pískovců s karbonátovým detritem, polohy a závalky až 2 m dlouhé modrozelenošedých jílovců a valouny šedých nevápnných pelokarbonátů a vápenců. Ojedinele byla asi 100 m v. od mostu pozorována 1 m mocná poloha šedého prachovitého písku v jádru pevného, rezavě zbarveného (s pelokarbonátovým tmelem) v sekvenci šedých nevápnných i vápnných jílovců, místy s podřadnými vložkami vápnných laminovaných siltů, ve kterých byly pozorovány izolované šupiny a kosti ryb. Převládající směr a velikost sklonu vrstev se pohybuje kolem 175/60°. Vzorek z prachovitého jílovce (70/97A) poskytl foraminifery *Cassigerinella boudecensis*, *Tenuitella brevispira*, *Uvigerina posthantkeni*, *Caucasina schischkinskayae* a *Ammonia beccarii* dokládající stáří svrchního egeru (nejnižší spodní miocén). Stejně sedimenty vystupují v levém břehu z. od mostu v délce asi 150 m. V plochých výchozech vystupujících z náplavů byly pozorovány šedé a nazelenalé šedé, prachovité převážně laminované slabě vápnné i nevápnné jíly s polohami do 10 cm rezavě navětralých jílovitých siltů a drobnými gravitačními vrásami. Směr a velikost sklonu vrstev je 146/50°. Vzorek z jílovců (66/97I) poskytl opět společenstvo svrchního egeru s *Cassigerinella boudecensis*, *Bolivina dilatata*, *B. plicatella*, drobnými radiolariemi aj. Tyto jíly považujeme za součást podslezské jednotky. S ohledem na jejich stáří je lze korelovat se ždánicko-hustopečským souvrstvím ždánické jednotky.

5. Choryně. Dále k Z v levém břehu byla pozorována v délce asi 70 m silně provrásněná zóna tektonických šupin tvořených různými pelitickými horninami převážně frýdlantského souvrství a ojedinele i menilitového souvrství podslezské jednotky a spodní křídly slezské jednotky. Směry a velikosti sklonu vrstev naměřené v šupinách činily 225/58°, 276/40° a 195/60°. Šupiny jsou tvořeny rozmanitými převážně vápnnými jíly a jílovců zelenošedých šedo zelených, hnědých a ojedinele černých barev, bělavými

slínou a černošedými kostkovitě rozpadavými silicity typu menilitových rohovců. Místy jsou jíly v drčených zónách vzájemně intenzivně prohnětené a obsahují útržky lavic béžově navětralých pelokarbonátů. Proti ose slepé cesty mezi domy byla pozorována šupina šedých jílovců, místy s rozpadavými šedými detritickými písčítými polohami s drobnou makrofaunou a s 2 až 10 cm mocnými čočkovitými lavicemi šedých středno- až hrubozrnných drobových pískovců až slepenců s úlomky „lithamnií“ a s valouny tmavošedých a šedých vápenců a hnědošedých pelokarbonátů (pískovce strážského typu). Chaotické tektonické promíchání různých litostratigrafických jednotek dokládají kromě litologie i mikrobiostratigrafické analýzy z různých typů jílovců.

Zelené vápnné jíly (vz. 66/97E) obsahovaly hojný foraminiferový plankton a aglutinovaný bentos z rozmezí spodního až středního eocénu (*Morozovella subbotinae*, *Subbotina compacta*, *Globorotaloides suteri* aj.). Vápnný nanoplankton s druhy *Sphenolithus radians*, *Discoaster multiradiatus* a *Tribrachiatus contortus* dokládá svrchní část zóny NP11 (NNTe1 - spodní eocén). Frýdlantské souvrství.

Tmavohnědé prachovité vápnné jíly (vz. 66/97G) poskytly hojně foraminifery (vápnné i aglutinovaný bentos a plankton s *Acarinina matthewsae*, *A. primitiva*, *A. rugosoaculeata* a subbotinami) a vápnný nanoplankton spodní části zóny NP15 (=zóna NNTe8B) s *Nannotetrina fulgens*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Lophodolichus acutus*, *Helicosphaera seminulum* a s hojnými zástupci čeledi Prinsiaceae dokládající střední eocén. Frýdlantské souvrství.

Smetanově bílé slíny (vz. 66/97J) obsahovaly bohatou mikrofaunou foraminifer s *Pseudohastigerina micra*, *Subbotina inaequispira*, *Morozovella parva*, *Acarinina triplex*, dokládající směs svrchního paleocénu a spodního až středního eocénu. Vápnný nanoplankton s chiasmolity typickými pro zónu NP15 (*Chiasmolithus nitidus*, *Ch. modestus*) a s *Lophodolichus acutus*, *L. mochloporus*, *Ellipsolithus lajollaoensis*, *Helicosphaera heezenii*, *Clausicoccus obrutus* a *Discoaster sublodoensis* dokládá střední eocén, zónu NP15 (NNTe8B). Frýdlantské souvrství.

Šedé vápnné jílovcy (vz. 66/97K1) s bohatým foraminiferovým bentosem s *Rzehakina fissistomata* i planktonem s *Acarinina praeangulata* a *Turborotalia pseudobulloides* z biochronu zón P2-P3 a vápnný nanoplankton svrchní části zóny NP5 (=NNTp10) s *Fasciculithus ullii*, *F. billii*, *Chiasmolithus bidens*, *Ch. consuetus*, *Ellipsolithus bollii*, *Neochiastozygus perfectus* a *Sullivania danica* dokládající spodní část svrchního paleocénu a řadíme je ke klokočovským vrstvám spodní části frýdlantského souvrství.

Černé vápnné jílovcy (vz. 66/97H) podle foraminifer (*Verneuilinoides* cf. *neocomiensis*, *Recurvoides* cf. *exiguus*, *Bulbobaculites problematicus*) patří do spodní křídly (?alb) slezské jednotky.

6. Choryně. Na levém břehu Bečvy z. od osy slepé cesty mezi domy až k místu 30 m v. od křížení elektrického vedení s Bečvou byl odkryt silně tektonicky porušený sled

zelených, zelenošedých, tmavošedých a hnědošedých převážně vápnitých jííl a jíilovců s rozvlečenou a mnohokrát se tektonicky se opakující 45 cm mocnou lavicí šedého okrově navětralého dolomitického vápence až dolomitu. Lavice je rozdužena do chaoticky orientovaných, několik metrů dlouhých deskovitých těles, vyčnívajících z jíilovcového podkladu. Některé bloky jsou rozdraceny na tektonickou breccii. Odspoda lze lavici členit na:

16 cm nelaminovaný karbonát, na bázi masivní, do nadloží s rychle narůstajícími bioturbacemi (*Chondrites*);

4 cm silně bioturbovanou polohou jíilovitějšího karbonátu (ichnofabric stop *Chondrites* a *Planolites*);

25 cm laminovaného karbonátu na bázi ještě s bioturbacemi, výše již bez nich;

1 cm laminovaného žlutavě hnědošedého karbonátu, měkkého, tvořícího přechod do nadložního hnědošedého laminovaného vápnitého jíilovce.

Hnědošedé jíilovce (vz. 66/97D) obsahovaly charakteristickou foraminiferovou mikrofaunu svrchního kiscelu šitbořických vrstev se silnou převahou planktonu s *Globigerina praebulloides* nad bentosem s *Bolivina crenulata*. Asociaci vápnitého nanoplanktonu tvoří *Dictyococcites daviesii*, *D. bisectus*, *D. hesslandii*, *Pontosphaera latelliptica*, *P. multipora*, *Helicosphaera euphratis* a *Cyclicargolithus floridanus*. Dokládá zónu NP23 (pravděpodobně v rozsahu zóny NNT07), tedy střední část oligocénu. Karbonát, který lze makroskopicky charakterizovat jako laminovanou až masivní horninu s žilkami kalcitu a místy s dutinkami s drůzami slabě zelenožlutých romboedrů kalcitu, byl analyzován na katedře mineralogie, petrografie a geochemie přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brně (B. Fojt). Chemické analýzy prokázaly, že převládající minerální složkou horniny je dolomit a kalcit (obě složky nebylo od sebe možné zcela oddělit). Dále bylo zjištěno kolem 10 hmotnostních procent křemene (pravděpodobně klastického). Podle přibližných rozpočtů karbonátové složky horniny sestává v tmavších partiích z 60% dolomitu a ve světlejších z 40% kalcitu, 35% dolomitu a 65% kalcitu a jde tedy o dolomitické vápence až vápnité dolomity. Na povrchu jsou zřetelné dutiny a škrapy, které dokládají fosilní zkrasovění v době před sedimentací hrubých klastik nejsvrchnějšího pleistocénu.

V základní hmotě hnědošedých a zelenošedých vápnitých, tektonicky rozdracených a prohnětených jíílů byly nalezeny dva bloky kolem 0,5 m velké hnědošedých, bělavě navětralých laminovaných jasielských vápenců menilitového souvrství s kompletními kostrami ryb (podle určení R. Gregorové *Polyipnus* sp., *Serranus* sp., *Clupea* sp.), zbytky chaluh a terestrické flóry (*Daphnogene* sp.). Vápence představují kokolitové pelagity s hojnými *Cyclicargolithus floridanus* a *Dictyococcites hesslandii* a s velkými exempláři *Braarudosphaera bigelowii*. Dále byly zjištěny druhy *Zyghrabolithus bijugatus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. formosus*, *Pontosphaera multipora*, *Dictyococcites bisectus*, *D. daviesii*, *Helicosphaera bramlettei* a *H. cf. recta* (1 rozbitý exemplář). U posledně jmenovaného druhu se uvádí první výskyt v zóně NP24. Mikropaleontologické analýzy okolních jíílů prokázaly, že hnědé litotypy patří šitbořickým vrstvám, zatímco

zelenošedé jíily obsahující plankton středního eocénu (*Acarinina matthewsae*, *A. spinuloinflata*, *A. primitiva*) patří k frýdlantskému souvrství.

7. Choryně. V místě křížení Bečvy s elektrickým vedením je na levém břehu poloha valounových bahen. Základní hmota je tvořena šedými jíilovci. Místy byly pozorovány akumulace dokonale opracovaných křemenných valounů (do 40 mm). Větší bloky a valouny jsou tvořeny horninami krystalinika, granitoidy, černými vápenci typu spodního karbonu, pelokarbonáty, tmavošedými kalovými vápenci připomínajícími kurovické, narůžovělými křemennými konglomeráty, drobovými pískovci, černošedými biodetritickými jíilovitými vápenci upomínajícími na spodní těšínské vrstvy atd. Jíilovce místy obsahují hojná pelokarbonátová (?pelosideritová) jádra chodeb *Granularia*. Valounová bahna lze předběžně považovat za součást frýdlantského souvrství.

Po krátkém přerušení dále k Z pokračují v délce asi 250 m výchozy tmavošedých prachovitých jíílů. Kromě neprůběžných smouh a čeřinovitých čoček slabě zpevněných šedých pískovců s tmavšími laminami obsahují prachovité, několik centimetrů mocné žlutohnědě navětralé polohy pelokarbonátů. Tyto vložky jsou tektonicky porušené a zavrásněné do okolních jíílů. Ze vzorku (66/97C) z plastického tmavošedého slabě vápnitého jíilu byla určena relativně hojná foraminiferová fauna s *Rzehakina fissistomata*, *Spiroplectamina dentata*, *Marssonella crassa*, *Pseudotextularia elegans* a *Globotruncanella petaloidea* dokládající vyšší maastricht. Vápnitý nanoplankton s *Micula prinsii*, *Nephrolithus frequens*, *Micula murus*, *Ahmullerella regularis*, *Cribrosphaerella daniae* lze zařadit do zóny UC20d^{TP} nejvyššího maastrichtu. Celou tuto sekvenci řadíme k redukčnímu vývoji frýdlantského souvrství.

Dále k Z v délce asi 150 m jsou odkryty silně provrásněné jíily s pískovcovými polohami drobně rytmického charakteru a s mohutnou polohou valounových bahen. Vzorek z černošedého vápnitého, silně prachovitého jíilu poskytl chudou foraminiferovou faunu s dominující *Trochammina* sp. a *Guttulina* sp. a s vůdčím druhem *Abathomphalus mayaroensis* dokládajícím stáří svrchního maastrichtu. Pískovce v jíilech jsou vesměs střednozrné, paralelně a čeřinově laminované a často tvoří v jíilech neprůběžné smouhy a čeřinovité čočky. Ojedinele se vyskytují polohy rezavě hnědě navětralých hrubozrných pískovců s kulovitými erozivními tvary na povrchu. Poloha valounových bahen obsahuje valouny a bloky šedých onkolitových vápenců s onkolity průměru do 1 cm, šedých amfiporových vápenců svrchního devonu, šedých rohovcových spongiových vápenců s hojnými průřezy velkých porifer (?jura), černošedých rohovcových kalových vápenců, škrapově bizarně modelované bloky šedých biodetritických vápenců, 3 m velký blok drobnozrného slepence s různě oválenými klasty rozmanitých hornin (např. glaukonitických křemenců), pakety drobně rytmických jíilovcových sekvencí, bloky šedých, okrově navětralých pelokarbonátů. Dále jsou přítomny narůžovělé křemenné slepence s křížovým zvrstvením, hrubozrné načervenalé granitoidy, ortoruly,

lineárně paralelně usměrněné zelené metamorfity (?metabazity), někdy detailně deformované střechovitými vrásami, tmavě nazelenale šedé, místy rudohnědě smouhované silicity (?lydity) aj. Celá výše popisovaná sekvence je silně tektonicky porušená s chaoticky se měnícími hodnotami směru a velikosti sklonu vrstev (206/56°, 70/80°). Tuto sekvenci je možno považovat za přechod facie černošedých jílovců (=redukční vývoj) a vývoje s dominujícími skluzovými tělesy (sensu Eliáš, 1998) v rámci frýdlantského souvrství.

Dále až k ústí Juhyně se nachází v délce asi 175 m vrstevní sled s převahou tmavošedých a černošedých převážně vápnitých silně prachovitých jílovců, zčásti paralelně laminovaných. Obsahují lavice a desky světle šedých jemno- až hrubozrnných křemitovápnnitých pískovců. Pískovce jsou v hrubších lavicích (až 1 m) převážně gradační, ve svrchní části zelenošedé s glaukonitem, paralelně laminovaný interval je tmavošedý, dosahuje mocnosti kolem 30 cm a obsahuje tmavší proužky biotitu a rostlinné sečky. Čeřinový interval je silně redukován. V laminovaném intervalu pískovcové lavice u ústí Juhyně našel M. Požár z Vlastivědného muzea ve Vsetíně amonity, předběžně určené Z. Vašíčkem z VŠB-TU Ostrava jako maastrichtské. Toto stáří potvrdily i foraminifery s vůdčím druhem svrchního maastrichtu (vz. 66A/97) *Abathomphalus mayaroensis* a vápnitý nanoplankton s *Lithraphidites quadratus* z tmavošedých prachovitých jílovců z bezprostředního okolí lavice. Pískovce jsou silně rozpukané, ve svrchní části erozivně modelované a rezavě navětralé. Některé lavice jsou zcela tektonicky rozčleněny do bloků, plovoucích ve zvrásněných jílech nebo jsou rozdraceny do nesoudržných brekcí. V turbiditních rytmech dosahujících mocnosti několika metrů převládají tmavošedé jíly nad pískovci. Jednotlivé lavice nedrží stejný směr vrstev a celá sekvence je silně provrásněná (směr sklonu a jeho velikost např. 40/78°, 116/56°, 165/37°). Tuto sekvenci s lavicemi pískovců řadíme ke klokočovským vrstvám na bázi frýdlantského souvrství.

8. Choryně. Asi 100 m sz. od ústí Juhyně jsou v levém břehu odkryty v délce 30 m zelenošedé prachovité jíly až prachovce s vložkami a budinami zelenošedých pískovců a diskovitými pelokarbonátovými konkracemi. Jílovce jsou místy provrásněné až tektonicky rozdracené a obsahují šupinu tmavě hnědošedých vápnitých jílovců s lávkami jemnozrnných čeřinových pískovců. Vzorek ze zelenošedých jílovců (67/97C) poskytl aglutinované foraminifery s *Plectrocurvoides parvus*, *Haplophragmoides* aff. *bulloides*, *Recurvoides anormis*, *Kalamopsis grzybowskii* a vůdčím druhem *Uvigerinamina jankoi* dokládajícím stáří v rozmezí turonu až nižšího campanu. Jedná se o obdobnou mikrofaunu jako v pestrých vrstvách zjištěných na lokalitě č. 2, které předběžně řadíme do kelčského vývoje slezské jednotky. Hnědošedé jíly (vz. 67/97D) obsahovaly zcela odlišné společenstvo foraminifer s *Astacolus* cf. *planusculus* a hojnou *Trochammina vocontiana*, které umožňuje předběžně zařazení do barremu. Vápnité nanofosilie s *Tubodiscus jurapelagicus* a *Zeugrhabdothus scutula* dokládají interval zón BC12-BC13/14 spodního barremu.

Tyto jíly lze srovnávat nejspíše s hradištskými vrstvami slezské jednotky. Nad výchozy jílovců se v břehu vyskytuje rozvolněná lavice detritického pískovce až písčitého vápence.

9. Choryně, výchoz vulkanitů těšinitové asociace 900 m s. od vrcholu Choryňská stráž 376 m. Při levém břehu se nachází skalní výchoz hornin těšinitové asociace, tvořící směrem do přilehlého svahu morfologicky výrazný hřbet. Výška skalního výchozu je asi 4 m, v úrovni 2,5 m nad dnešním řečištěm je malá plošina, vzniklá zřejmě při dřívější těžbě. Celková délka skalního výchozu nepřesahuje u paty 20 m. Vulkanity mají deskovitou odlučnost o směr sklonu a jeho velikosti 96-99/45°.

Hornina je nepravidelně silně rozpukaná s četnými ohlasy a hrubě krystalickými minerály na puklinách. Výskyty těchto minerálů mají nepravidelný průběh, tvoří síť vlásečnic nebo až několik centimetrů mocné soubory několika generací. Podle mineralogických analýz ČGÚ Praha (interpretace RNDr. M. Adamová, CSc. a I. Haladová) zde byly zjištěny baryt, různé barevné typy kalcitu, aragonit, chlorit a smektit.

Výchoz je tvořen třemi odlišnými typy hornin. Petrografickou charakteristiku vulkanitů zpracoval A. Přichystal z Přírodovědecké fakulty MU v Brně. Přebývá tmavě zelený, silně hydrotermálně přeměněný, porfyrický pikrit. Jedná se o ultrabazickou horninu s přeměněnými (serpentinizovanými) vyrostlicemi olivínu. Uzavírá protáhlá velmi nepravidelně omezená tělesa černých, jemnozrnných, homogenních hornin, která představují kontaktní rohovce - tj. horniny vzniklé termickou přeměnou sedimentů.

V laboratořích ČGÚ Praha bylo detailně zkoumáno chemické složení kontaktních rohovců (interpretaci provedla M. Adamová). Bylo provedeno stanovení hlavních a minoritních složek (kompletní silikátová analýza), stanovení standardní řady stopových prvků metodou rentgenové fluorescenční spektrální analýzy (As, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Ti, U, V, Y, Zn, Zr) a optické emisní spektrální analýzy (Ag, B, Be, Bi, Cu, Co, Ga, Mo, Pb, Sn). Stanovení prvků vzácných zemin (REE) bylo provedeno metodou ICP (Perkin Elmer Plasma II. Emission Spectrometer). Celkové chemické složení studovaného vzorku, tj. obsahy hlavních a stopových prvků a prvků vzácných zemin, nejlépe odpovídá složení jemnozrnných prachových pískovců až písčitých prachovců. Studovaná hornina se vyznačuje nízkými až deficitními obsahy řady prvků - K, Rb, Ba, Sr, a Zr, vysokým obsahem Na a relativně vyššími koncentracemi Cr, Ni, V a Co. Původní prostředí sedimentace mělo silně redukční charakter, o čemž svědčí vysoké obsahy organické hmoty, síry, As a převaha FeO nad Fe₂O₃ (velká část FeO je vázána v pyritu). Také salinita prostředí byla vyšší (charakteristické vyšší obsahy B) vzhledem k uchování určitého podílu B ve studované hornině (při kontaktní metamorfóze dochází vlivem vyšších teplot ke ztrátě bóru). Chemické změny při kontaktní metamorfóze jsou reprezentovány především migrací vysoce mobilních alkálií (Na, K, Rb), alkalických zemin (Ca, Ba, Sr), ale také mobilizací SiO₂, Al₂O₃ a řady stopových prvků, především Ti, Zr, V, Nb a U (Adamová et al. 1995).

Často probíhá u kontaktně metamorfovaných hornin obohacení o Si, Al, Na a naopak ochuzení o CaO a CO₂. Vlivem účinku kontaktní metamorfózy dochází k reakci mezi křemenem, kalcitem, jílovými minerály a alkáliemi (alkálie jsou zčásti magmatického původu, zčásti z alumosilikátů sedimentu) za vzniku plagioklasů, dále pak pyroxenů, smektitu a K-živců (Leoni et al., 1986). Studovaná hornina obsahuje vysoký podíl novotvořeného plagioklasu převážně albitového složení, obsahy Mg, Ca a event. i Fe (kromě Fe vázaného v pyritu) ukazují na možnou přítomnost smektitu, případně i pyroxenů. Vzhledem k chemickému složení vulkanitů těšínitové asociace (nepublikované analýzy) a geochemické charakteristice sedimentů těšínsko-hradištského souvrství slezské jednotky (Adamová, 1986), lze uvažovat o kontaktní metamorfóze písčitého prachovce těšínsko-hradištského souvrství horninou pikritického složení (vyšší obsahy Cr, Ni, V, Co a velmi nízké až deficitní koncentrace Rb, Ba, Sr, Zr, K a nižší obsahy P).

Východní stěna skalky je tvořena nazelenalé bělošedými mandlovcovými pikrity s nepravidelně omezenými tělesy tmavě zelené jemnozrné křemité hmoty (plazmy), s velmi tenkými karbonátovými povlaky na vlasových puklinách. Z těchto pikritických hornin vypadávají volně drobné kuličky bělošedých karbonátů. Křemitá hmota vznikla termickou metamorfózou sedimentárních hornin. Mandlovcové pikrity představují produkt podmořského vulkanismu a místy tvoří typické polštáře o velikosti do 20 cm, dokládající utuhnutí na volném mořském dně. Ojedinele se vyskytují drobné útržky světle šedých jemnozrných vápnitých porcelanitů.

Vulkanické horniny se vyskytují uvnitř tektonické šupiny slezské jednotky, tvořené těšínsko-hradištským souvrstvím a pestrými vrstvami svrchní křída.

Asi 5 m jv. od skalky jsou odkryty výchozy tmavošedých až černošedých vápnitých jílovců s lávkami do 10 cm tmavošedých čeřinově laminovaných jemnozrných křemitých pískovců. Vrstvy jsou překocené a směr a velikost sklonu činí 5/85°. Jílovce (vz. 67/97B) poskytly společenstvo foraminifer s *Hippocrepina depressa*, *Kalamopsis silesica*, hojnou *Trochammina vocontiana*, *Saracenaria pravoslavlevi*, *Patellina* cf. *subcretacea*, *Astacolus* cf. *planusculus*, které umožňuje zařazení do barremu. Vápnité nanofosilie s druhy *Zeugrhabdothus scutula*, *Tubodiscus jurapelagicus* a ?*Rucinolithus windleye* indikují ?spodní barrem v rozsahu zón BC12-BC13/14. Tyto vrstvy lze srovnávat s hradištskými vrstvami slezské jednotky podobně jako hnědošedé jíly z lokality č. 8.

Na Z přiléhá ke skalnímu výchozu vulkanitů sesuv o šířce asi 30 m a v březích asi 20 m dále na Z jsou odkryty výchozy tmavě zelenošedých, místy rudohnědých prachovitých jílovců s podřadnými tektonicky zcela rozvečenými lávkami zelených, jemnozrných, nevápnitých glaukonitických pískovců. Pískovce tvoří budiny do 20 cm mocné a do 1 m dlouhé. Společenstvo foraminifer získané ze zelenošedých jílovců (vz. 67/97A) bylo druhově prakticky shodné se společenstvem ze zelenošedých jílovců na lokalitě č. 8 (viz výše) a dokládá, že tyto vrstvy patří stejné litostratigrafické jednotce (pestré vrstvy zóny

Uvigerinamina jankoi ?kelčského vývoje slezské jednotky).

10. Hustopeče nad Bečvou. Výchozy na levém břehu Bečvy asi 600 m sz. od soutoku s potokem Mřenka tvoří poslední výchozy flyše v řečišti Bečvy. V patě hřbetu vybíhajícího k řečišti se nachází šedé prachovité slínovce s chaoticky uloženými valouny šedých, laminovaných karbonátů a hrubozrných pískovců až drobnozrných slepenců s opracovanými valouny o velikosti do 0,5 m. Dále jsou přítomny lavice hrubších polymiktních slepenců se základní hmotou tvořenou hrubozrnými organodetrickými karbonáty. Ve valounech převládají karbonáty nad metamorfity a ojedinele růžovými granitoidy. Byly naměřeny hodnoty směru a sklonu vrstev 4/50° a 198-18/90°. Vzorek z šedých prachovitých jílovců (vz. 3/98) obsahoval charakteristické foraminifery vyššího maastrichtu s *Globotruncana arca*, *Globotruncanella petaloidea*, *Praebulimina* div. sp., *Pleurostomella* sp., *Marssonella oxycona* aj. Tyto sedimenty řadíme frýdeckému souvrství podslezské jednotky, patrně ve facii se skluzovými tělesy.

Dále k JV byly pozorovány výchozy černošedých prachovitých jílovců až jílovců z kterých byla získána mikrofauna s dominující *Trochammina vocontiana* a dalšími druhy (vz. 1/98). Tato mikrofauna indikuje barrem a umožňuje srovnání těchto pelitů s hradištskými vrstvami slezské jednotky.

Závěr

Dokumentace výchozů v korytě Bečvy odkrytých povodní v r. 1997 přinesla některé zcela nové a překvapivé poznatky o stratigrafii a stavbě slezské a podslezské jednotky v této oblasti.

Poprvé byla pozorována pelitická litofacie patřící do nadloží menilitového souvrství podslezské jednotky stáří svrchního egeru (spodní miocén). Tyto vrstvy lze korelovat se ždánicko-hustopečským souvrstvím v ždánické jednotce. V podslezské jednotce nebyly dosud takto mladé sedimenty známy.

V řečišti Bečvy v Choryni byly objeveny stopy fosilního krasu na povrchu porušených lavic dolomitických vápenců a dolomitů šitbofických vrstev menilitového souvrství podslezské jednotky. Hojně se vyskytují škrapy decimetrových rozměrů. Výchozy se nacházejí v původním dně koryta řeky, zahloubeném při maximální erozní bázi před sedimentací štěrků posledního glaciálu Würmu 3 (ca -13 000 let). Jedná se o naprosto unikátní nález.

Sedimenty slezské jednotky pozorované v defilé Bečvy nepředstavují vzhledem k úklonům vrstev a poměrně intenzivnímu tektonickému postižení příkrovové trosky a reliktu, ale spíše tektonické šupiny začleněné do příkrovové stavby podslezské jednotky. V šupinách slezské jednotky které mohou patřit kelčskému, ale snad i godulskému vývoji, byly pozorovány vulkanity těšínitové asociace, ekvivalenty hradištských vrstev, lhoteckého souvrství a pestré vrstvy zóny Uvigerinamina jankoi. Posledně jmenované vrstvy představují pravděpodobně novou litostratigrafickou jednotku, která by mohla být stratigrafickým ekvivalentem godulského souvrství v

kelčském vývoji slezské jednotky. Je nutno podotknout, že v kelčském vývoji dosud nebyly známy sedimenty v rozsahu turonu až santonu.

Byly dokumentovány výchozy těšinitové asociace slezské jednotky sz. od vrchu Choryňská stráž.

Petrografický výzkum prokázal výskyt nazelenale šedých mandlovcových pikritů tvořících zde podmořské výlevy, křemité porcelanity, silně hydrotermálně přeměněné tmavě zelené porfyrické pikrity a černošedé kontaktní rohovce.

Literatura

- Adamová, M. (1986): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. - Sbor. geol. Věd, Geol. 41, 167-245. Praha.
- Adamová, M. - Krejčí, O. - Přichystal, A. (1995): Neovulkanity východně od Uherského Brodu. - Geol.výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 12-15. Brno.
- Bown, P.R. - Rutledge, D.C. - Crux, J.A. & Gallagher, L.T. (1998): Lower Cretaceous. - In: Bown, P. R. (ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Cambridge University Press, 86-131. Cambridge.
- Burnett, J.A. (1998): Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. - Cambridge University Press, 132-199. Cambridge.
- Eliáš, M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. - Sbor. geol. Věd, Geol. 18, 7-99. Praha.
- Eliáš, M. (1979): Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. - Věst. Ústř. Úst. geol., 54, 327-339. Praha.
- Eliáš, M. (1998): Sedimentologie podslezské jednotky. - Práce Čes. geol. Úst. 8. Praha.
- Kumanov, K. et al. (1968): Závěrečná zpráva: Příbor-Choryně-Studénka, vyhledávací etapa, zemní plyn.- MS Geofond Praha.
- Leoni, L. - Polizzano, C. - Sartori, F. (1986): Nuclear waste repositories in clays: The Orciatice metamorphic aureole analogy. - App. Clay Sci., 1, 385-408. Amsterdam.
- Menčík, E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. - Ústř. Úst. geol. Praha.
- Valík, R. et al. (1963): Teplice XII - mapování zátopové oblasti; mapa 1:25 000 Geologické poměry zájmového území podle A. Matějky; tektonická mapa terénu mezi Černotínem a Val. Meziříčím. - MS Geofond Praha.
- Varol, O. (1998): Palaeogene. - In: Bown, P. R. (ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Cambridge University Press, 200-224. Cambridge.

VÝSKYT MALACHITU V PESTRÝCH JÍLOVCÍCH BĚLOKARPATSKÉ JEDNOTKY U RADĚJOVA

Occurrence of malachite in variegated claystones of the Bílé Karpaty Unit

Zdeněk Losos¹, Miroslav Bubík²

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

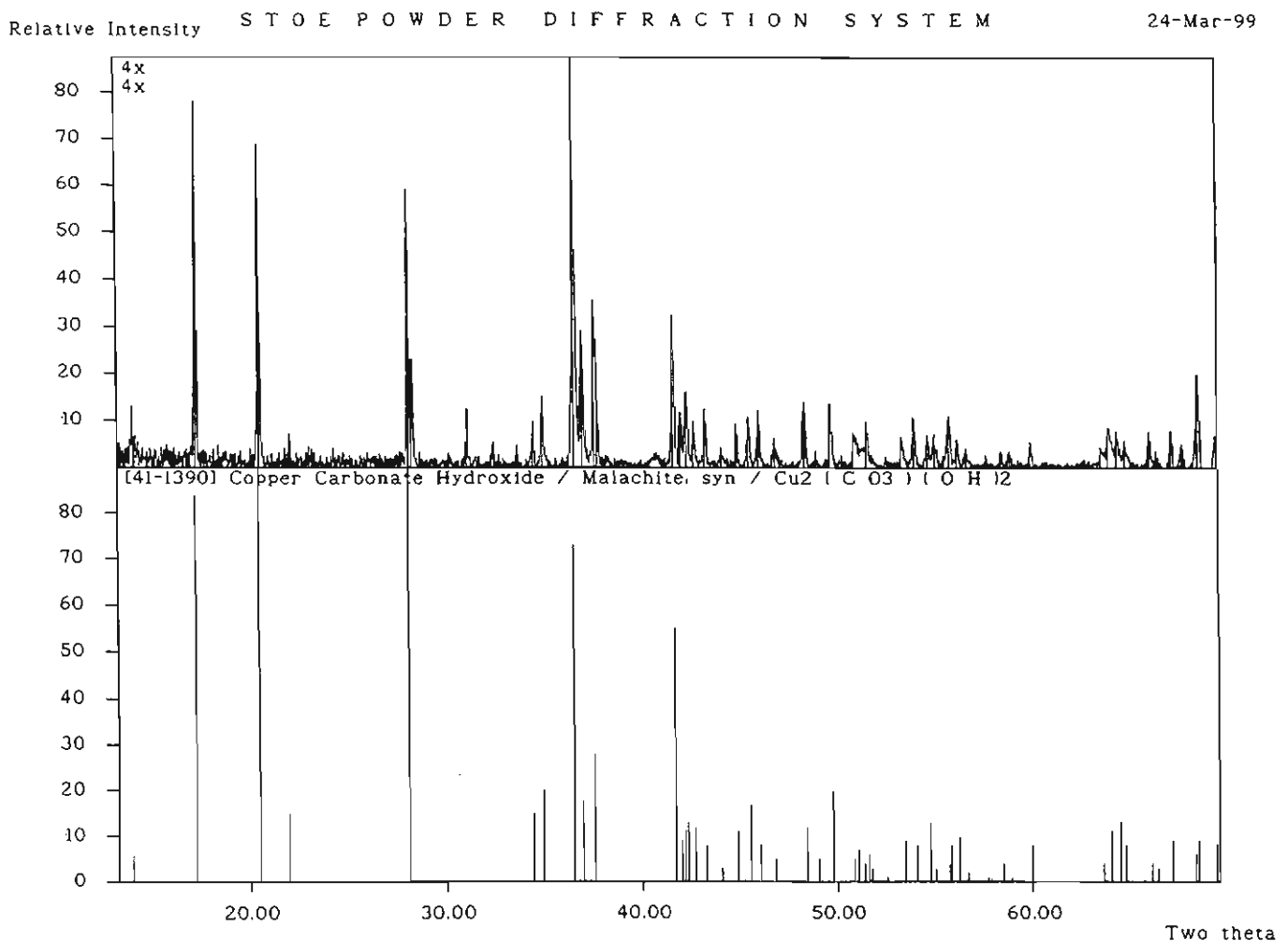
(35-13 Myjava)

Key words: *Carpathian Flysch Belt, Magura group of nappes, Cretaceous, Cu-mineralization*

Během stratigrafických výzkumů v křídových sedimentech magurského flyše v rámci grantu GAČR č. 205/93/0677 „Stratigrafie křídových sedimentů v dílčích jednotkách magurského flyše“ (viz Švábenická et al. 1997) byl v kaumberském souvrství u Radějova zjištěn drobný výskyt malachitu.

Z oblasti magurského flyše na našem území byly Cu-minerály dosud známy z oblasti bánovských

neovulkanitů. Velmi drobné výskyty malachitu vázané na zrna chalkopyritu byly pozorovány na Bučníku u Komni (Černý 1958), v andezitech u Nezdenic (Kruťa 1954) a Bystřice pod Lopeníkem (Kruťa 1960). Poněkud bohatší asociace Cu-sulfidů (chalkopyrit, bornit, chalkozin, covellin) uvádí Černý (1958) z klasické lokality na Bučníku. Z magurského flyše mimo uvedenou oblast zatím výskyt Cu-minerálů nebyl zaznamenán.



Obr. 1 - RTG-difrakční analýza malachitu ze zářezu potoka Mandát u Radějova ve srovnání s tabelovanými hodnotami malachitu (PDF1). Transmisní difraktometr STADI-P fy. STOE, záření CoK α , digitalizovaný záznam počítačem, výstup zpracován pomocí firemního software Visual X^{Pow}.

Z faciálně tektonického hlediska je kauberské souvrství u Radějova součástí hluckého vývoje bělokarpatké jednotky magurské skupiny příkrovů. Lokalita se nachází v zářezu potoka Mandát (v jeho pramenné oblasti) asi 750 m ssz. od vrcholu Zrúbence (kóta 555 m) ležícího na česko - slovenské hranici. Kauberské souvrství tvoří na s. svahu Zrúbence relativně široký pruh sevřený flyšovými sedimenty svodnického souvrství. Mocnost kauberského souvrství je v pruhu zmnohonásobena v důsledku tektonického opakování, jak bylo doloženo podrobným biostratigrafickým výzkumem.

Vlastní lokalitu představuje výchoz o rozsahu několika čtverečních metrů v nárazovém břehu potoka. Kauberské souvrství je zde tvořeno převážně rudohnědými nevápnitými jílovci s ojedinělými zelenošedými pásky a smouhami. Dvě silnější zelenošedé polohy obsahovaly tmavošedé až černošedé pásky, které je možno považovat za projev paleoceanografického anoxického eventu na hranici cenoman/turon. Tuto korelaci potvrzují výsledky studia aglutinovaných foraminifer (Švábenická et al. 1997). Vyšší poloha zelenošedých jílovců obsahovala v přímém nadloží černošedé vložky 2,5 cm mocnou lávku šedého laminovaného prachovce. Pukliny

v prachovci jsou pokryty souvislými povlaky limonitu, případně záteky rudohnědého jílu. Na puklinách v prachovci i na kluzných ploškách (ohlazech) nadložního zelenošedého prachovitého jílovce byly navíc pozorovány hojně zelené šupinkovité povlaky, jejichž barva napovídala, že může jít o sekundární minerál mědi.

Při prohlídce vzorků pod binokulárním mikroskopem bylo zjištěno, že šupinky minerálu jsou paprskovitými agregáty sytě zelené barvy. Malé množství zeleného minerálu bylo vyseparováno pro práškovou difrakční analýzu, která byla provedena na Katedře mineralogie, petrografie a geochemie Masarykovy univerzity v Brně. Analýza prokázala, že se jedná o prakticky čistý malachit (obr. 1). Malachit ze studované lokality je velmi pravděpodobně produktem zvětrání primárních Cu-sulfidů, vázaných nejspíše na tenkou vložku prachovce, který představuje na lokalitě nejhrubozišší horninu. Původ primárních Cu-sulfidů byl pravděpodobně hydrotermální. Nelze však rozhodnout, zda souvisel s možnými neogenními intruzemi vulkanitů (výskyty ani indicie neovulkanitů v okolí nejsou známy) nebo s procesy sorbce hydrotermálních roztoků během rané diagenese v křídě.

Literatura

- Černý, P. (1958): Propylitické rudní žíly a jejich nerosty od Komně u Bojkovic. - Geologický Sborník Slovenskej akademie vied, 9, 2, 300 - 323. Bratislava.
- Kruťa, T. (1954): Příspěvky k moravské topografické mineralogii V. - Časopis Moravského musea, Vědy přírodní, 39, 45 - 66. Brno.
- Kruťa, T. (1960): Příspěvky k moravské topografické mineralogii VIII. - Časopis Moravského musea, Vědy přírodní, 45, 5 - 24. Brno.
- Švábenická, L. - Bubík, M. - Krejčí, O. - Stráník, Z. (1997): Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura Group of nappes in Moravia (Czech Republic). - Geologica Carpathica 48, 3, 179 - 191. Bratislava.

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O NÁLEZU NEOGENNÍCH SEDIMENTŮ V OKOLÍ SLATINY (OKRES ZNOJMO)

Preliminary report on occurrence of Neogene deposits in the surroundings
of Slatina (district Znojmo)

Slavomír Nehyba¹, Milada Horáková²

¹ Katedra geologie a paleontologie PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

² J. Heyrovského 833/9, 674 01 Třebíč

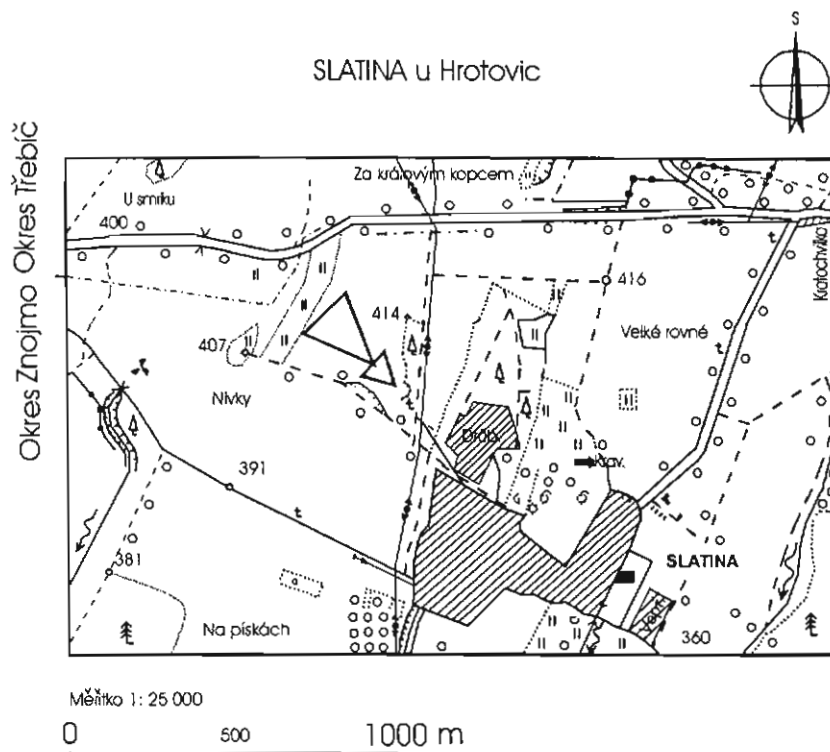
(34-11 Znojmo, 24-33 Moravský Krumlov)

Key words: Neogene deposits, Carpathian Foredeep, silicified wood

Širší okolí Moravských Budějovic a Třebíče na jihozápadní Moravě je známé výskyty nepříliš rozsáhlých těles písčitých či štěrkovitých sedimentů neogenního stáří. Jejich poznání má značný význam pro paleogeografické účely i pro řešení otázek strukturně-geologických, neboť lokality také dokládají neoidní pohyby krystalických jednotek Českého masivu. Tyto sedimenty pocházejí z řady depozičních prostředí a mají nejspíše i různou stratigrafickou pozici. Větší pozornost jim byla věnována především v rámci geologického mapování a při ložiskové prospekci, především vyhledávání štěrkopísku (Kameník 1977; Matějovská a kol. 1987; Nehyba 1992; Sýkora 1949; atd.). Mnohé lokality sloužily v minulosti jako místní zdroj především stavebního materiálu. Mimořádná pozornost je pak upřena na vltavínonosné sedimenty (Houzar - Trnka 1991; atd.). Řada prací je věnována marinním sedimentům,

představujícím relikt karpatské předhlubně jako Hostim, Nové Syrovce, Kralice nad Oslavou a Březník (Hladilová - Nehyba 1992; Hladilová - Hladíková - Nehyba 1992; Koutek 1971; Tejkal - Laštovička 1970; atd.). Ke známým lokalitám neogenních sedimentů má velké předpoklady se nově přiřadit lokalita Slatina, kde nebyly dosud tyto sedimenty popsány ani geologicky mapovány.

Nově zjištěné sedimenty terciérního stáří se nacházejí asi 0,5 km sz. od obce Slatina a jsou představovány především drobnou zcela zasucenou pískovnou, která sloužila ještě v první polovině tohoto století k příležitostné těžbě písku pro stavební účely. Lokalizace nálezu viz. obr. 1. Plošný rozsah neogenních sedimentů i jejich mocnost bude nutno stanovit detailním geologickým průzkumem. Na povrch zde vystupují především písčité štěrky, obsahující hojné valouny místních krystalinických hornin



Obr. 1 - Lokalizace výskytu neogenních sedimentů v okolí Slatiny.

(ruly, migmatity, eklogity, granulity). Nápadné je relativně dobré opracování i zaoblení valounů. Hojně zastoupeny jsou diskovité tvary. Klasy křemene nejsou příliš četné. Velikost valounů značně kolísá, běžné jsou klasy o průměru do 10 cm. Důležitým a v této oblasti naprosto ojedinělým zjištěním byl nález několika úlomků „prokřemenělého“ dřeva. Tento subangulární úlomek měl přibližné rozměry 15 x 10 x 10,5 cm. Na povrchu úlomku je přibližně 2 mm mocná zvětralá bělavá vrstva, pod níž je barva úlomku sytě světle hnědá až červenohnědá. Silicifikovaná dřevitá tkáň má nápadně jemnou strukturu, tloušťka „letokruhů“ je nižšího než milimetrového řádu. Jemná struktura dřevité tkáně je zcela odlišná od „prokřemenělých“ dřev nacházených v polohách tzv. postbadenských štěrků jižně a jihozápadně Brna (Ostopovice, Hajany).

V podloží štěrků byl zjištěn žlutohnědý jemnozrný písek, který je místy velmi dobře vytríděn. Na základě starších fotografií lze doložit horizontální vrstevnatost

v rámci sedimentů těžných v původní pískovně, podobně je fotograficky dokumentován i nález vápnité schránky měkkýše, pravděpodobně ulity gastropoda. Psamitické sedimenty makroskopicky obdobného charakteru byly zjištěny při inženýrských a vodohospodářských dílech i v prostoru obce Slatina, kde mají písčité polohy mocnost až několika metrů a leží přímo na krystaliniku. Celková mocnost neogenních sedimentů není v rámci pískovny známa. Rozsáhlé zasucení stěn těžebny prozatím nedovoluje podrobnější popis.

Uvedené skutečnosti dovoluují předpokládat, že lokalita Slatina by se mohla zařadit mezi další výskyty marinních sedimentů neogénu na jihozápadní Moravě a poskytnout tak cenné poznatky o vývoji zájmové oblasti v neogénu. Na lokalitě jsou plánovány technické průzkumné práce. Detailní petrografické, sedimentologické a další studium bude následovat.

Literatura

- Kameník, J. (1977): Závěrečná zpráva akce Třebíč - vybrané lokality. - MS, Archiv Geofond Praha.
- Koutek, J. (1971): Relikty třetihorních usazenin v širším okolí Třebíče. - Acta Musei Morav. Occidentalis Třebíč, 8; 37-46. Třebíč.
- Hladilová, Š. - Nehyba, S. (1992): Sedimentological and paleontological study of Tertiary sediments from Nové Syrovice (SW Moravia, Czechoslovakia). - Scripta Fac. Sci. Univ. Nat. Brun., 21 (Geology); 69-76. Brno.
- Hladilová, Š. - Hladíková, J. - Nehyba, S. (1992): Preliminary results of new investigations of Miocene sediments at Hostim (SW Moravia). - Knihovnička Zem. Plyn Nafta 15, 165-175. Hodonín.
- Houzar, S. - Trnka, M. (1991): Moravské vltavíny. - Brno.
- Matějovská, O. a kol. (1992): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, list 34-111 Višňové. - ÚÚG Praha.
- Nehyba, S. (1992): Terciérní sedimenty v okolí Vacenovic. - Acta Musei Morav. Occidentalis Třebíč, 19; 1-12. Třebíč.
- Sýkora, L. (1949): Pokryvné útvary na Českomoravské vysočině a jejich problémy. - Sbor. geol. Úst. ČSR, 16, 189-212. Praha.
- Tejkal, J. - Laštovička, Z. (1970): Nález miocenní fauny u Nových Syrovic na Moravskobudějovicku. - Vlastivěd. Sbor. Vysočiny, Odd. Věd přír., 4, 49-56. Jihlava.

K PROBLEMATICE KARPATU PŘED ČELEM ŽDÁNICKÉHO PŘÍKROVU JIHOVÝCHODNĚ OD BRNA

Notes on the Karpatian in front of the Ždánice Nappe south-east from Brno

Martin Netoušek¹, Rostislav Brzobohatý², Zdeněk Stráník³

¹Štěrkovny a pískovny Brno a. s., Příkop 15/17, 656 13 Brno

²Katedra geologie a paleontologie PFF MU v Brně, Kotlářská 2, 611 37 Brno

³Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(24–43 Šlapanice)

Key words: Carpathian Foredeep, Lower Miocene, sedimentology, micropaleontology

Úvod

Opuštěný lůmek ležící 550 m ssv. od kostela ve Zbýšově (20 km jv. od Brna) odkrývá profil nepříliš mocných miocenních sedimentů, jejichž vrstevní sled nemá v širším okolí karpatské předhlubně obdobu (obr. 1). Slepence na bázi profilu i výše ležící biodetritický vápenec jsou svým charakterem exotické. Nadložní vrstevnaté jíly jsou řazeny jednoznačně do karpátu (Čtyrský 1960; Stráník a kol. 1976; Brzobohatý a kol. 1987). Lokalita leží v karpatské předhlubni asi 1400 m před čelem flyšových příkrovů.

V letech 1995–97 studoval litologii, sedimentologii, stratigrafii a genezi těchto sedimentů ve vztahu k okolním sedimentům karpatské předhlubně Netoušek (1997).

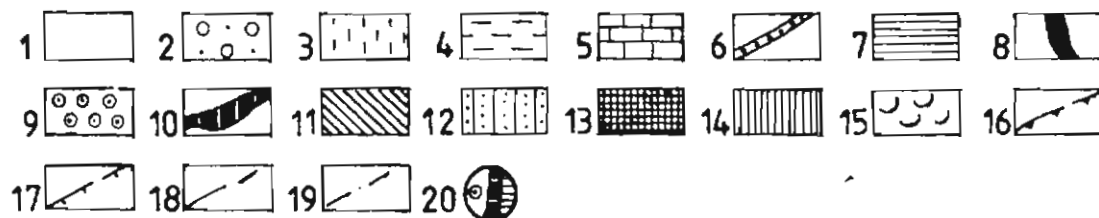
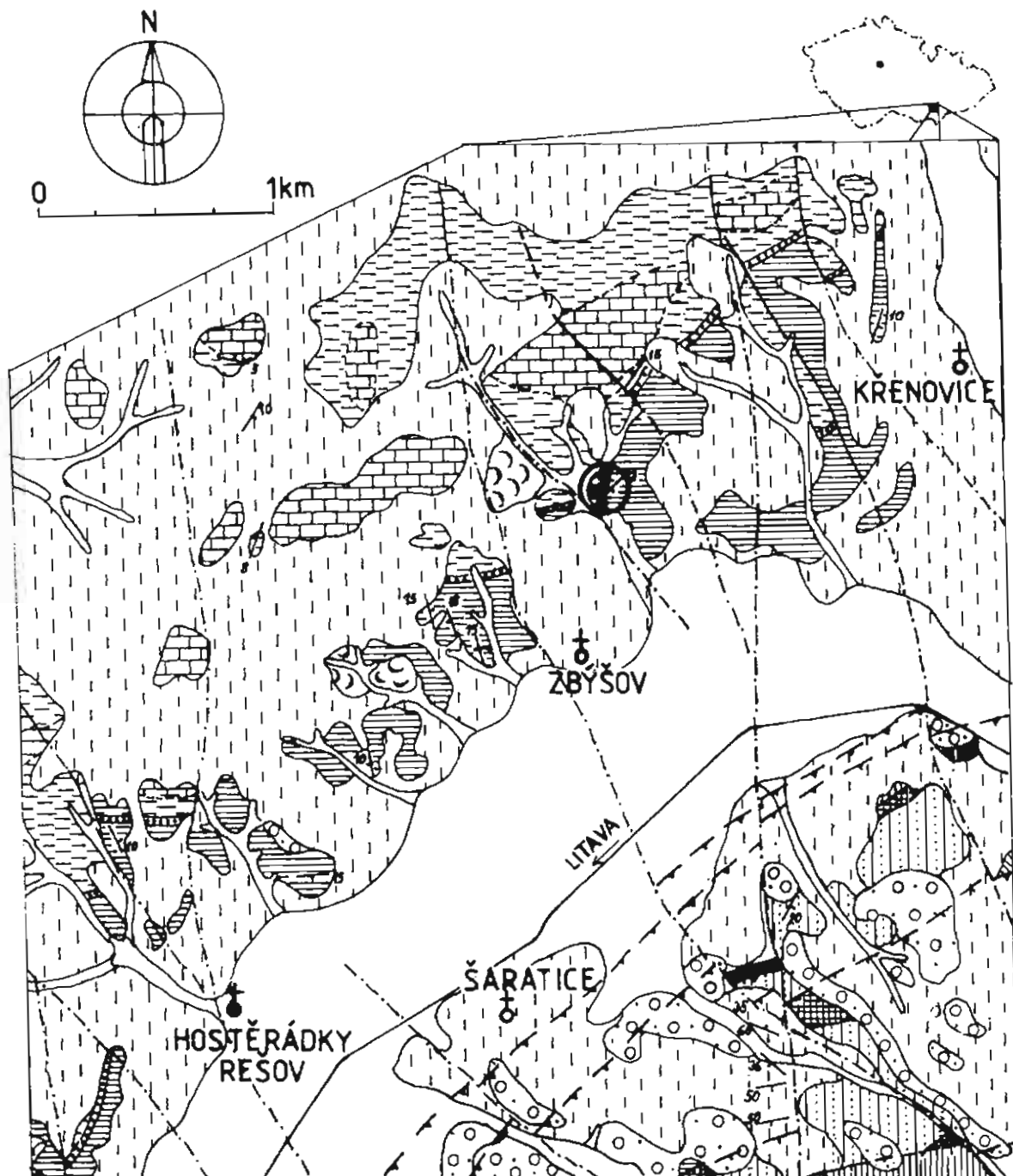
Litologie a stratigrafie

V profilu vystupuje v délce 4 m a mocnosti 2 m sekvence (Obr. 2), která je tvořena naspodu žlutohnědým petromiktním slepencem odkrytým v mocnosti 80 cm. Ve svrchní části slepence je v drobném erozivním korytě zachována maximálně 10 cm mocná poloha rezavě hnědého středně až hrubě zrnitého křemenného písku s valounky křemene a úlomky metamorfítů do 4 mm. Horní hranici slepence tvoří kalcikrusta s nepravidelnou mocností do 10 cm. Je místy dezintegrována a její úlomky se nacházejí spolu s úlomky schránek měkkýšů v nadložní 10 cm mocné vložce světle hnědých vápnitých jílovců. Postupným přibýváním úlomků měkkýšů schránek přecházejí vápnité jílovce do biodetritického vápence („lumachelový“ vápenec, Čtyrský 1960, Stráník a kol. 1976) dosahujícího místy mocnosti až 1 m. Jejich nadloží opět s neostrým přechodem tvoří tmavě hnědé vápnité vrstevnaté jíly místy s četnými úlomky měkkýší fauny (v odkryvu dosahují mocnosti max. 60 cm).

Petromiktní slepenec. Podpůrnou strukturu matrix, tvoří jemnozrný, žlutý až světle hnědý nebo místy rezavě hnědý, vápnitý, slabě zpevněný slídnatý pískovec. Na složení pojiva se nejvíce podílí křemen, živce a slídy jsou zastoupeny podřadně. Nebyly zjištěny žádné texturní znaky (vrstevnatost, imbrikace valounů apod.). Valouny slepence jsou chaoticky rozmístěné, velikostně netříděné, dobře až

velmi dobře opracované (zvláště u velmi odolných hornin), jejich průměrná velikost se pohybuje od 1 do 5 cm, u odolných hornin dosahuje až 20 cm. Ojedinelý valoun granulitu dosahuje 58 cm. Ve velmi pestrém valounovém složení dominují metamorfity (61 %) a křemen (12 %). Zastoupení sedimentů a vyvřelin je nižší (tab. 1). Metamorfity ukazují na provenienci z moldanubika, moravika a svratecké antiklinály. Ze sedimentů převládá světle šedý, silně slídnatý, vrstevnatý, rozpadavý a faunisticky sterilní pískovec. Dále se vyskytují tmavě šedé prachovce a černé vrstevnaté břidlice upomínající na devonské břidlice Dražanské vrchoviny. Ojedinelý valoun slabě písčitého jílovitého vápence poskytl zajímavý faunistický a floristický obsah (z foraminifer *Hedbergella* sp., neprůkazné gyroidiny, anomaliny a cibicidy, 3–4 komůrkové globigeriny s hrubou perforací, dále kalcifikované radiolárie, monaxony porifer, fragmenty mlžů, ojedinelé reliktů vápnitých dinoflagelát, *Cadosina* sp., *Pithonella* sp. etc.). Přítomnost křídových, paleogenních i neogenních prvků tethydniho či karpatského původu ukazuje na evidentní redepozici bez možnosti bližšího určení stáří a proveniencie valounu (J. Salaj, J. Řehánek - písemné sdělení). Magmatity jsou ve slepenci zastoupeny silně zvětralými granitoidy, které neumožňují bližší analýzu a srovnání. Ojedinelé byl zjištěn valoun ryolitu. Tato orientační valounová analýza svědčí o provenienci materiálu z Českého masivu. Granulometrická charakteristika písčité složky slepence (tvar kumulační křivky, koeficient vytřídění) a morfometrie valounů (tvarové třídy, tvarový poměr, OP index, koeficient plochosti, index zploštění, koeficient izometrie, sféricita, index zaoblení, koeficient zaoblení a další kritéria) svědčí o ukládání v lineárně proudícím prostředí říčního typu (Netoušek 1997). Všechny odebrané vzorky písčité složky na mikropaleontologické analýzy (výplavy, nanoplankton, pylová analýza) byly sterilní. V asociaci průhledných těžkých minerálů výrazně převažuje granát (přes 80 %) a podřadně se vyskytují především jen velmi odolné a stabilní minerály – zirkon, turmalin a rutil (tab. 2, obr. 3, obr. 4).

Jemnozrný rezavě hnědý písek vyplňující drobné erozivní koryto v nejvyšší poloze slepence je tvořen

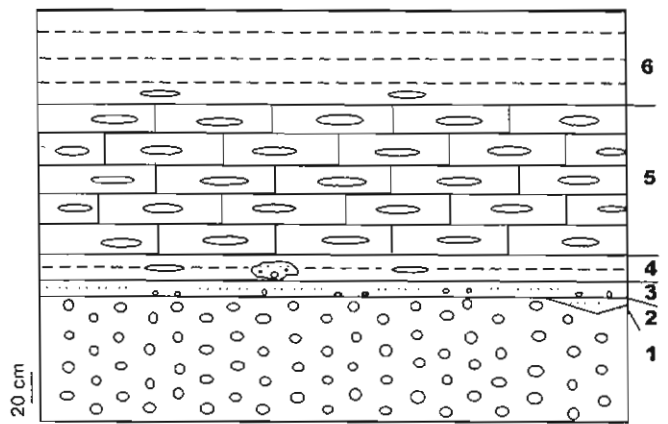


Obr. 1 - Geologická mapa okolí Zbýšova (výsek z listu M-33-106-D-a Újezd u Brna a 24-431 Šlapanice).
 Legenda: kvartér (1-3), 1 - fluvialní a deluviofluvialní písčito-hlinité sedimenty, 2 - fluvialní písčité štěrky (würm-mindel), 3 - spraše a sprašové hlíny (nečleněné); karpatská předhlubeň (4-9), 4 - vápnité jíly (tégly) spodního badenu, 5 - řasové vápence, písky a jíly spodního badenu, 6 - bazální klastika spodního badenu, 7 - vrstevnaté jíly a písky (šlíry) karpátu, 8 - biodetritické vápence karpátu, 9 - petromiktní slepence (karpátu ?); pouzdřanská jednotka (10-11), 10 - moutnické vápence (svrchní eocén - spodní oligocén), 11 - pouzdřanské souvrství (svrchní eocén - spodní oligocén); ždánická jednotka (12-14), 12 - ždánicko-hustopečské souvrství (eger), 13 - menilitové souvrství (oligocén), 14 - němčické souvrství (paleocén-spodní oligocén); 15 - sesuvy, 16 - linie příkrovů, 17 - přesmyk, 18 - zlom, 19 - zlom zakrytý, 20 - studovaný profil karpátu.

převážně křemenem (87 %), podřadně též živcem a muskovitem. Přítomny jsou i větší (do 4 mm) roztroušené drobné valounky fylitu, svoru a křemene. Složení těchto písků je shodné jako složení pojiva výše zmíněného slepence.

Kalcikrusta. Představuje nejvyšší polohu petromiktního slepence zpevněnou kalcitovým tmelem s hustou sítí žilek světlého karbonátu, místy zcela chybí. Tmel je podle rentgenografie tvořen kalcitem s příměsí manganu, který vyplnil polyfázově póry původního psamitu, jak vyplývá z luminiscenční mikroskopie. Spodní část této zpevněné polohy je zřetelně hrubozrnější. Spektrum průhledných těžkých minerálů odpovídá spektru písčité frakce petromiktního slepence.

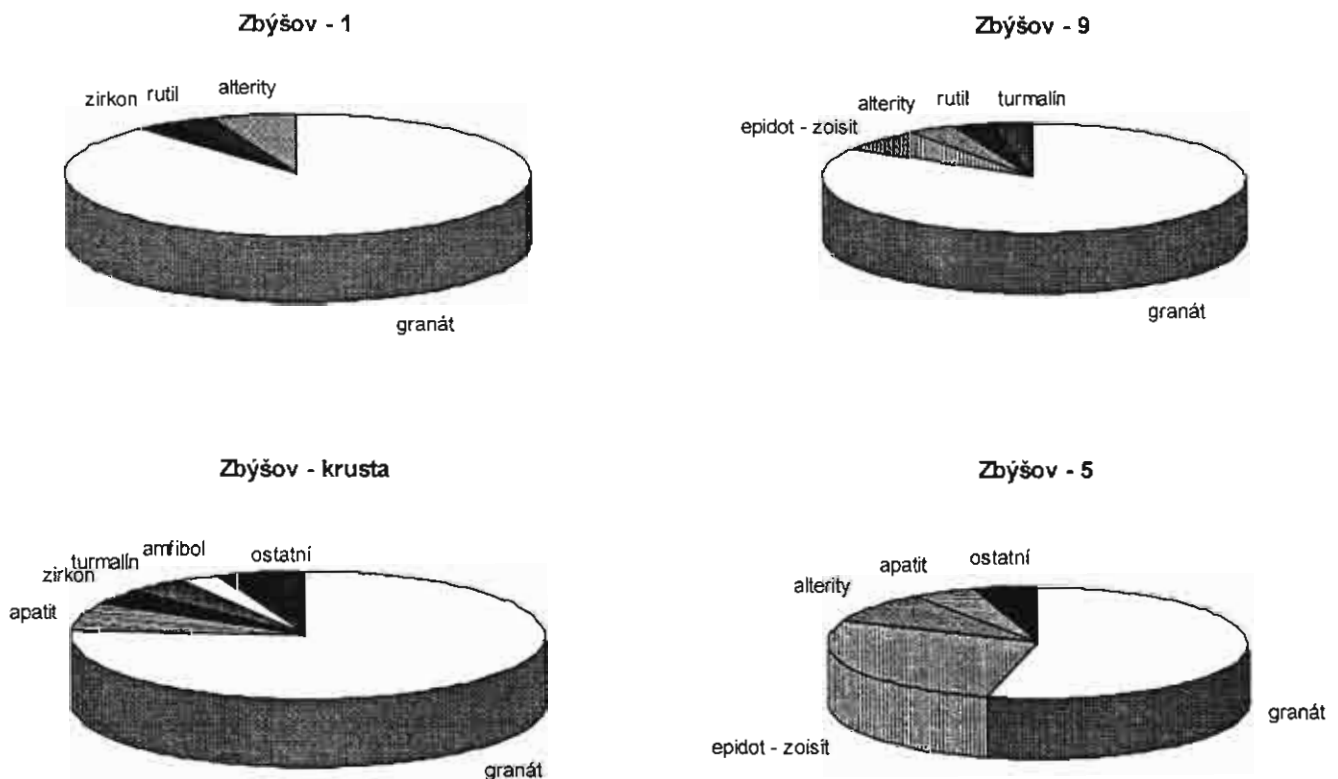
Světle hnědý vápnitý jílovec v nadloží je místy šedě smouhovaný a lupenitě rozpadavý. Jeho kontakt s podložním slepencem je erozivní, jak dokazují úlomky kalcikrusty v pelitickém materiálu. Směrem do nadloží v něm přibývají úlomky schránek měkkýšů. Obsahuje poměrně bohaté mikrofaunistické společenstvo foraminifer, úlomků ježovek, měkkýšů a šupin teleostei (určila P. Petrová). Foraminifera jsou v planktonní složce zastoupena především druhy *Globigerina ottangiensis* Rögl, *G. praebulloides* Blow, *G. div. sp.* Bentos tvoří mimo jiné *Melonis pompilioides* (F. et M.), *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Bulimina elongata elongata* d'Orb., *B. schischkinskaye* Sam., *Praeglobbulimina pyrula* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Hansenisca soldanii* (d'Orb.), *Stellarticulina* sp., *Neugeborina longiscata* (d'Orb.) a další. Nepřítomnost jehlic hub, uvigerin a diverzifikovaný bentos svědčí o stratigrafické příslušnosti tohoto společenstva k vyšší části „zóny I“ karpátu ve smyslu Cicha - Zapletalová (1974).



Obr. 2 - Schematický profil spodního miocénu u Zbýšova. 1 = petromiktní slepenc, 2 = jemnozrný rezavě hnědý pisek, 3 = kalcikrusta, 4 = světle hnědý vápnitý jílovec, 5 = biodetritický vápenec, 6 = tmavě hnědé vápnité vrstevnaté jily.

Četnost euryoxibiontních druhů i pyritová jádra především planktonních zástupců naznačují možnost kolísání kyslíku u dna již během sedimentace na rozhraní dysaerobních a aerobních podmínek. V asociaci průhledných těžkých minerálů převažuje granát, není však tak dominantní jako ve slepenci (obr. 3). Výrazný podíl tvoří i epidot-zoisit (26 %).

Biodetritický vápenec, postupně se vyvíjející přibýváním úlomků schránek měkkýšů z podloží, má v typickém vývoji ráz pelagického biomikritového vápence (packestone) s velmi malým obsahem klastů. Naznačená vrstevnatost vápence odpovídá orientaci vrstevnatosti podložních a nadložních pelitů. Asociace měkkýšů je



Obr. 3 - Průhledné těžké minerály některých členů studovaného profilu. Zbýšov-1 a 9 = petromiktní slepenc, Zbýšov-krusta = zpevněná poloha petromiktního slepence (kalcikrusta), Zbýšov-5 = světle hnědý vápnitý jílovec.

	počet valounů	procentuální zastoupení
křemen	20	12%
rula dvojslídňá až migmatit	38	24%
rula okatá	7	4%
granulit	26	16%
svor	10	6%
fylit	11	7%
metadropa	1	1%
metakvarcit	4	3%
prachovec	4	3%
břidlice černá	2	1%
vápenec	1	1%
pískovec	20	12%
aplit	1	1%
ryolit	1	1%
silně zvětralý granitoid	12	8%
celkový počet	158	100%

Tab. 1 - Orientační valounová analýza petromiktního slepenec lokality Zbýšov.

druhově chudá. Převažují hojné misky (někdy i sevřené) mlžů *Saxolucina belardiana* (Mayer), *Phacoides borealis* L. a *Mesodesma?* sp., v menší míře se vyskytují ulity malých gastropodů *Hinia* (*Uzita*) sp. Při původním zpracování byl tento vápenec interpretován jako skluzové těleso (Čtyroky 1960). Obdobná facie je známa pouze z karpátu v dobrovodské depresi v Pováží u Dobré Vody (Čtyroky 1959), v šakvické synklinále ždánické jednotky s. od Zaječí (Stráník a kol. 1982) a z karpátu Dolního Rakouska. Zvláště posledně jmenovaný výskyt („Sulzer Berg“ v. od Laa a. d. Thaya) zaujímá podobnou pozici v karpatské předhlubni těsně před čelem waschberského příkrovu (Grill 1969) jako výskyt u Zbýšova.

Tmavě hnědé vápnité vrstevnaté jíly. Vyuvíjejí se postupně přibýváním jílové složky z podložního vápence a představují šlirovou facii s bohatou mikrofaunou. Foraminifera jsou reprezentována diverzifikovaným bentosem s četnými bolivinami, buliminami, lentikulinami, stilostomelami, uvigerinami, pappinami aj. Globigerinový plankton nepřevyšuje třetinové zastoupení, časté jsou úlomky ostnů ježovek a schránek měkkýšů, vzácněji jsou přítomny otolity ryb rodu *Diaphus* a neurčitelné úlomky zubů a kostí teleostef (podrobnější seznamy druhů viz Brzobohatý a kol. 1987, Netoušek 1997). Stratigraficky odpovídá toto společenstvo „zóně II“ karpátu ve smyslu Cicha - Zapletalová (1974).

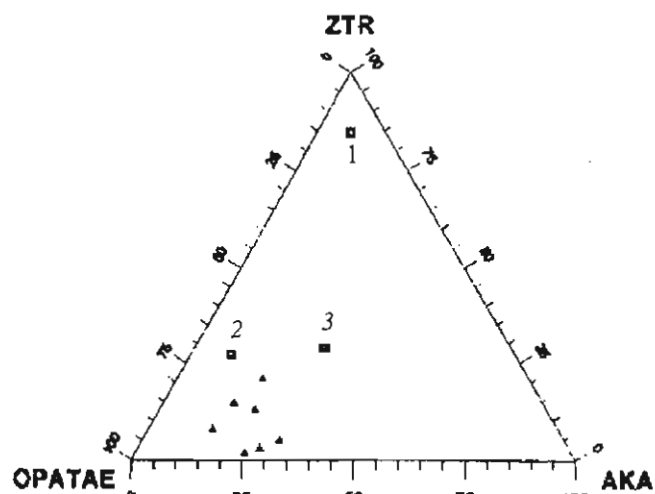
Interpretace a závěr

Složení valounů stejně jako jejich morfometrie a s ní spojená genetická interpretace odlišuje výrazně petromiktní slepenec profilu u Zbýšova od ostatních hrubozrnných klastik doložených v této části karpatské předhlubně (klastika eggenburgu a karpátu ve vrtech, spodního badenu a kvartéru vycházející na povrch - Stráník a kol. 1976). Úlomky kalcikrusty z nejvyšší části slepenec, které se vyskytují v nadložním světle hnědém vápnitém jílovcu, indikují erozivní styk a normální vrstevní sled. Pozvolné přechody tohoto jílovce (nižší karpát) do biodetritického vápence a tohoto vápence do nadložních tmavě hnědých vápnitých vrstevnatých jílu (vyšší karpát) pak dokládají nepřerušovanou sedimentaci této části profilu.

Petromiktní slepenec je složen převážně z materiálu

	Zb - 1	Zb - 9	Zb - krusta	Zb - 5
granát	88.00%	84.00%	76.00%	54.00%
zirkon	3.00%	0.00%	4.00%	0.00%
apatit	0.50%	0.50%	7.00%	5.00%
rutil	2.50%	2.50%	0.50%	2.00%
turmalín	0.00%	2.50%	4.00%	0.00%
epidot - zoisit	0.00%	6.00%	1.00%	26.00%
alterity	6.00%	3.50%	3.50%	9.00%
amfibol	0.00%	0.00%	3.00%	2.00%
kyanit	0.00%	0.50%	0.50%	2.00%
staurolit	0.00%	0.00%	0.50%	0.00%
titanit	0.00%	0.50%	0.00%	0.00%
sillimanit	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
celkem	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%
ZTR	5.50%	5.00%	8.50%	2.00%

Tab. 2 - Asociace průhledných těžkých minerálů. Zb-1 a 9 = petromiktní slepenec, Zb-krusta = kalcikrusta, Zb-5 = světle hnědý vápnitý jílovec.



Obr. 4 - Poměr skupin průhledných těžkých minerálů petromiktního slepenec u Zbýšova a klastik spodního badenu v širším okolí. 1, 2 = petromiktní slepenec, 3 = kalcikrusta, černé trojúhelníky = klastika spodního badenu. ZTR (zirkon, turmalín, rutil) = velmi stabilní minerály, AKA (andalusit, kyanit, apatit) = minerály méně odolné vůči transportu, OPATAE (olivín, pyroxén, amfibol, titanit, apatit, epidot) = minerály méně odolné vůči chemickému působení (zvětvávání, epidogeneze).

derivovaného z Českého masivu. Nejpravděpodobnější je resedimentace části jeho valounů z lulečských a račických slepenců kulmu (viz dobré opracování odolných hornin - křemen, metakvarcit, granulit a jejich společný výskyt s hominami málo odolnými - fylity, svory). Slepenec se uložil v prostředí s jednoznačně převládajícím lineárním prouděním (řeka, ? divočící řeka) buď v období mezi eggenburgem nebo eggenburg-ottangem a mořskou transgresí karpátu (vyšší části „zóny I“), nebo přímo v souvislosti s touto progradující transgresí. Asociace průhledných těžkých minerálů (převaha granátu) upozorňuje buď na dominanci zdroje (kulm), nebo na možnost spojení sedimentace tohoto slepenec s karpátem. Posledně uvedená alternativa je velmi pravděpodobná.

Sledovaný profil u Zbýšova představuje tedy ve

srovnání s okolní geologickou stavbou v mnoha ohledech faciální disjunkci. Rovněž úložné poměry vykazují jistou odlišnost. Sedimenty karpátu včetně petromiktního slepence upadají pod mírným úhlem k JV a to nejen ve studovaném profilu, ale i v umělé rýze z r. 1976 vzdálené asi 100 m severně. Sedimenty spodního badenu, odkryté rýhou závlahového systému asi 400 m severně od popisované

lokality (obr. 1), nasedají bazálními klastiky na šlíry karpátu a zapadají pod mírnými až středními úklony k SZ. Úložné poměry tak nasvědčují, že spodní miocén u Zbýšova byl silně tektonicky postižen tlakem karpatských příkrovů před spodním badenem. Vlastní výskyt studovaného faciálního vývoje může představovat i tektonický útržek vyvlečený příkrovem z vnitřnějších částí karpatské předhlubně.

Literatura

- Brzobohatý, R. a kol. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1: 25 000, list 24-431 Šlapanice. - MS, archiv Českého geologického ústavu. Praha.
- Cícha, I. - Zapletalová, I. (1974): Problémy stratigrafie mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. - Zem. Plyn Nafta, 19, 3: 453-460. Hodonín.
- Čtyroký, P. (1959): Zpráva o nálezů mořských měkkýšů ve svrchním helvetu u Dobré Vody v Malých Karpatech. - MS, archiv Českého geologického ústavu. Praha.
- Čtyroký, P. (1960): Měkkýší fauna ze Zbýšova u Brna. - MS, archiv Českého geologického ústavu. Praha.
- Grill, R. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte des Nordöstlichen Waldviertels und Blatt Gänsendorf. - Geologische Bundesanstalt. Wien.
- Netoušek, M. (1997): Karpat a baden před čelem ždánického příkrovu mezi Újezdem u Brna a Dražovicemi. - MS, diplomová práce, archiv Katedry geologie a paleontologie PFF MU. Brno.
- Stránil, Z. a kol. (1976): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1: 25 000, list 33-106-D-a Újezd u Brna. - MS, archiv Českého geologického ústavu. Praha.
- Stránil, Z. a kol. (1982): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25.000, list 34-214 Hustopeče. - MS, archiv Českého geologického ústavu. Brno.

KORELACE NĚKTERÝCH HV-VRTŮ NA ZÁKLADĚ FORAMINIFER V JIŽNÍ ČÁSTI KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ

Correlation of HV-boreholes in the south part of the Carpathian Foredeep on the basis of Foraminifers

Pavla Petrová

Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(34-11 Znojmo, 34-13 Dyjákovice, 34-14 Mikulov)

Key words: *Karpatian, Foraminifers, paleoecology, trend analyses*

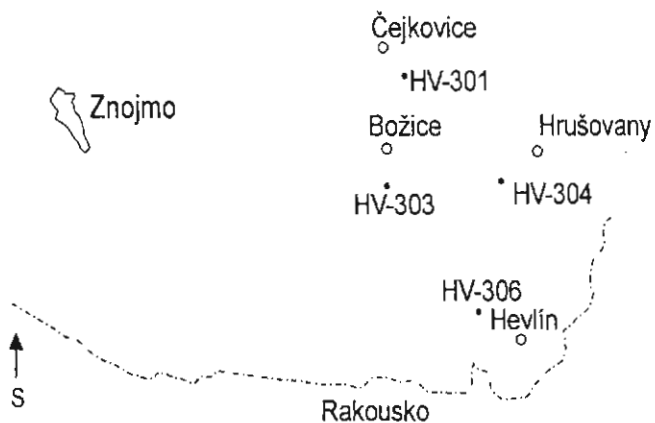
Pro mikropaleontologické studium jsem použila vzorky z vrtů HV-304 Hrušovany nad Jevišovkou a HV-306 Hevlín, popis společenstev z vrtů HV-301 Čejkovice a HV-303 Božice jsem převzala z dřívější práce Čtyroké (1979). Hydrogeologické vrty byly situovány v jihozápadní části karpatské předhlubně severně od hranic s Rakouskem východně od Znojma (obr. 1). Ve svých analýzách jsem se soustředila na sedimenty karpátu. Zpracovávala jsem vzorky z poloh šedých až šedohnědých středně vápnitých jílu s hojnými šupinkami muskovitu.

Získaná společenstva, čítající asi 300 jedinců, obsahovala kromě polohově hojných dírkovců také četné úlomky křemítych hub, úlomky ostnů ježovek, místy četné úlomky kostí kostnatých ryb a jejich šupin, řidčeji se vyskytovaly úlomky schránek měkkýšů, skořepatců, mechovek, radiolarie a pyritizované schránky centrických rozsivek. Schránky foraminifer byly dosti malé, nepřilíš dobře zachovalé, místy rozlámané. Kvantitativně nejvýznamnějšími rody se jevíly *Bolivina* div. sp., *Stilostomella* div. sp., *Bulimina* div. sp. a *Globigerina* div.

sp., jež se vyskytovaly ve více než 75 % vzorků. Velmi často se objevovaly rovněž taxony *Lenticulina div. sp.*, *Amphimorphina sp.*, *Praeglobobulimina div. sp.*, *Globocassidulina sp.*, *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Hansenisca soldanii* (d'Orb.) a *Hanzawaia boueana* (d'Orb.) s konstantností čítající více jak 50 %.

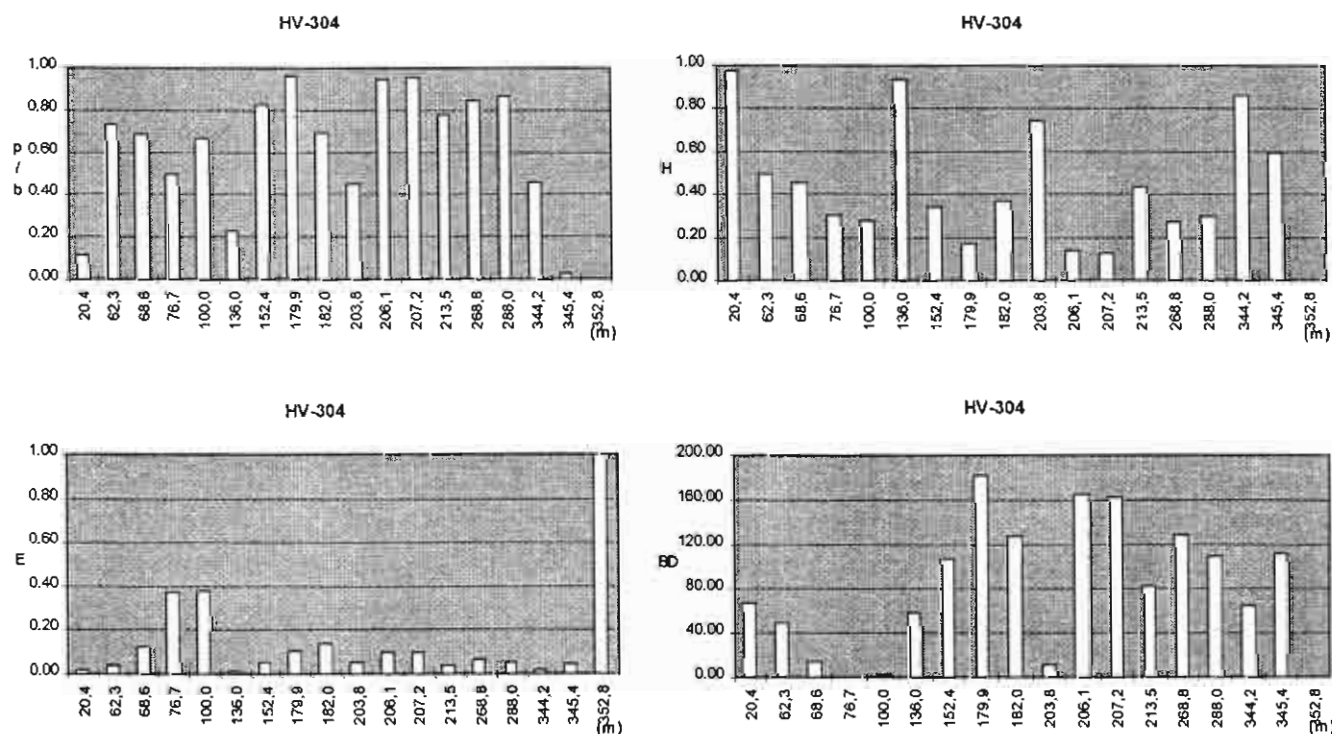
Pro účely paleoekologických analýz jsem sestrojila grafy procentuálního zastoupení jednotlivých rodů, grafy (obr. 2, 3) rodové diverzity podle Shannon-Weaverova vzorce, ekvitability (vyrovnanost společenstva), disperzity (vyjadřuje změny ve společenstvu) a poměru plankton/bentos (Holcová - Maslowská 1994).

Sedimenty z báze vrtu HV-304 m (352,8 m) náležejí k I. pásmu karpátu sensu Cicha a Zapletalová (1974), jsou v podstatě bezfosilní, obsahují pouze hojně úlomky kostí kostnatých ryb, zřídka se objevující planktonní foraminifery jsou pyritizované a rozlámané. Nadložní vzorky (od 345,4 m) a v podstatě celý profil vrtem HV-306 již řadím ke II. pásmu karpátu ve smyslu výše zmíněných autorů; kromě hojnější foraminiferové fauny se objevují úlomky ostnů ježovek, klesá zastoupení kostí kostnatých ryb. Zajímavá je vysoká četnost zástupců rodů *Stilostomella* a *Laevidentalina sp.* na bázi obou profilů. Nástup transgrese je doprovázen rozvojem planktonních foraminifer, zvláště rodu *Globigerina*. Maxima prohlubování jsou doložena ve vzorcích ze sedimentů z metráží 268-288 m, 206 m a 180 m (HV-304) a 220-150 m (HV-306), kdy se poměr planktonu ku bentosu pohyboval v rozmezí 75-95 %. Hlubokovodní prostředí je také dokumentováno výskytem pyritizovaných rozsivek a stopami pyritizace na schránkách foraminifer. Zastoupení jedinců euryoxybiontních rodů jako *Bolivina*, *Bulimina*, *Praeglobobulimina* a *Uvigerina* vykazujících 40-50 % četnost výskytu spolu s nízkými hodnotami

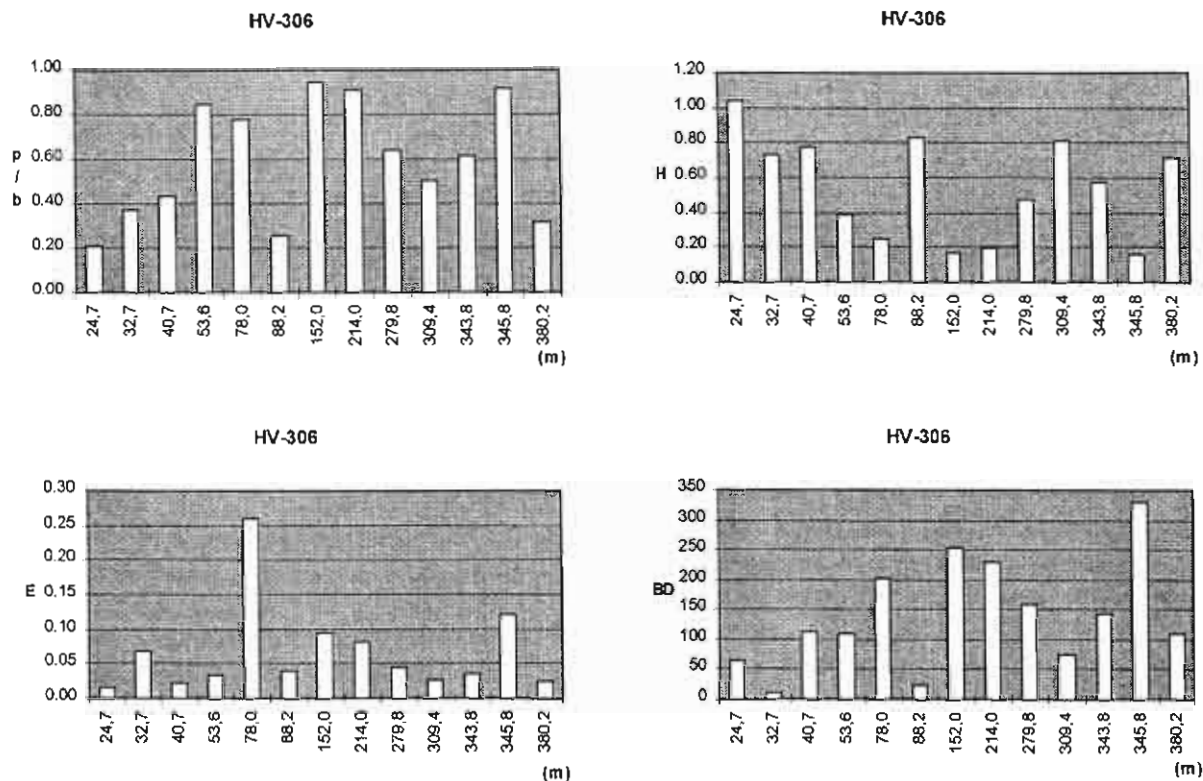


Obr. 1 - Situace studovaných vrtů (upraveno podle Brzobohatého 1980).

ekvitability indikují nevyrované společenstvo. V sedimentech odpovídajících metráží 136 m jsou poměrně hojně „karpatské uvigeriny“ jako *Uvigerina graciliformis* Papp & Turm, *U. uniseriata* Jedl., *U. semiornata* d'Orb., *U. gallowayi* Cush., *U. musticostata* LeRoy. Zhruba v úseku od 150 m se začínají hojněji objevovat zástupci mělkovodní fauny. Největší změnění je dokumentováno foraminiferami z nejsvrchnějších partií obou vrtů, v jejichž sedimentech se vyvinula typicky mělkovodní společenstva složená z úlomků měkkýšů, jehlic hub, rostlinné drti a taxonů *Heterolepa dutemplei* (d'Orb.), *Ammonia beccarii* (L.), *Valvulineria sp.*, *Hansenisca soldanii* (d'Orb.), *Bolivina div. sp.*; diverzita dosahuje maximálních hodnot v rámci všech hodnocených vzorků. Tyto výsledky odpovídají také závěrům Brzobohatého (1980).



Obr. 2 - Grafy poměru plankton/bentos (p/b), rod. diverzity (H), ekvitability (E) a disperzity (BD) sestrojovaných pro společenstva foraminifer ve vrtu HV-304 (statisticky neprůkazné vzorky z metráží HV-304: 68,6 m; 76,7 m; 100,0 m; 203,8 m; 352,8 m).



Obr. 3 - Grafy poměru plankton/bentos (p/b), rod. diverzity (H), ekvitality (E) a disperzity (BD) sestrojených pro společenstva foraminifer ve vrtu HV-306 (statisticky neprůkazné vzorky z metrží HV-306: 32,7 m; 78,0 m; 88,2 m).

Čtyřoká (1979) rozlišila ve vrtech HV-301 a HV-303 nepravidelně se střídající úseky s vysokou četností planktonních foraminifer, s velmi diverzifikovanou bentózní i planktonní faunou, a také polohy velmi ochuzené až sterilní se stopami pyritizace jak na schránkách, tak ve výplavech. Velmi častými taxony byly *Globigerina ottangiensis* (Rögl) a *Globigerina praebulloides* Blow. Vysoce diverzifikovaná společenstva jsou charakterizována převážně druhy *Uvigerina graciliformis* Papp & Turn., *Uvigerina multicostata* Le Roy, *Pappina brevisformis* (Papp & Turn.), *Bulimina affinis* dOrb., *Bulimina striata* dOrb., *Bulimina schischinskayae* (Sam.), *Bolivina hebes* MacFad., *Bolivina dilatata* Rss., *Hanzawaia boueana* (dOrb.), *Melonis pompilioides* (Ficht. & Moll.) a další. Společenstva přiřadila ke II. pásmu karpátu sensu Cicha a Zapletalová (1974). Na rozdíl od mnou studovaných profilů nebyla v žádném z těchto vrtů popisována typicky mělkovodní společenstva.

Závěr

Relativně bohatá společenstva byla přiřazena ke II. pásmu karpátu sensu Cicha a Zapletalová (1974). Polohově obsahují faunu velmi diverzifikovanou střídající se s polohami téměř sterilními. Vysokou četnost ve společenstvech jeví taxony tolerantní k obsahu kyslíku, jehož množství zřejmě kolísalo a celkově nevytvářelo příliš příznivé podmínky pro rozvoj fauny. Celou mocnost vrtů HV-304 a HV-306 je možno rozdělit na tři části: úsek transgresivní, úsek maximálního prohloubení s minimálními změlněními a konečně nejvyšší část - představující výrazné změlnění prostředí podporované maximálními hodnotami diverzity.

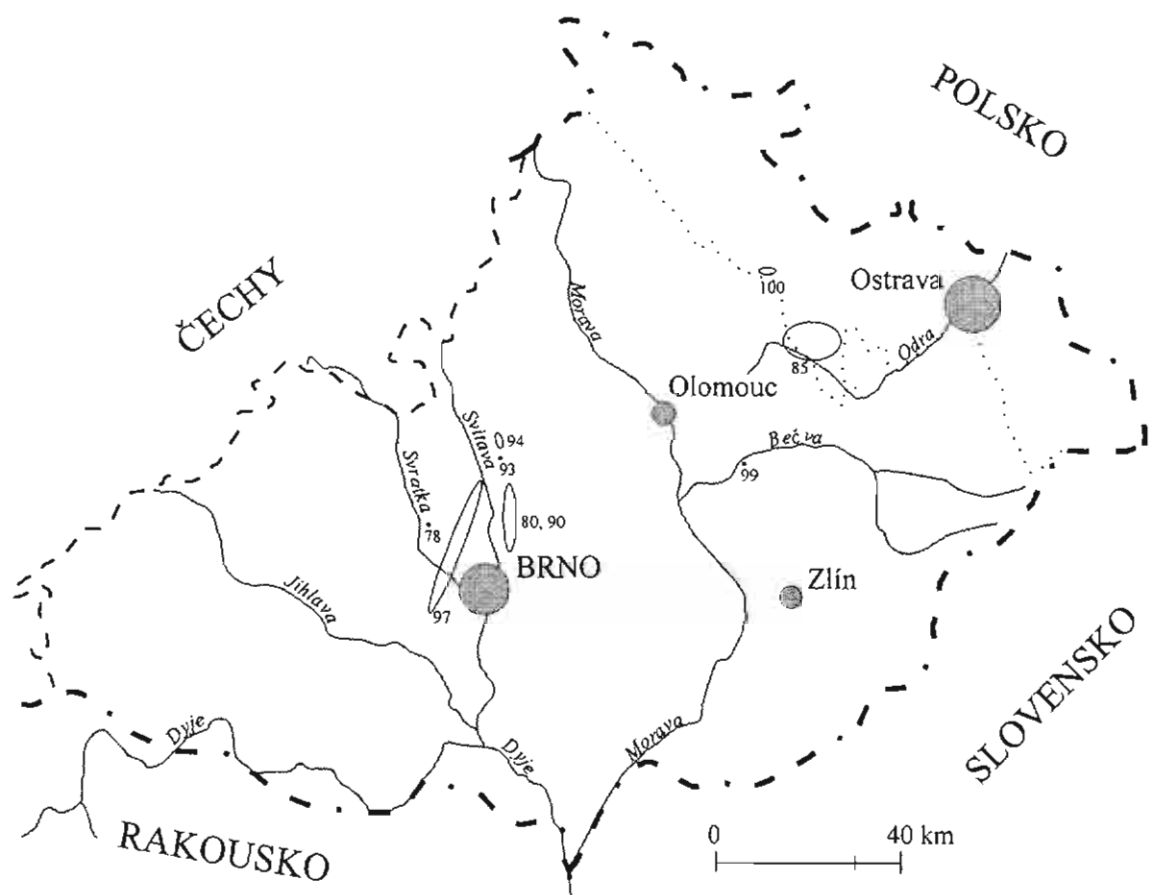
Na základě korelace všech výše zmiňovaných vrtů jsem vzhledem k absenci mělkovodních společenstev v sedimentech ve vrtech situovaných blíže k západnímu okraji karpatské předhlubně usoudila, že tyto mělkovodní sedimenty byly erodovány.

Literatura

- Brzobohatý, R. (1980): Mikrofauna některých hydrogeologických vrtů v jihozápadní části karpatské předhlubně na Moravě. - Zem. Plyn Nafta, XXV, 2, 153-160, Hodonín.
- Cicha, I. - Zapletalová I. (1974): Problémy stratigrafie mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. - Zem. Plyn Nafta, XIX, 3, 453-460, Hodonín.
- Čtyřoká, J. (1979): Mikrobiostratigrafie neogénu v průzkumných hydrogeologických vrtech Geotestu v jižní části karpatské předhlubně. - MS, archiv ČGÚ Praha.
- Holcová, K. - Maslowská, H. (1994): Štatistické metody v paleontologii. - Univerzita Komenského, Bratislava.

PALEOZOIKUM

PALAEOZOIC



PŘÍSPĚVEK KE GENEZI KRYSTALOVANÝCH KŘEMENŮ Z KVĚTNICE U TIŠNOVA

Contribution to the genesis of drusy quartz from Květnice Hill near Tišnov

Zdeněk Dolníček¹, Marek Slobodník²

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(24 - 32 Brno)

Key words: Moravicum, Devonian quartzites, quartz crystals, fluid inclusions

Výskyty krystalovaných křemenů (obecných křemenů, křišťálů, záhněd a ametystů) jsou v areálu Květnice známy z více míst. Hlavními lokalitami však zůstávají vrcholové partie Velké Skály, dále severovýchodní svah hlavního vrcholu Květnice a konečně vrchol a svahy Malé Skály (též Květnička). Ve všech případech je geologické podloží tvořeno slabě metamorfovanými kvarcity devonského stáří (facie Old Red). Charakteristickým rysem těchto hornin je značné postižení křehkou tektonikou, tj. přítomnost četných puklin a místy až tvorba brekcií.

K problematice geneze květnických křemenů se vyjádřilo v minulosti více autorů. Nejstarší zprávy pocházejí od Andréeho (1801, 1804 in Burkart 1953), který výskyty křemene spojuje s barytovými žilami, což E. Burkart sice odmítá, ale jinou hypotézu neuvádí. Zapletal (1925) popisuje drčené kvarcity, tmelené křemenem, jako tzv. „autigenní brekcie“. V kompendiu Bernarda a kol. (1981) jsou drúzy květnických křemenů uvedeny v kapitole o minerálech sedimentů. Dvořák - Skoček (1997) předpokládají vznik „křemenného středně až hrubě krystalického tmelu ... pokrytého drúzovými povlaky“ metasomatickým prokřemeněním evaporitových poloh při diagenézi. Mimo uvedené možnosti může být též uvažován syntektonický vznik dynamometamorfogenní cestou.

V souvislosti se studiem kalcit-barytových hydrotermálních žil (připravovaná diplomová práce prvního z autorů) byl rekognoskován terén jak na Květnici, tak na ostatních lokalitách květnického vývoje devonu v blízkém okolí Tišnova (Dřínová, Štěpánovice). Výskyty kvarcitů však na dalších lokalitách nově potvrzeny nebyly, i když např. z Dřínové jsou ve starších pracích uváděny (Kokta 1938).

Na Květnici jsou pukliny a dutiny v kvarcitech pokryty drúzami krystalovaného křemene. Přimo na horninu nasedá vrstvička bílého jemně až středně zrnitého

obecného křemene, až 3 mm mocná, tvořená protaženými krystalky orientovanými kolmo na stěnu dutiny. Mladší jsou značně hrubozrnější agregáty či krystaly křišťálu, ametystu a záhnědy. Největší krystaly mohou dosáhnout až 2 cm, běžná velikost je 0,5 cm. Je pro ně typická převaha ploch klenců nad prizmatem. Krystaly bývají pokryty mladšími minerály - hematitem, goethitem či jílovými minerály.

V lomu na Dřínové byl nalezen křemen jako součást výplně kalcit-barytových žil; jde tedy o křemen bezpečně hydrotermálního původu. Jedná se o křemen z mineralizační fáze nejmladšího skalenoedrického kalcitu. Je krystalizačně mladší než hlavní generace barytu. Většina jeho charakteristik je totožná s květnickými křemeny (drúzovitý vývoj, velikost a morfologie krystalů, barevné variety).

Z této shody lze tedy usuzovat, že vznik křemene na obou lokalitách je spojen s mineralizací barytových žil. Pro uvedenou možnost svědčí i další okolnosti. V křemeni z Dřínové byly např. zjištěny pevné inkluze hematitu ve formě zkroucených a korodovaných agregátů, které byly posléze potvrzeny i na Květnici. Společně s krystalovaným křemenem byly někdy na obou lokalitách nalezeny červeně zbarvené vrstvičky celistvého křemene s jemně rozptýleným hematitem. Spektrální analýzou tohoto materiálu z Velké Skály bylo mj. zjištěno i menší množství Sb, Pb, Cu či Ba, což je prvková asociace typická pro barytové žíly.

Pro detailnější posouzení genetických podmínek studovaných křemenů byly aplikovány metody homogenizace a kryometrie plynokapalných uzavření. Z Květnice byl studován vzorek záhnědy (krystaly až 8 mm) z drúzové dutiny v kvarcitech, v případě Dřínové se jednalo o vzorek křišťálu z kalcit-barytové žíly na třetím patře lomu. Ze vzorků byly zhotoveny standardní oboustranně leštěné preparáty (J. Povolný). Měření teplotních parametrů inkluzí bylo provedeno prvním autorem na PřF UK v Praze na mrazicím a zahřívacím stolku THMSG 600 firmy Linkam.

	velikost	F	TH	TF	TFM	TM	salinita	typ fluid
Květnice	12 - 25	0,9 - 0,5	110 - 200	-35 - -42	-20	-0,1 - -1,6	0,2 - 2,7	NaCl-H ₂ O
Dřínová	6 - 21	0,9 - 0,7	147 - 239	-38 - -41	-22	-0,7 - -1,8	1,2 - 3,1	NaCl-H ₂ O

Tab. 1 - Mikrotermometrické charakteristiky plynokapalných uzavření z křemene z Květnice a Dřínové. Velikost inkluzí je udána v mm, teplotní parametry ve °C, salinita v ekvivalentních váh. % NaCl. Výsvětlení symbolů v textu.

Mikrotermometrie křemene

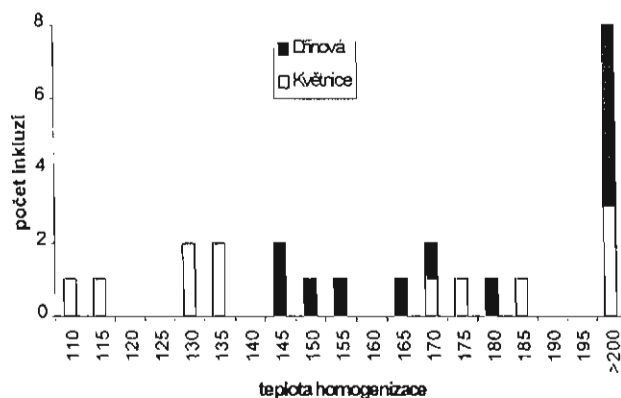
Výsledky mikrotermometrie jsou shrnuty v tab. 1. Na první pohled je zřejmá značná podobnost naměřených dat. Inkluze, přítomné v obou studovaných vzorcích, lze klasifikovat jako primárně-sekundární. Mají hlavně nepravidelný tvar, ale vyskytly se i dokonalé tzv. „negativní krystaly“ (Roedder 1984). Měřené inkluze dosahují velikosti 6 - 25 μm . Jsou přítomny jednak jednofázové uzavřeniny (pouze s kapalinou), které převažují, jednak dvofázové (kapalina + plyn). Stupeň zaplnění inkluzí (F) odpovídá poměru kapalina / plyn a kolísá mezi hodnotami 0,9 a 0,5 (což je 10 až 50 % obj. plynné fáze).

Teploty homogenizace (obr. 1, T_H) dvofázových inkluzí široce kolísají mezi 110 a 239 °C (teploty nad 200 °C nebyly většinou už měřeny). U inkluzí s vysokým podílem plynné fáze se bublina při zahřívání vůbec nemění. Přítomnost jednofázových kapalných inkluzí naproti tomu indikuje teplotu vzniku pod 50 °C (Reynolds - Goldstein 1990). Společný výskyt kapalných a plynokapalných uzavřenin se značně kolísajícím poměrem plynné a kapalné fáze lze vysvětlit procesem zaškrcování (necking-down), který postihl původní dvofázové inkluze. V důsledku těchto změn nelze tedy zcela přesně stanovit teplotu vzniku křemene, je možno ji pouze odhadnout na menší než 100 °C (tj. mezi 50 a 100 °C).

Při kryometrických měřeních inkluze zamrzají při teplotách -35 až -42 °C (T_F). Při následném pomalém zahřívání zamrzlých inkluzí se první kapalina objevuje při asi -20 °C (T_{FM}), což dokládá přítomnost fluid $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (Benešová - Ďurišová 1980). Tání poslední pevné fáze, již byl led, proběhlo v intervalu -0,1 až -1,8 °C (T_M). Uvedené hodnoty teplot tání ledu odpovídají velmi nízké koncentraci rozpuštěných solí, pouze 0,2 - 3,1 váh. % NaCl ekv. (Roedder 1984) a alespoň částečně meteorickému původu fluid.

Diskuse a závěr

1) Vznik křemenných drúz sedimentární či diagenetickou cestou je na základě zjištěných poznatků nepravděpodobný. Při uvažovaných podmínkách vzniku (sedimentace v prostředí sebchy, diagenetické nahrazování evaporitů křemenem, Dvořák - Skoček 1997) by musely být plynokapalné uzavřeniny vyplněny vysoce salinními roztoky (až přes 20 % rozpuštěných solí). Metasomatickému vzniku křemene nenasvědčují ani výsledky katodo-



Obr. 1 - Histogram homogenizačních teplot inkluzí v křemeni ze studovaných lokalit.

luminiscenční mikroskopie, při níž byla zjištěna detailní růstová zonálnost, typická pro krystalizaci do volných dutin. I při nekompetentním chování kvarcitů můžeme jen těžko předpokládat, že by takové množství otevřených dutin „přežilo“ následnou (byť slabou) metamorfózu.

2) Málo pravděpodobný je i model metamorfogenního vzniku. Studium plynokapalných uzavřenin tuto možnost sice nevylučuje, ale ani nepotvrzuje. Kromě toho byly v kvarcitech zjištěny čočky a žíly jemnozrnného šedobílého křemene bez dutin, jejichž dynamometamorfně-sekreční původ je zřejmý.

3) Nejpravděpodobnější je souvislost s mineralizací barytových žil. Nasvědčují tomu i výsledky studia plynokapalných uzavřenin, které dobře zapadají do celkového schématu vývoje teploty a salinity hydrotermálních fluid, z nichž žíly vznikaly. Křemen patří do jedné z posledních fází mineralizace, kdy stoupal podíl meteorické vody v hydrotermálním systému a rychle klesala salinita roztoku. Při průchodu hydrotermálních fluid přes intenzivně rozpukané kvarcify mohlo snadno dojít ke vzniku přesycení (Faimon 1998) a následné krystalizaci křemene ve volných dutinách.

Tyto závěry podporují také analogické metasomatické stavby křemene, které jsou v okolí Lažánek a Maršova. Silicifikace zde postihuje původní hominy, často karbonáty, za vzniku metasomatických silicitů. Běžné jsou drúzovité křemeny (křišťál, záhněda) ve vyloužených dutinách. Vznik této křemenné mineralizace má velmi pravděpodobně genetický vztah k okolním hydrotermálním výskytům polymetalické mineralizace (Češková 1978).

Literatura

- Benešová, Z. - Ďurišová, J. (1980): Plynokapalné uzavřeniny a jejich význam pro geologii. - Výzk. Práce Ústř. Úst. geol. Praha.
- Bernard, J. H. a kol. (1981): Mineralogie Československa. - Academia. Praha.
- Burkart, E. (1953): Mährens Minerale und ihre Literatur. - Nakl. ČSAV. Praha.
- Češková, L. (1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. - Folia přírodověd. Fak. UJEP v Brně, Geol. 31, 19, 3, 5 - 101. Brno.
- Dvořák, J. - Skoček, V. (1997): Evidence of the coastal sabkha in the Early Devonian sequence at Tišnov: Western Moravia. - Věst. Čes. geol. Úst., 72, 3, 273 - 276. Praha.
- Faimon, J. (1998): Má rozpouštění „nových povrchů“ geochemický význam? - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, V, 97 - 98. Brno.

- Kokta, J. (1938): Zpráva o výzkumu barytových žil v okolí Tišnova. - MS Geofond Praha.
 Reynolds, J. - Goldstein, R. (1990): Systematics of fluid inclusions in authigenic minerals and applications in a sedimentary basin analysis.-83 stran. Short course at the University of Manchester.
 Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. - Reviews in mineralogy, 12. Washington.
 Zapletal, K. (1933): Brekcie tmelené krystaly křemene na Tišovsku. - Od Horácka k Podyjí, 10, 158 - 160. Znojmo.

KONCEPCE DEVONSKÝCH OSTROVNÍCH ELEVACÍ A VÝVOJ POROZIT V MACOŠSKÉM SOUVRSTVÍ

Philosophy of the Devonian insular elevations (DIE) and evolution of porosity in the Macocha Formation

Jindřich Hladil

Geologický ústav Akademie věd ČR, Rozvojová 135, 169 05 Praha 6 - Suchdol, e-mail: hladil@gli.cas.cz

Key words: Carbonates, reefs, islands, circulation of pore fluids, porosity, diagenesis, prospect of oil- or gas-traps, Devonian, SE slopes of Bohemian Massif

Abstract. A series of low islands separated the main part of the Early to Middle Devonian carbonate platform from a very shallow part of saline nearshore (Carpathian subcrops, eastern Moravia). Several kilometers large islands of this type were tectonically buttressed by elevated blocks of crystalline basement and the thickness of their carbonate cover was never high. The Mesozoic-Tertiary secondary porosity (5-20 v.%) is limited to the limbs of these islands. However, young dissolution is strictly confined to high-contrast rock fabric, e.g. breccias, or multiple paleokarst, dolomitization and silicification structures. These structures are products of strong diagenetical changes on the peripheries of the Devonian islands and reflect variety of superimposed events from Givetian/Frasnian to early/middle Visean, mainly the Famennian and Tournaisian glacioeustatic lowstands. Temperature- and density-controlled circulations of pore fluids resulted in a pattern with many steep and fluctuating gradients and caused strong diagenetical changes of the carbonate rocks.

Present definition of these Devonian insular elevations yields a new prospect for possible oil and gas traps. There is a paradox in the eastern Moravian subsurface, which contrasts with experience from many normal basins: Thin parts of the carbonate complex are very promising, whereas the continuous investigation of „stratigraphical reefs“ does not have any importance for collectors or traps. These thick parts of the carbonate complex consist of well-bedded low-porosity rocks, where numerous organic-bearing micrite banks with dissolution-residue membranes considerably blocked any exchange of fluids and thus the observed porosity drop deep below 2%-level.

Historie

Vyhledávací práce na ropu a plyn v paleozoickém podloží Západních Karpat na Moravě, v letech 1960-1990 zohledňovaly jako příznivé příznaky zejména přítomnost morfologických elevací na povrchu karbonátů současně se zvýšenou mocností karbonátových souvrství. Optimálním objektem byl tzv. stratigrafický rif. Tato koncepce se však po několika desítkách neúspěšných vrtů (z hlediska macošského souvrství a kolektorů) dostala v 80. letech do krize, ačkoliv se dříve osvědčila u velkých ložisek v Albertě nebo přikaspické pánvi.

Krize se projevila hledáním alternativ. Jednak bylo možné rozšířit výzkumy směrem dovnitř zkoumaného pásma, tj. směrem k variským příkrovům, kde mohou být méně tepelně přeměněné a ještě slabě produkující

paleozoické sedimenty tektonicky překryty více přeměněnými a méně propustnými horninami. Tato geologická situace byla prokázána vrtem Potštát-1, ale přesto byl tento směr již v r. 1990 považován za sporný a to ze dvou důvodů: pro otevření potenciálních pastí neogenními zlomy a malou pravděpodobnost přítomnosti dobrých zdrojových hornin.

Druhým směrem, vyvíjeným od r. 1986, byly úvahy směřující ke ztenčeným okrajům macošského souvrství, které vykrytalizovaly v tzv. koncepci devonských ostrovních elevací nastíněnou a doloženou na příkladě oblasti Krásné v r. 1994. Změna v koncepci byla dosti podstatná, neboť perspektivní kolektory (horniny se zvýšenou pórovitostí schopné akumulovat ropu a plyn) nemusejí být vázány pouze na elevace karbonátových hornin kryté jílovými nebo jinými nepropustnými vrstvami,

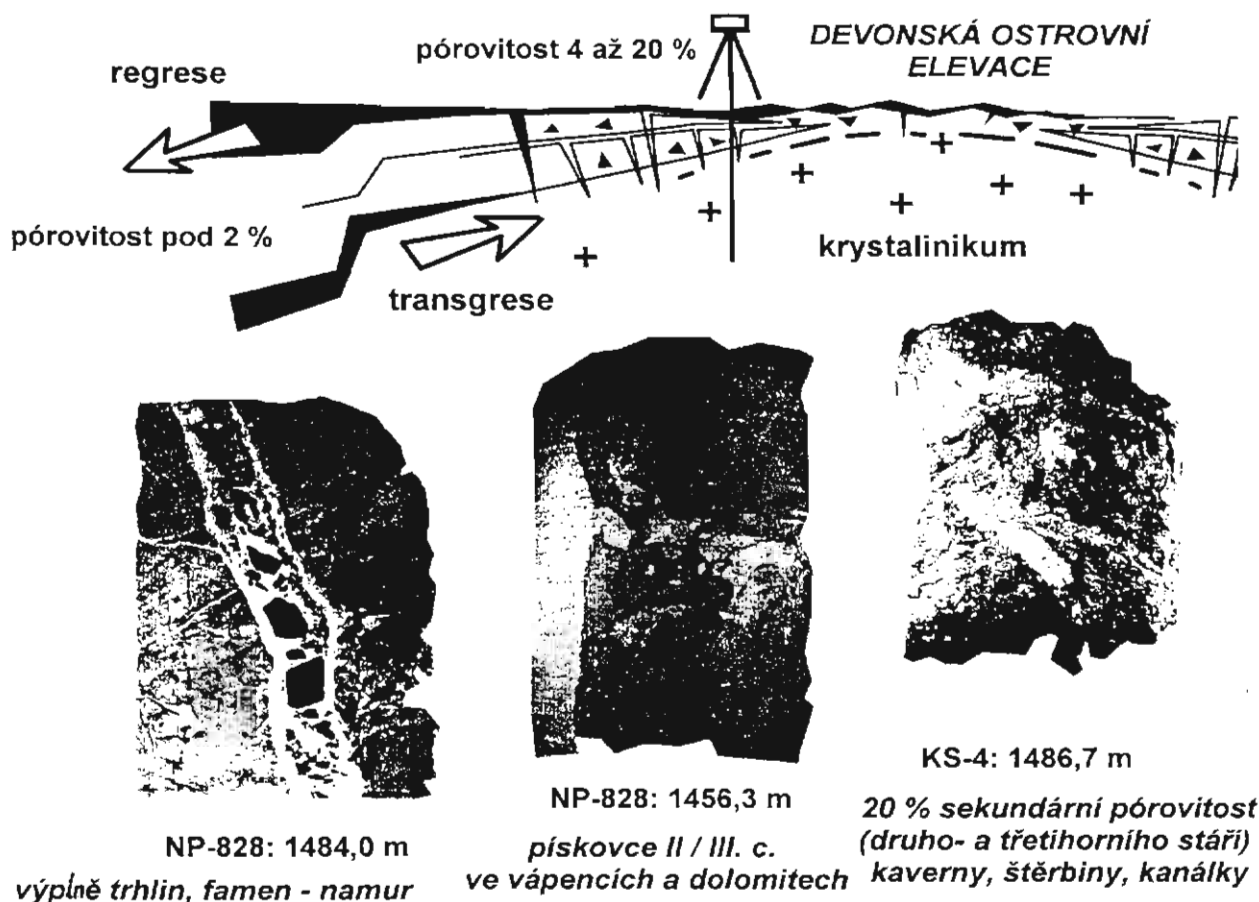
nýbrž se mohou vyskytovat jako šikmo uložená čočkovitá nebo klínovitá tělesa v rámci ukloněných souvrství karbonátů. Mohou být těsněna velmi nepropustnými, jemně rekrystalovanými a masivními vápenci, nebo naopak velmi dobře zvrstvenými kompakty, v nichž mají mnohonásobně se opakující membrány nerozpustného rezidua rovněž značný těsnící účinek. Tato pórovitá tělesa mají především své stratigrafické a diagenetické určení, daleko méně však strukturní, a jsou proto nazývána, zachycují-li ropu nebo plyn, nestrukturními pastmi.

Existence diageneticky podmíněných, tzv. nestrukturních pastí byla v devonských karbonátových komplexech ve světě obecně rozvíjena už od r. 1975 a do obecné teorie byla zavedena Longmanem (1981). M.W. Longman se opíral zejména o zkušenosti s pastmi v pánvi Williston v Dakotě. Z hlediska velkých facií měla v době sedimentace tato pánev ve wyomingském evaporitovém šelfu podobné sedimentační podmínky, jako lze vyvozovat ze sedimentárních staveb a diagenetických přeměn na východních okrajích macošského souvrství jv. od Ostravy. Devonské karbonátové sedimenty v obou případech tvoří transgresně a regresně posunuté klíny ztenčující se směrem k elevacím, a jejich občasné vnořování, spolu s dosahem ostrovních a smíšených pórových vod, umožnilo vznik nehomogenních a pórovitých diagenetických struktur.

Nástroji použitými pro vymezení synsedimentárních devonských ostrovních elevací na východě a jihovýchodě

Moravy jsou (1) analýza cyklicity sedimentů a (2) podrobný faciální výzkum spojený se (3) stratigrafickou korelací, které ústí v sestavení (4) mnohavrstevných faciálních map pro jednotlivá období transgrese, maximální výšky mořské hladiny a regrese.

Z faciálních map rámcově vyplývá, že pruh občasné se vnořujících plošin a ostrovů se táhne přes okolí Krásné jv. od Ostravy směrem na JZ, hlouběji do podloží flyšových Západních Karpat na Moravě. Údaje týkající se obrysů, rozměrů, hloubky, stratigrafie a horninového složení těchto ostrovních elevací byly zahrnuty do řady podrobných zpráv a mapových zobrazení, v nichž se zobrazují jednotlivé etapy výzkumu (naposledy viz Hladil et al. 1998). Význam potenciálních i skutečně ověřených kolektorů (ložisko Krásná) má tento pruh proto, že se v těchto místech současně objevují všechny pozitivní faktory: (A) klínovité snižování mocnosti macošského souvrství, (B) menší pohřbení nadložními sedimenty nebo tektonickými šupinami, (C) přítomnost již devonského krasování a (D) silné zvětrávání na konci paleozoika a počátkem mezozoika. Struktura Krásné byla dostižena vrty již koncem sedmdesátých let v rámci vyhledávání prostých elevací na povrchu karbonátů. Rozpoznání částečného překryvu dnešní elevace se synsedimentární ostrovní elevací a zejména orientace k možnostem nestrukturních diageneticky podmíněných pastí, spolu s odmítnutím stratigrafických rifů, jak byly provrtány např. vrtem VM-1 Krhová, začíná však až od r. 1988.



Obr. 1 - Ostrovní elevace: primární ztenčování souvrství karbonátových sedimentů a zvětšování nehomogenity hornin a tudíž i jejich sekundární pórovitosti směrem k synsedimentární elevaci.

Ostrovní elevace

Jak tedy devonské ostrovní elevace v rámci macošského souvrství vypadaly a jaký měly vývoj a vlastnosti?

Ostrovní elevace jsou lemovány ztenčením celého karbonátového komplexu z původních několika set metrů (250-1100m) na pouhých několik desítek metrů až k nule. Zatímco celé macošské souvrství v místech své největší mocnosti má stratigrafické rozpětí od eifelu do svrchního frasnú (ojedinele snad až do spodního famenu), lemy ostrovních elevací obsahují jen krátké stratigrafické úseky ze středního givetu nebo spodního frasnú, neboť během ostatních jsou hiáty - přetržky v sedimentaci. S těmito hiáty souvisí vznik brekcií a paleokrasu, jež zvyšovaly látkovou a strukturální nesourodost karbonátů a podmiňovaly vznik pozdějších sekundárních porozit. Právě dosah pouze největších transgresních posunů facií, resp. eustatických zvýšení hladiny, dokládá synsedimentární charakter takovýchto elevací (obr.1), protože existují i jiné případy ztenčení macošského souvrství, např. šikmým erozním seříznutím jeho povrchu, nebo schodovitě upořádanými mladšími zlomy v kombinaci s denudací macošského souvrství, které však nemají s pojmem devonské ostrovní elevace nic společného a představují vlastně erozní okna v macošském souvrství (většinou mesozoická, např. části zlomového pásma Hané, nebo při zlomech u Nítkovic a Žarošic).

Pro ostrovní elevace je typický výskyt mezi hlavní částí karbonátových plošin (lagun a bioherm) na SZ a velmi mělkou částí plošin (lagun a salin) na příhraničním JV. Toto změlnění není přitom zcela jednoznačně jednostranné, tj. od SZ na JV, protože spodnofrasnské útesové mikrofacie a přítomnost korála *Alveolites suborbicularis* v nejvýchodnějším vrtnu Písek-1 u Jablůnkova ukazují na prohlubování pánve, alespoň v této části, i na druhou stranu, tj. k V. Ostrovní elevace jsou zpravidla tvarovány jako tabulovité plošiny nebo ostrovy o rozměrech ca. 2-8 km. Jejich svahy byly poměrně strmé, ca. 5-15° (max. 50°), ale již v hloubce několika desítek metrů (20-70 m) se zmírňovaly na 1,5° až běžnými metodami nezjistitelný sklon dna. Protože známá elevace Krásné a většina projektovaných analogií leží mezi hlubší a mělkými částmi lagun při západním okraji celého souboru elevací, byly svahy těchto elevací orientované dnes na západ poněkud vyšší než svahy východní.

Diagenetické změny karbonátových hornin na vrtných profilech přes ostrovní elevace ukazují, že na vnitřní části plató byly horniny přeměněny ve vadózních podmínkách, přičemž nápadné jsou vodorovné, či mírně ukloněné zóny rozpouštění a tmelení (cementace). Svrchní vnitřní část ostrovní elevace měla sladkou pórovou vodu, což dokládají tomu odpovídající výplně kalcitu objevující se na mořských tmelech, nebo naopak na zavěšených (pendantních) tmelech z vadózního prostředí. Tato sladká voda mohla být dešťového nebo snad částečně i kondenzačního původu. V nejvyšších částech úbočí elevace byly dokumentovány až podevonsky sedimentem zaplňované a tmelem zarůstající kavernózní porozity a

ploché štěrbinové speleothémy s výraznými alteracemi karbonátu při povrchu dutiny (včetně dolomitizace a silicifikace).

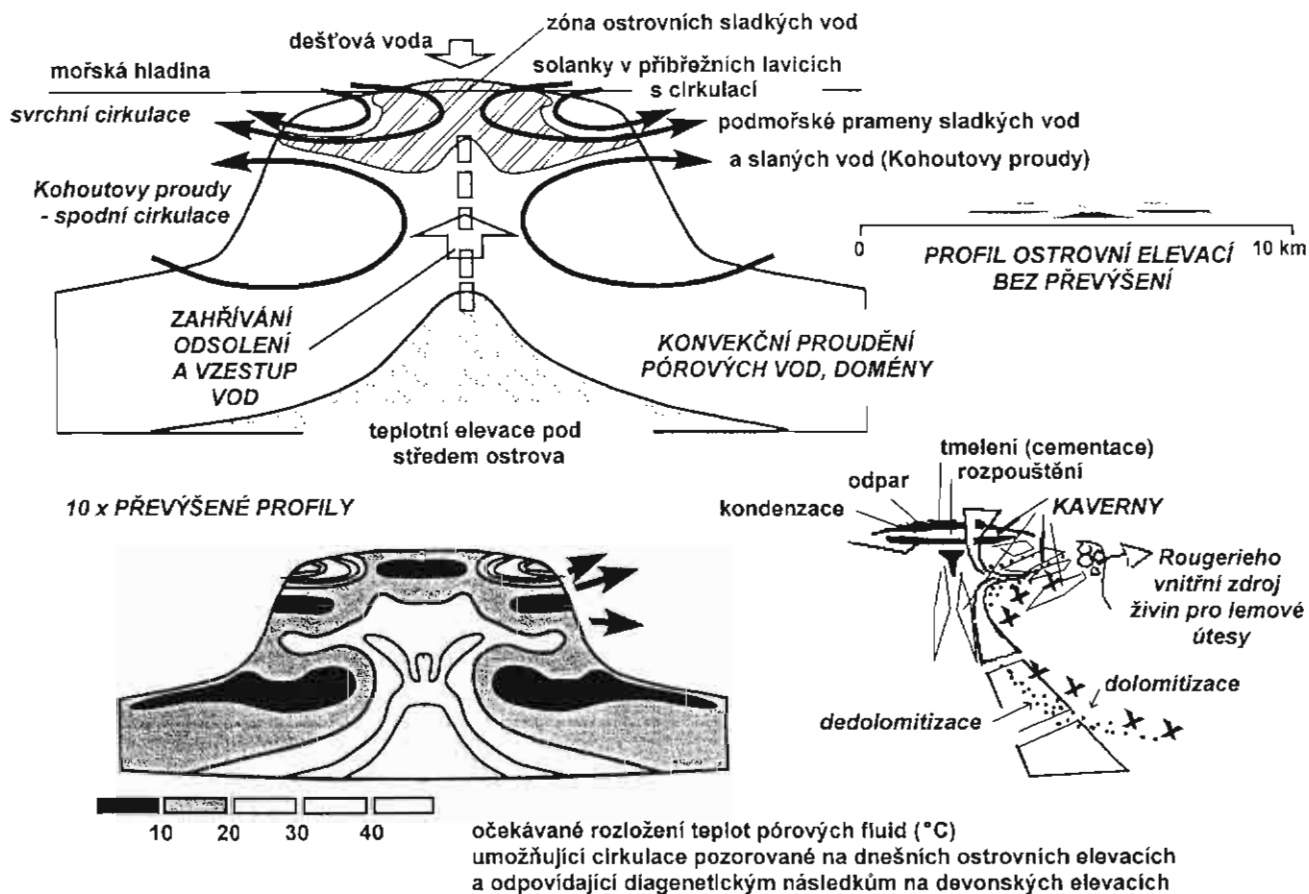
Tyto štěrbinové speleothémy jsou takřka identické s vývěry horkých, těžkých hypersalinních vod, které jsem sledoval v r. 1994 na ostrovních elevacích v Rudém moři (nepublikováno). Toto proudění bývá nezvykle intenzivní a rychlé, má denní oscilace a probíhá pouze v nejsvrchnější části úplného okraje elevace na krátkou vzdálenost desítek, max. prvních stovek metrů. Na extrémně mělkých plošinách (několik málo dm hloubky), teploty mořské vody dosahují zvláště vysokých teplot 50-60 °C. Zde se ztrácejí do podzemí a vyvěrají nejvýše ze všech pramenů za hranou plošiny. Je zajímavé, že přes tuto vysokou teplotu ojedinele trsy korálů dokáží tomuto horkému toku vzdorovat, aniž by koráli uhynuli, a to zpravidla po nezbytné potřebnou dobu min. 1,5-2 hodiny. Vytvářejí si k tomu po zatažení tentáklů slizovou membránou podestlanou plochou bublinou.

Zcela jiné a větší štěrbinové speleothémy leží na moravských devonských elevacích níže, ale stále v horní části svahu. Mají korozní okraje bez jakýchkoliv alterací a představují určitou kalcitovou epizodu. Tyto štěrbinové speleothémy byly považovány (Hladil et al. 1994) za podmořské vývěry sladkých meteorických vod ze středu ostrova.

Ještě níže leží silně dolomitizovaná zóna se štěrbinami, které jsou pokryty periodicky rozpouštěnými a dorůstajícími shluky krystalů dolomitu. Ta se zcela odlišuje od štěrbin předešlých a je dávana do souvislosti s vývěry geotermálně zahřáté a slané mořské vody, která musela být načerpána na hlubším úbočí, či úpatí elevace, zahřátá v teplotní elevaci pod ostrovem a vzestupný proud, když narazil na spodní část mísy sladkých vod, musel být odkloněn směrem ven a nakonec vyvěral ve střední části svahu. Existence štěrbinových pórů a kaveren indikuje cirkulační systém, který je nutno vyložit (obr. 2).

Jako první si takovýchto cirkulací povšiml Kohout (1965) na Floridě, kde vývěry slané a geotermálně ohřáté vody byly velmi výrazné a měly podíl na přeměnách karbonátu ve svém okolí (zvláště dolomitizace). Kohout modeloval oběh vody nasávaný na úpatí elevace (v průlivu) a jeho zdvih ohřátím a snižováním salinity v nitru poloostrovů a ostrovů, jakož i mírné ochlazování při vzestupu, zastavení a nucené odklonění směrem k vývěru ve střední části svahu. Spodní cirkulace je založena na vzestupu ohřivaných pórových vod uvnitř a v hloubce plató, teplých až 30-40 °C, přičemž její nasávaná a vytlačovaná boční větve jsou pochopitelně chladnější. Tato spodní, geotermálně hnaná cirkulace souvisí s horní cirkulací sladkých ostrovních vod, ale z energetického hlediska a vzhledem k většímu objemu přenášených fluid spíše Kohoutovy geotermálně hnané proudy ovlivňují vývěry sladkých vod výše na svahu než naopak.

Rougerie a Wauthy (1993) dokázali analýzami v 0,5 km vrtech na atolu Mururoa, že spodní konvekce se může skládat z vícero větví, přičemž vnitřní může být velmi strmá, tj. nasávající vodu z oceánských hloubek, kde to vyšší svahy umožňují, nebo nasávající vodu ze stratigrafického podloží, je-li tam vhodný a doplňující se hluboký akvifer. V mělkých vrtech na Tikehau ve Francouzské Polynézii se



Obr. 2 – Ostrovní elevace: cirkulace pórových fluid, rozdělení očekávaných teplot a umístění diagenetických procesů důležitých pro vznik paleozoických nehomogenit, na něž jsou prostorově vázány významné, mladé sekundární pórovitosti hornin.

dokonce ukázalo, že tyto hluboké zdroje mohou sloupcovitě dezintegrovat mísovitou sladkovodní zónu pod povrchem ostrova a vytvořit separátní cylindrické domény, dosahující téměř až k povrchu. Z hloubky (120-600 m) nasávané slané vody mají menší celkovou salinitu než mořské vody nasávané z hl. 30-120 m, ale mají větší obsah anorganických a organických sloučenin s P, S a N. Tyto pórové vody se jako roztoky postupně sytí, nicméně obsah minerálních živin zůstává stále zvýšený až do vývěry na svahu. Zde potom tyto specifické vývěry umožňují vznik útesových límců z korálové fauny, která profituje z tohoto jevu nazvaným vnitřním upwellingem (Rougerie - Wauthy 1993).

Tento vnitřní upwelling (vzestup vod z hloubky) je odlišen od případů vnějšího upwellingu, které mohou být v zásadě dva, malý a velký. Malý vnější upwelling probíhá v úzkých, paprscitých cirkulačních doménách na povrchu svahu ostrova, kde v systému koryt a hřbítků horká a velmi těžká hypersalinní voda klesá dolů, zatímco studená voda z hloubky je protiběžně načerpává nahoru. Lze potvrdit, že tento systém funguje nejenom na oceánských ostrovních elevacích, ale i v Rudém moři, kde jsou teplotní rozdíly mezi protiběžnými proudy až 20-25 °C na příčnou vzdálenost 1,5 m, při rychlosti v ose proudů 0,5-1 m/s (Dahab, Egypt). Velký vnější upwelling souvisí s částečně stratifikovaným mořem, kdy rozprostírání se a odsun teplých vod držených nad pyknoklinou směrem od pobřeží do širého moře (často umožněný větrem z kontinentu), bývá

kompenzován vzestupem chladných vod z hloubky (při pobřeží a za podmínky porušení pyknokliny). Tento proces probíhá ve větším rozměru a proudy s ním spojené mají o jeden dekadický řád nižší rychlost. Je samozřejmé, že charakter povrchové cirkulace vod může ovlivnit zdroje pro vnitřní cirkulaci. Tyto věci lze sice přibližně modelovat, ale zpravidla je nelze dostatečně spolehlivně dokázat na paleozoických ostrovních elevacích, zejména pro početné naložené přeměny chemismu a struktury hornin, následné eroze a další komplikace.

Je zřejmé, že konvekční systém pórových fluid v ostrovní elevaci poskytuje teplotně a chemicky velmi členitou strukturu, která umožňuje značné přeměny karbonátových hornin. Na této situaci je přitom nejdůležitější, že tento konvekční systém fluktuuje a osciluje již v ustáleném režimu, natož potom při reakci na eustatické změny výšky mořské hladiny. V takovém případě dochází k mnohásměrným přechodům z jednoho prostředí pórových vod do jiného a to dává minerálním přeměnám žádanou dynamiku, protože právě dolomitizace a dedolomitizace by měla nejlépe probíhat při opakovaných změnách v zóně mísících se vod. Typická devonská ostrovní elevace, např. elevace Krásné na jv. svazích Českého masivu, odráží dva vzestupy a poklesy mořské hladiny, přičemž maxima vzestupu jsou uprostřed givetu a ve starším frasně a minima mořské hladiny jsou v mladším givetu (II / III. cyklus) a ca. ve 2/3 období frasně (III / IV. cyklus). Tyto fluktuace znamenají podle přibližné rekonstrukce dna výškový rozdíl

hladiny ca. 50-70 m, a jsou na ostrovních elevacích provázeny minimálně deseti menšími fluktuacemi řádu 10-20m.

Drobnější fluktuace řádu několika metrů lze obtížně uspořádat do navazujících posloupností, protože nejsou ani odráženy velkými abrazními terasami ani transgresními tělesy karbonátů s přesahem směrem k ostrovu nebo až na samotný ostrov. Muselo jich však být několik desítek, protože silně přeměněné partie hornin ve vrtech skupiny Krásná-KS vykazují mnohanásobnou a vícesměrnou diagenetickou posloupnost, např. mnohokrát opakované rozpouštění a krystalizaci, progresivní a degradační rekrystalizaci, dolomitizaci a dedolomitizaci, silicifikaci a desilicifikaci. Ačkoliv dnes existující kavernové a průlinové pórovitosti jsou většinou sekundární a vznikly nejspíše až v mesozoiku, právě přítomnost dřívějších nehomogenit jako jsou např. brekcie, paleokras, štěrbiny, rekrystalizace ve skvrnách či krystalických hnízdech (dolomit, kalcit, křemen nebo výplně tvořené nerozpustnými rezidui) vznik sekundárních porozit velice usnadňují.

Koncepce devonských ostrovních elevací jako kolektorově nadějných objektů v rámci macošského souvrství, postupně vytvářená v l. 1986-1999, je koncepcí originální, i když ve svých částech nutně profituje z rozsáhlého výzkumného podkladu českých a zahraničních geologů zabývajících se mělkovodními devonskými karbonáty i ze známých údajů o útesech a karbonátových plošinách z recentu.

Závěry

1. Vyhledávání prostých elevací na povrchu karbonátů v podloží Karpat na Moravě se ukázalo z naftoprospekčního hlediska neúčelné. Vyhledávání míst s nejvyšší mocností devonských vápenců, jako tzv. stratigrafických rifů a tudíž nadějných objektů, je zapotřebí rovněž opustit, protože právě v místech největší mocnosti macošského souvrství jsou přítomny horniny s průběžným horizontálním zvrstvením, větším obsahem mikritu a jílu a s pórovitostí hluboko pod 2%.

2. Jako potenciální kolektory pro naftu a plyn na

svazích Českého masivu jsou nadějně sedimentačně a diageneticky podmíněné struktury devonských ostrovních elevací, které jsou naopak charakterizovány klínovitým ztenšováním mocnosti macošského souvrství až k nule, dosahem pouze transgresních maxim sedimentace a přítomností početných hiátů, paleokrasu a silných diagenetických přeměn.

3. Ostrovní elevace mají specifickou a různorodou cirkulaci fluid, kde se objevuje svrchní okrajový oběh horkých a těžkých hypersalinních vod ze salin, svrchní oběh sladkých meteorických vod, spodní, geotermálně hnaný oběh mořských pórových vod a spodní, také geotermálně hnaný oběh vod z podloží. Konvekční soustava vytváří prostředí se strmými gradienty složení vod a teplot, osciluje již sama o sobě a její účinky na přeměnu karbonátů se zesilují oscilacemi výšky mořské hladiny.

4. Naprostá většina porozit vzniklých na devonských ostrovních elevacích na jv. svazích Českého masivu je sekundárních a souvisí nejspíše s mezozoickým zvětráváním. Nicméně vznik těchto sekundárních porozit umožňují právě silné látkové a strukturní nehomogenity z období devonu a devonu až karbonu, vzniklé v důsledku sedimentačních a diagenetických procesů specifických pro ostrovní elevace.

Poděkování

Geofyzici K. Helešicová, A. Těžký a J. Hrubanová se účastnili na společných studiích o paleozoických karbonátových horninách na jv. svazích Českého masivu a podpořili práce svými vědeckými a technickými výsledky. Český geologický ústav z pověření Ministerstva životního prostředí ČR podpořil práce smluvně (VaV/603/1/97 „Geodynamický model styku Českého masivu a Západních Karpat“); při sestavování zatím neveřejných technických dat se zde podařilo též ověřit uvedené závěry obecného charakteru. Studie obsahuje dílčí výsledky grantového projektu GA AV 3-013-809 „Stanovení regionálních a eustatických změn výšky mořské hladiny na karbonátové platformě lemující jv. okraje Českého masivu“.

Literatura

- Hladil, J. - Helešicová, K. - Hrubanová, J. - Müller, P. - Ureš, M. (1994): Devonian Island Elevations under the Scope: Central Europe, Basement of the Carpathian Mountains in Moravia. - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien*, 136(4), 741-750. Wien.
- Hladil, J. (vč. Těžký, A. - Helešicová, K. - Hrubanová, J.) (1998): Stručná závěrečná zpráva - Paleozoikum na v. okraji Českého masivu (+ CD-nosič s počítačově zpracovanými daty a mapami 1 : 200 000). - Úkol VaV/603/1/97 Geodynamický model styku Českého masivu a Západních Karpat, 60 Mb, Český geologický ústav. Brno.
- Kohout, F. A. (1965): A hypothesis concerning the cyclic flow of salt water related to geothermal heating in the Floridian aquifer. - *Transactions New York Academy of Science Series 2*, 28, 249-271. New York.
- Longman, M. W. (1981): Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps. - *American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note 21*, 1-159. Calgary.
- Rougerie, F. - Wauthy, B. (1993): The endo-upwelling concept: From geothermal convection to reef construction. - *Coral Reefs* 12(1), 19-30. Springer Verlag, Berlin.

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O MAPOVÁNÍ A PETROGRAFICKÉM VÝZKUMU NA LISTU ODRY 25-121

Preliminary report on the geological survey and petrological studies in the map-sheet of 25-121 Odry

Jiří Otava, Helena Gilíková, Lubomír Maštera

Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(25-12 Odry)

Key words: Upper Viséan turbidites, paleocurrents

Úvod

Území listu Odry jsme začali systematicky reambulovat od severozápadního cípu a soustředili jsme se na západní a severní polovinu listu. Do zkrácené formy je zpracována západní polovina mapového listu, tj. kompletní listy 1:10 000 25-12-01, -06 a části listů -02, -07, -11 a -12. I když se podařilo reambulovat větší plochu, než předpokládal projekt a plán, rozhodli jsme se pro zkrácení západní poloviny, neboť zdejší litostratigrafická rozhraní považujeme za víceméně definitivní a dořešená, na rozdíl od východní poloviny listu. Během sezóny 1998 bylo reambulováno cca 65 km².

Reambulace na některých profilech vlastně znamenala nové mapování, neboť povodně odkryly hlavně v korytech potoků nové, často mnohasetmetrové průběžné profily.

Za sezónu 1998 bylo celkem revidováno a často velmi výrazně doplněno 340 bodů dokumentovaných v letech 1969-1971 dr. Dvořákem. Zcela nově bylo zpracováno 90 dokumentačních bodů a profilů.

V průběhu mapování a revizních túr bylo celkem odebráno 19 vzorků na výbrusy, 20 vzorků na analýzy těžkých minerálů, z toho deset vzorků na detailnější mikrosondové studium. Na měření odraznosti vitrinitu R-max bylo odebráno a předáno celkem 5 vzorků. V souvislosti s jiným projektem byl čerstvě vzorkován pro studium magnetické anizotropie (F. Hrouda) velkolom Jakubčovice nad Odrou a lom Hrabůvka při jižním okraji listu.

Ověření rozsahu, mocnosti a typu zvětralin náhorních plošin bylo nutno odložit, protože dosud nebyla zprovozněna vrtná souprava.

Stručná charakteristika dosavadních výzkumů

Základní geologické mapování do map GK 1:25 000 proběhlo naposled v zájmovém území na přelomu šedesátých a sedmdesátých let. Odevzdán a oponován byl pouze list M-33-96-B-a Odry (Dvořák et al. 1972), který se kryje se současně zpracovávaným listem JTSK pouze z 25% a to s jeho pravým dolním kvartem. Ve vysvětlivkách k listu je zhodnocení výzkumů do r. 1972. Dvořákovo mapování přineslo ucelený pohled na litostratigrafii oblasti,

bylo vymapováno rozšíření hornin moravického souvrství a jejich hranice s hradecko-kyjovickým souvrstvím. Textová část a mapy přinesly rovněž základní petrografickou, paleontologickou, sedimentologickou, strukturní a hydrogeologickou charakteristiku. Popaleozoický geologický vývoj mapované oblasti není nutno korigovat a reinterpretovat.

Primární terénní dokumentace a analytické práce byly provedeny kvalitně, na úrovni tehdejšího poznání a metod, v mnohém jsou dodnes dobře použitelné. Problém je v tehdejší interpretaci a syntéze získaných dat. Ta byla silně zatížena fixní (téměř jistě nepravdivou) představou o supermělkovodní sedimentaci spodnokarbonského flyše a o výhradní dotaci materiálu do pánve ze západu.

Cíle současného mapování, vzorkování a reambulace

Základním problémem geologie paleozoika na listu Odry 25-121 je doplnění a správná interpretace strukturních, litologických a sedimentologických dat tak, aby byla v souladu s dnešním pohledem na geologický vývoj svrchnoviséské moravskoslezské pánve. Cesty, které k tomu používáme jsou následující:

- vyčlenění logických faciálně-litologických celků především na základě studia látkového složení a výbrusové petrografie, složení těžké frakce, studium asociací klastických granátů, sedimentárních znaků
- sestrojení řezů a strukturních schémat, která budou v souladu s výše uvedenými celky.

Konkrétní problémy

Pelitické polohy ve spodní (výrazně drobové) části hradecko-kyjovického souvrství byly v minulosti vždy interpretovány jako břidlice moravického souvrství. Nové zhodnocení musí prověřit pravděpodobnější možnost, že jde o pelitický vývoj oddělující samostatná psamitická turbiditní tělesa.

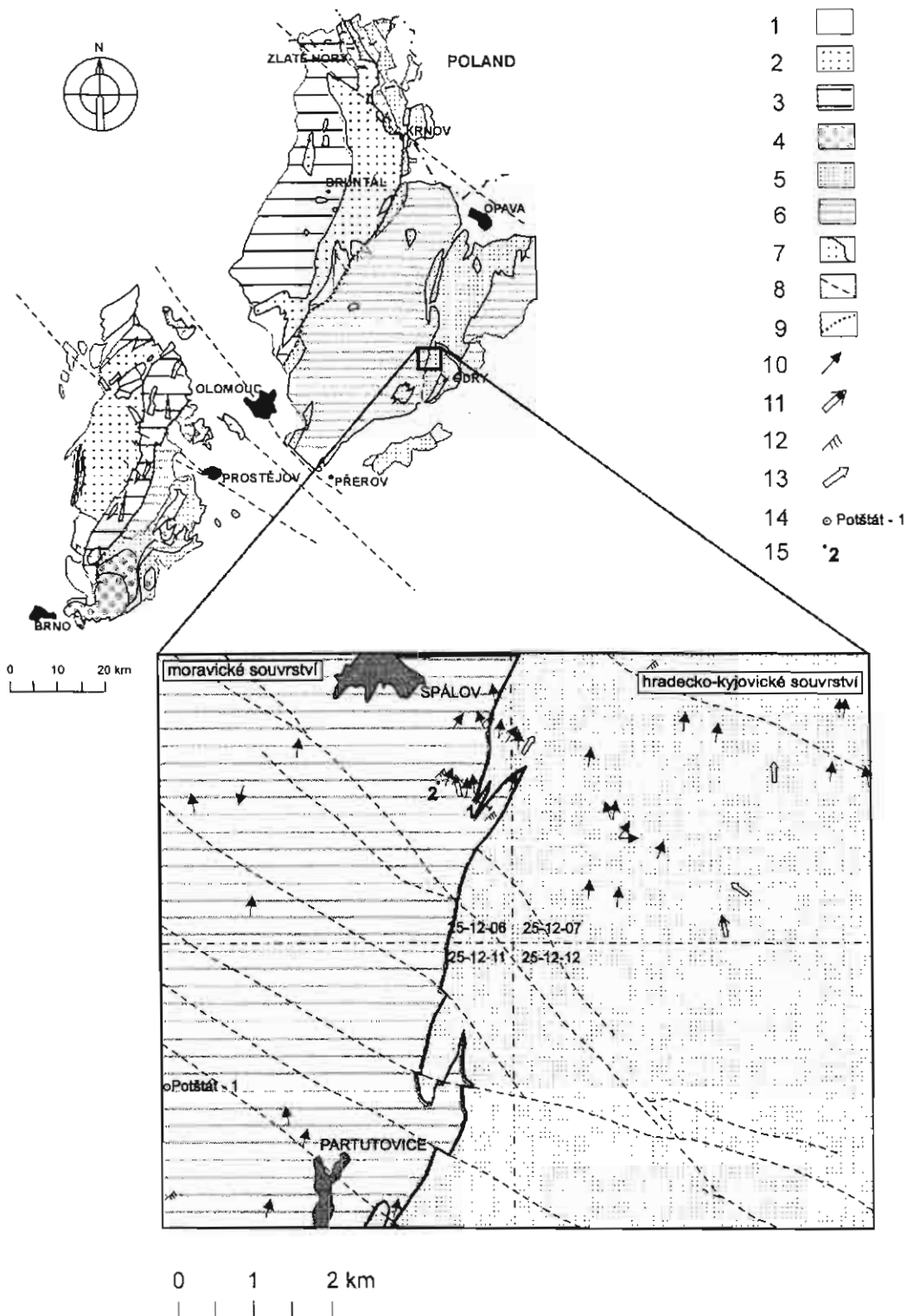
Podobně bylo nutno nově zhodnotit eventuální příslušnost drobových poloh ve svrchní části moravického souvrství k souvrství hradecko-kyjovickému.

Dvořáková interpretace (Dvořák et al. 1972) sblíženého výskytu břidlic moravického souvrství a

kyjovických břidlic hradecko-kyjovického souvrství, která ho vedla k představě o redukované mocnosti spodního karbonu v mapovaném prostoru je patrně mylná, jak dokazuje též profil opěrného vrtu Potštát-1. Celý jihovýchodní kvart je nutno z tohoto důvodu v sezóně 1999 zcela nově zmapovat a interpretovat.

Samostatné zpracování si zaslouží strukturální lokalita evropského významu velkolom Jakubčovice nad Odrou a to především ze strukturálního pohledu a v návaznosti na seismický profil 3B/83.

Podobně je nutno znovu vyhodnotit vrt Potštát-1 a seismický profil 5/83 v souvislosti s novým mapováním.



Obr. 1 - Mapa sedimentárních texturních znaků a význačných geologických lokalit studovaného území a jeho umístění v rámci moravskoslezské kulmské pánve.

Legenda:

1 – předviséské a poviséské formace; 2 – psamity západní části (protivanovské, andělskohorské a hornobenešovské souvrství); 3 – pelity západní části (protivanovské, rozstáňské, andělskohorské a hornobenešovské souvrství); 4 – pefity východní části; 5 – psamity východní části (myslejovické, moravické a hradecko-kyjovické souvrství); 6 – pelity východní části (myslejovické, moravické a hradecko-kyjovické souvrství); 7 – litologická rozhraní; 8 – zlomy a dislokace; 9 – přibližná hranice mezi západní a východní částí; 10 – orientace proudových stop; 11 – orientace vtisků; 12 – čeřiny; 13 – orientace šikmého zvrstvení; 14 – opěrný vrt Potštát - 1 hl. 4,1 km; 15 – význačné geologické lokality – viz text.

Na základě struktur viditelných právě ve velkolomu Jakubčovice bude nutno výrazně revidovat dosavadní minimální výskyt směrných dislokací v geologické mapě. Zjištěná realita je taková, že směrné dislokace jsou patrné pro geologickou stavbu oblasti mnohem významnější nežli příčné, ty jsou ovšem snáze vymapovatelné.

Zahájena byla spolupráce s F. Hroudou na korelaci zón různé intenzity magnetické anizotropie a kliváže. Po zahuštění vzorků bude doplněno zhodnocení změn v odraznosti vitrinitu R-max v pelitech a aleuritech (J. Franců, E. Franců).

Podrobné zhodnocení charakteru a mocnosti zvětralin vymapovaných v širším okolí Luboměře na náhorních plošinách kolem isohypsy 580 m n.m. bude možné až po odvrtní několika vrtů novou vrtnou soupřavou.

Vlastní výsledky mapování

Revizní mapování včetně nově zdokumentovaných 90 bodů a profilů přineslo především značné navýšení primárních sedimentologických a strukturních měření, v několika případech pak vymapování nových struktur a litologických pruhů. Revize 340 bodů jednak upřesnila lokalizaci při převodech z map systému GK do JTSK, jednak zhodnotila rozdíly ve stavu výchozů po třech desetiletích, eventuálně jejich zánik a v neposlední řadě na mnoha lokalitách byla doplněna strukturní a sedimentologická měření.

Litostratigrafie, litofaciální vývoj, paleoproudění

Starší západněji vystupující moravické souvrství (svrchní visé, Go-β) je na zmapovaném území tvořeno převážně pelitickým, distálním vývojem turbiditů. Nejtypičtější je rytmické, nejčastěji tence deskovité střídání prachovců a břidlic s podřiznými jemnozrnnými drobnými. Při severním okraji listu byla zastížena výraznější psamitická

(drobová) tělesa s několika podřiznými polohami drobnozrnných petromiktních slepenců. Schema paleoproudění v pánvi ukazuje na velmi výrazně převažující transport klastického materiálu od jihu k severu až od JZ k SV - azimuty proudových stop kolísají v rozpětí 0 až 45° (obr. 1).

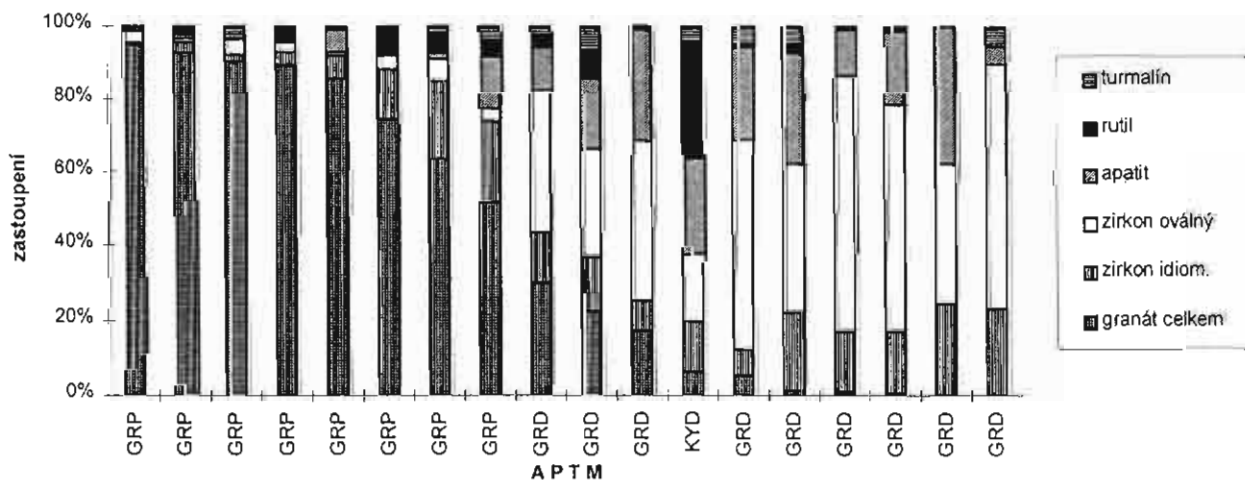
Mladší, nadložní hradecko-kyjovické souvrství (svrchní visé, Go-β - namur A) vystupuje při východní hranici přiložené mapy svojí bazální částí. Je zde prezentováno v naprosté většině psamitickým drobovým vývojem. Místy se vyskytují horizonty drobnozrnných petromiktních slepenců s převahou křemenných valounů, zdaleka však není pravidlem, že by slepence vystupovaly jen podél hranice s moravickým souvrstvím. Tak je tomu v jižní a střední části listu, zatímco na severu jsou slepence méně mocné a vystupují až několik set metrů východně od rozhraní. Proudové mechanoglyfy prozrazující paleoproudění v pánvi jsou v hradecko-kyjovickém souvrství výrazněji vyvinuty především ve středních a vyšších partiích, proti podložnímu moravickému souvrství však zjevně nenastala v dané oblasti změna.

Tektonika, stupeň zbrídlíchnatění a anchimetamorfózy

Z mapování vychází jednoznačně tektonický styl charakterizovaný východovergentními (resp. vjv.) mírně překocnými asymetrickými vrásami. Nepřekocná ramena jsou delší a mírnější, překocná ramena jsou kratší a strmější. Vrásy jsou nejčastěji X0 m řádu a vrásově ohyby jsou často přetřaty směrnými dislokacemi. Zajímavým zjištěným jevem je střídání pruhů s různě intenzívně vyvinutou kliváží, magnetickou anizotropií (Hrouda, pers.com.) a patrně též odrazností vitrinitu. Tento fakt může výrazně napomoci budoucí správné strukturní interpretaci, konkrétně vyčlenění významných směrných dislokací podle nichž docházelo k nasouvání západnějších segmentů na východnější.

Výrazná síť příčných dislokací generálního směru

Odry 25-121 - TM



Obr. 2 - Asociace průsvitných těžkých minerálů drob moravického a hradecko-kyjovického souvrství na území listu Odry: GRP – proximální granátické asociace; GRD – distální granátické asociace; KYD – asociace v drobových polohách kyjovických břidlic.

ZSZ-VJV vyplynula z diskontinuity horninových pruhů a často predisponovala směry drobnějších údolí. Nesporně tektonicko-litologického původu je výrazná střední část údolí potoka Suchá běžící podél litologického rozhraní břidlic moravického a drob hradecko-kyjovického souvrství. V tomto úseku velmi pravděpodobně běží rovněž směrná dislokace. Atypickým, avšak výrazným strukturálním prvkem při západním okraji listu jsou kosé dislokace azimutu ZSZ-VJV, podél nichž jsou vyvinuta údolí severně a jižně od Lipné a v Kyžlířově a drobový pruh mezi Luboměřem a Lipnou.

Některé výsledky petrografického a mineralogického studia

Kapitola je sestavena ze zhodnocení starších výbrusů a preparátů z mapového území a nejbližšího okolí: Při starém mapování v GK síti bylo nepravidelně ověřováno široké okolí Oder, z něhož lze čerpat pro list 15-121 Odry. Bylo využito starých výbrusů a celkem podrobně popsáno 110 výbrusů, zejména drob až prachovců. Z nich bylo dosud provedeno 69 planimetrických analýz pro přesné zařazení hornin a petrofaciální analýzy. Dosavadní výsledky zatím neumožňují zpřesnit vymapované rozhraní moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Valounové analýzy drobnozrných slepenců z výbrusů naopak tuto možnost

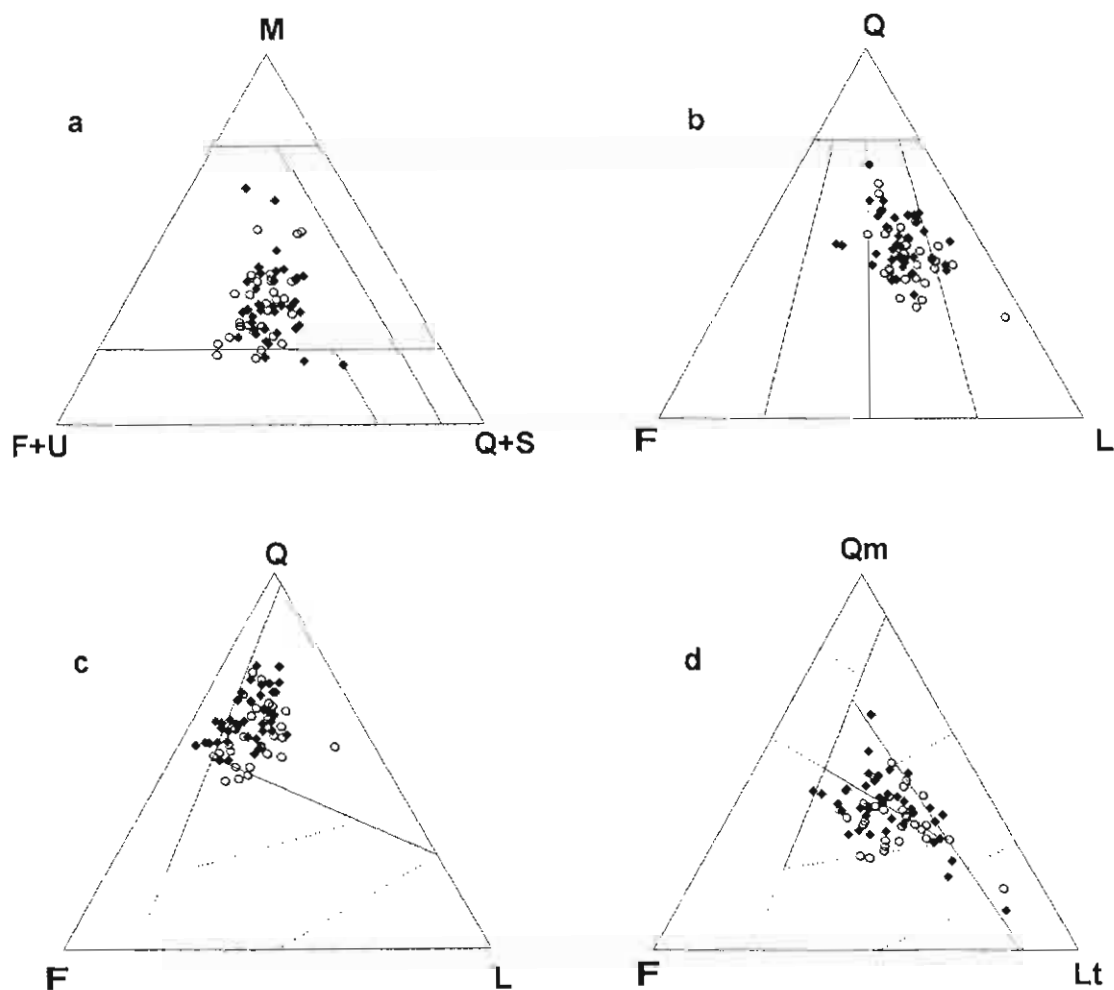
globálně poskytují (MS má petromiktnější slepence s valouny vulkanitů a kulmu, slepence HKS jsou zralejší).

Z vyhodnocení analýz těžkých minerálů vzorků odebraných převážně v sedmdesátých letech vyplynul plynulý přechod mezi „proximální“ a „distální“ granátickou asociací v rámci moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Ojedinelý vzorek drob v rámci kyjovických břidlic se liší vysokými obsahy rutilu a sagenitu. Metody tedy zřejmě půjde použít pro odlišení břidlic moravického a hradecko-kyjovického souvrství ve sporných oblastech (obr. 2).

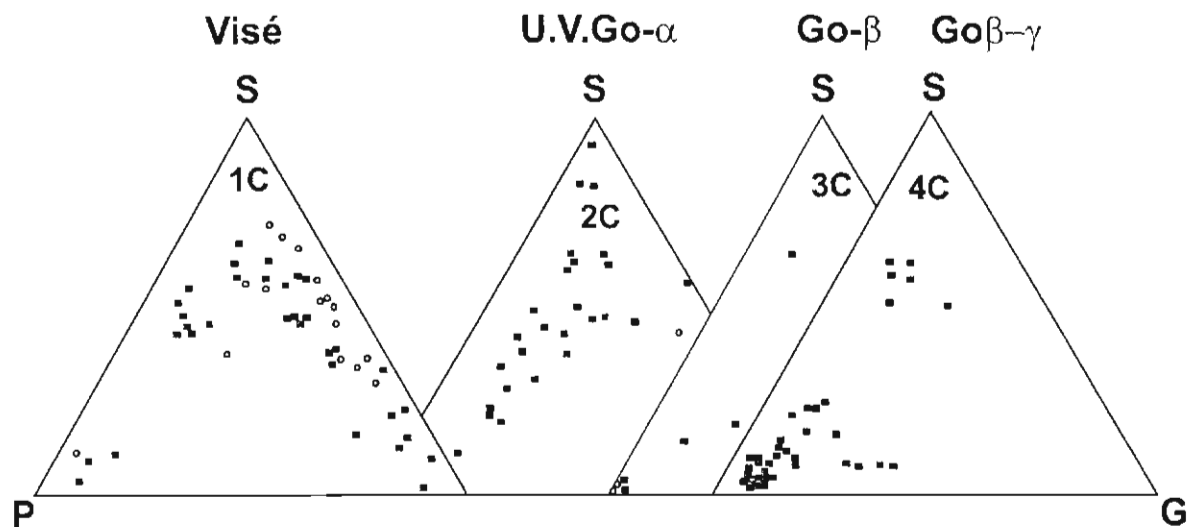
Litologicko-faciální charakteristika pískovců

Planimetrické analýzy 31 výbrusů psamitů z moravického a 38 z hradecko-kyjovického souvrství z mapovaného území a blízkého okolí dokázaly, že dominantní psamitickou horninou jsou litické droby s menším obsahem soliterních živců, poměry K-živců a plagioklasů jsou přibližně 1:1. Hojněji jsou zastoupeny jednak křemeny (monominerální a agregátní), jednak úlomky hornin (obr. 3a-d).

Petrofaciální analýzy vycházející z planimetrických analýz zpracovaných Dickinsonovou metodou (obr. 3c-d) jasně dokumentují podobnou geotektonickou pozici psamitického klastického materiálu, který dovoval moravické a hradecko-kyjovické souvrství. Složení detritu nasvědčuje



Obr. 3 - Petrofaciální zhodnocení drob podle Kukala (a), Folka (b), Dickinsona-Suczeka (c, d). Plně značky hradecko-kyjovického souvrství, prázdné značky moravického souvrství.



Obr. 4 - Srovnání asociací detritických granátů drob vrtu Potštát-1 (list Odry 25-121) a drob kulmských souvrství Nížkého Jeseníku a Oderských vrchů: plné čtverečky značí obsahy almandinu nad 60%, prázdné kroužky pod 60%. 1C = lokalita Hůzová, hornobenešovské souvrství; 2C = lokalita Jívová, spodní část moravického souvrství; 3C = vrt Potštát, hl. 1134,7 m, svrchní část moravického souvrství; 4C = lom Podhůra, spodní část hradecko-kyjovického souvrství S = spessartinová komponenta; G = grosulárová komponenta; P = pyropová komponenta.

přínosu z magmatického a současně orogenního zdroje (recyklace).

Z diagramů znázorňujících petrografické zhodnocení jednotlivých vzorků metodami Kukala (1986), Folka (1974) a Dickinsona-Suczeka (1979) vyplývá značný stupeň překrytí mezi psamity moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Jinými slovy z toho vyplývá, že na bázi hradecko-kyjovického souvrství rozhodně nenastala žádná významná změna v charakteru zdrojové oblasti.

Zhodnocení asociace klastických granátů drob z vrtu Potštát-1

Z jemnozrnných modrošedých drob moravického souvrství, které byly zachyceny vrtem Potštát-1 v hloubce 1134,7 m byl separován a analyzován menší soubor detritických granátů. Ze zasazení tohoto mikrosouboru do širších souvislostí a z porovnání s bohatšími soubory ze západněji ležící bazální části moravického souvrství a z jihovýchodně ležící bazální části hradecko-kyjovického souvrství vyplývají následující předběžné závěry:

Asociace detritických granátů střední až vyšší části moravického souvrství ve vrtu Potštát-1 má blíže asociacím hradecko-kyjovického souvrství, nežli bazálním částem moravického souvrství (obr.4). Z toho by vyplývalo, že zásadnější změny v charakteru zdrojové oblasti nastaly během sedimentace moravického souvrství, nikoliv na bázi hradecko-kyjovického souvrství. Toto zjištění je ostatně v souladu s výsledky petrografického srovnání výbrusů drob moravického a hradecko-kyjovického souvrství.

Z pohledu celé moravskoslezské kulmské pánve je zajímavé srovnání s drahanskou částí. Jak asociace detritických granátů drob z vrtu Potštát-1, tak rovněž asociace z drob hradecko-kyjovického souvrství jsou víceméně analogické s asociací zjištěnou ve svrchní části myslejoického souvrství – konkrétně v drobovém tmelu

lulečských slepenců. Tento fakt naznačuje, že vedle dříve zjištěné biostratigrafické korelace existuje též korelace látková, což silně podporuje model turbiditní sedimentace moravskoslezské kulmské pánve. Naznačené výsledky je nutno doplnit a ověřit větším množstvím zpracovaných lokalit a analýz.

Stručná charakteristika význačných geologických lokalit zmapovaného území

1 - d.b. Dv-Sp-355, defilé v rokli 600 m jz. od křižovatky Spálov-Odry-Potštát

Dokonale odkryté defilé ve dně rokly ukazuje jeden z nejhezčích příkladů kontaktu moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Od V k Z je na bázi hrubě lavicovitých drob odkryta poloha štěřčkových slepenců z báze hradecko-kyjovického souvrství, v podloží následuje antiklinála v rytmech moravického souvrství s různými proudovými mechanoglyfy a zbytky flóry na vrstevních plochách. Následuje mělká synklinála v nadložních drobách hradecko-kyjovického souvrství a na západním konci defilé jsou opět podložní rytmy moravického souvrství.

2 - d.b. Dv-Sp-358 a 359 Opuštěná štola na pokryvačské břidlice a skalní výchozy.

Impozantní vchod do opuštěné štoly leží v pravé, jižní údolní stráni 900 m jz. od křižovatky Spálov-Odry-Potštát. Jsou v něm exponovány subvertikální, k VJV překocené černošedé pokryvačské břidlice moravického souvrství s podřízenými prachovci. Na vrstevních plochách jsou pozorovatelné mírně zahnuté vlečné rýhy a místy pravidelné mělké čefiny kosočtvercového půdorysu o vzdálenosti hříbitků 20 – 30 cm. Na skalních výchozech v protější stráni (d.b. Dv-Sp-359) je instruktivně vyvinuta protiklonná kliváž velmi intenzívně rozvlékající desky břidlic. Protiklonná kliváž dokazuje normální pozici vrstev.

Obě lokality jsou umístěny v mapě – obr. 1.

Literatura

- Dickinson, W.R. - Suczek, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63, 12, Tulsa.
- Dvořák, J. et al. (1972): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000 Odry, sekce M-33-196-B-a. - MS archiv ČGÚ, Praha.
- Folk, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill Publishing Co. Austin, Texas.
- Kukal, Z. (1986): Základy sedimentologie. - Academia, Praha.

GEOLOGICKÝ VÝZNAM VÝSKYTU Pb-Zn MINERALIZACE V DEVONSKÝCH VÁPENCÍCH MORAVSKÉHO KRASU

Geological implication of occurrence of the Pb-Zn mineralization in Devonian limestones of the Moravian Karst

Marek Slobodník¹, Philippe Muchez², Willy Viaene², Libor Žák¹

¹ Katedra geologie a paleontologie PŘF MU, Kotlářská 2, CZ-611 37, Brno, e-mail: marek@gap.muni.cz

² Afdeling Fysico-chemische geologie, Katholieke Universiteit Leuven, Celestijnenlaan 200C, B-3001 Heverlee, Belgium, e-mail: philippe.muchez@geo.kuleuven.ac.be

(24-41 Vyškov)

Key words: *MVT fluids, fluid inclusions, Devonian limestones, Moravian Karst*

Abstract: Presence of Pb-Zn mineralization in limestones in the Moravian Karst region is compared with the Mississippi Valley - type deposits and their parent fluids. Origin and migration of fluids are discussed from time and space point of view.

Úvod

Na generaci posttektonických kalcitů (Slobodník et al. 1997) na žilách v devonských vápencích jsou vázány výskyty sulfidických minerálů. Dominantním minerálem na žilách je kalcit. Ze starších výzkumů jsou z několika lokalit známy i výskyty pyritu (Hády), nebo Cu-minerálů (Hády, Šošůvka) (Kruřa 1966). Pb-Zn mineralizace se objevila v Mokré ve vrtu S-2 jako malá hnízda galenitu v kalcitové žíle. Na dalších lokalitách (např. Skalka, Amatérská jeskyně) byla v hydrotermálním kalcitu mikroskopicky zjištěna hojná přítomnost rozptýleného jemnozrnného sfaleritu. Přítomnost rozptýlených jemných sfaleritových zrníček způsobuje časté červené zbarvení žil. V Amatérské jeskyni je centrální část jedné z žil tvořena zemitým hematitem (Fojt 1989). Dále byl na žilách zaznamenán vzácnější pyrit a ojedinělý chalkopyrit. Křemen tvoří velmi vzácné mikroskopické shluky zrn s velikostmi okolo několika mikrometrů, výjimečně až několika mm (Hády u Brna). Limonit jako produkt zvětrávání sulfidů způsobuje hnědé a žlutohnědé zbarvení kalcitů.

Charakter povariské mineralizace a hydrotermálních roztoků

Posttektonické kalcity vznikaly po ukončení variské tektogeneze a vyplňují pukliny ve vápencích a tvoří žily nebo tmelí brekcie vápenců. Kalcity jsou v této generaci zastoupeny nejméně třemi populacemi. Odlišují se petrografickým charakterem, typem fluid z nichž vznikaly i asociací se sulfidy. Jednotlivé populace vykazují rozdílné odstíny v katodové luminiscenci. Sulfidy jsou vázány na populaci s jasnou oranžovo-žlutou luminiscencí. Starší populace má luminiscenci s velmi tmavým odstínem hnědé a nejmladší projevuje středně hnědý odstín luminiscence.

Mineralizace vznikala obecně z nízkoteplotních fluid. Zatím byly studovány fluidní inkluze pouze v kalcitech a byly rozlišeny dva základní typy fluidních inkluzí (FI). První typ jsou buď jednofázové inkluze (L - liquid), které obsahují pouze vodný roztok se systémem NaCl-CaCl₂-H₂O nebo NaCl-H₂O nebo obsahují i plynnou složku (V - vapour) a jsou pak dvoufázové (L+V). Druhý typ obsahuje vodný roztok a uhlovodíky (HHC), případně i plynnou složku (L₁ + L_{HHC} ± V). Tento druhý typ inkluzí s uhlovodíky zatím nebyl podrobně mikrotermometricky studován z důvodu

obtížně pozorovatelných přechodů jednotlivých fází během zahřívání a mrazení. Teploty homogenizace FI prvního typu L+V byly zjištěny nejčastěji v rozmezí $+45^{\circ}$ až $+85^{\circ}\text{C}$ (min. $T_{\text{H}} = +42^{\circ}\text{C}$, max. $T_{\text{H}} = 114^{\circ}\text{C}$) a informují o nejnižších možných teplotách vzniku. Salinita fluid se u jednotlivých populací kalcitů liší. FI v kalcitech v asociaci se sfaleritem obsahují vysoce salinní fluida typu NaCl-CaCl₂-H₂O se salinitou mezi 14,8 a 23,4 váh% ekvivalentu CaCl₂ ($T_{\text{M}} = -10,8^{\circ}$ až $-24,1^{\circ}\text{C}$). U kalcitových populací bez sfaleritu byly v primárních fluidních inkluzích zjištěny nízko až středně salinní fluida typu NaCl-H₂O s hodnotami salinity mezi 1,4 a 8,9 váh% ekvivalentu NaCl ($T_{\text{M}} = -0,8^{\circ}$ až $-5,8^{\circ}\text{C}$). Tyto populace se u větších zrn i několikrát viditelně střídají a vytvářejí výrazné zóny.

Druhý typ FI obsahujících uhlovodíky ($L_1 + L_{\text{RHC}} \pm V$) byl studován na fluorescenčním mikroskopu. Uhlovodíky projevují jasnou bleděmodrou fluorescenci a jejich obsah v jednotlivých FI se pohybuje přibližně mezi 5-100%. Při menším obsahu uhlovodíků v inkluzi jsou tyto soustředěny buď okolo bubliny plynné fáze, nebo jsou na jiném místě v inkluzi než je plynná fáze, případně lemují vnitřní stěnu inkluze.

Diskuse

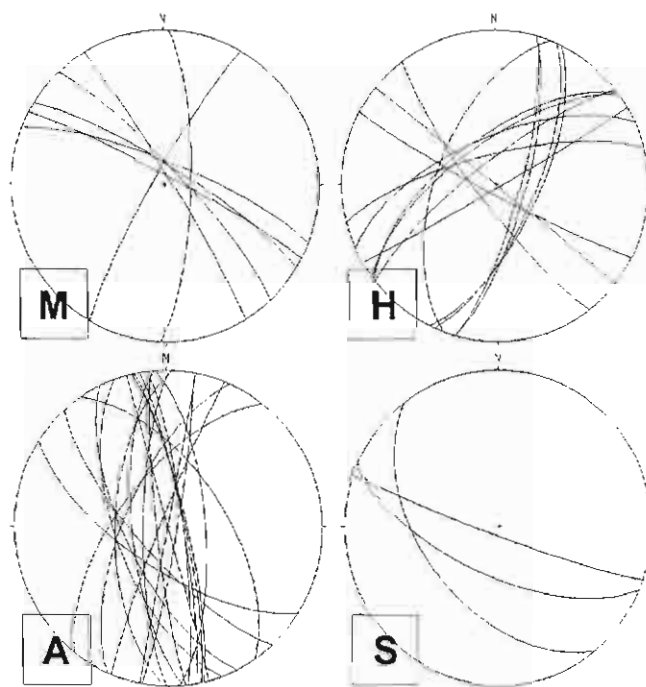
Dnes již ověřené regionální rozšíření povariských mineralizací ve vápencích nejen v Moravském krasu (Slobodník et al. 1995, Dolníček & Buriánek 1997) a mohutnost žilných struktur (až 4 m mocné např. v Amatérské jeskyni), svědčí o významném toku povariských fluid. Jejich geochemický charakter a z nich vytvořená mineralizace jsou shodné s fluidy a mineralizací označovanou jako typ Mississippi Valley (MVT - Mississippi Valley-type) (Sangster 1976, Roedder & Howard 1988). Geneze těchto mineralizací je dnes všeobecně odvozována od solanek sedimentárních pánví (Lydon 1986, Sverjensky 1986). Jako hlavní mechanismy a příčiny pohybu fluid jsou u ložisek MVT uvažovány principy hydraulického gradientu mezi orogenním pohořím a sedimentární pánví, který umožňuje vytlačení fluid od pohoří směrem do pánve, přes ni až do předpolí k jejímu okraji, kde bývají ložiska MVT uložena (Bethke 1986). Sedimentární solanky (fluida) mohou být tlačeny do předpolí též tektonickými silami, které jsou vyvolány pohybem příkrovů a jejich tlakem na sedimenty v podloží (Oliver 1986) a nebo jsou uváděny do pohybu kombinací vlivů kompakce sedimentů v pánvi a seismickými procesy zahrnutými v principu seismického pumpování (seismic pumping, např. Cathles & Smith 1983).

Geologická situace v daném prostoru mezi Českým masivem a Západními Karpatami nabízí jako zdroj fluid mohutnou sedimentární sekvenci na východním okraji Českého masivu se sedimenty paleozoika, mesozoika i terciéru. Příčinou migrace hydrotermálních fluid mohly být alpské tektogenetické procesy. Pokud uhlovodíky přítomné v inkluzích byly součástí minerotvorných fluid povariské mineralizace a nejsou mladší, pak jejich přítomnost ve FI podporuje tyto úvahy o zdrojích fluid a příčinách migrace. Dosud získaná data modelového stáří Pb z mineralizací v moravskoslezském paleozoiku (jen z

karbonských klastik) udávají nejčastěji karbonské a mladopermské stáří (Vaněček et al. 1985). Bernard (1991) tyto výskyty začleňuje, právě na základě modelového stáří Pb, do skupiny mineralizací s mladopermským stářím. S těmito údaji však řada autorů polemizuje jako s nespolehlivými a nereálnými (Patočka et al. 1984). V případě migrace hydrotermálních fluid v hlavní etapě migrace uhlovodíků během a po sávské (sp. miocén) a štýrské (karpat-baden) fázi (Ciprys et al. 1995) by však stáří této mineralizace mohlo být až terciéru.

Posttektonické žíly mají velmi častý směr SZ-JV, o něco méně často SSV-JJZ a SV-JZ (obr. 1). Zlomy směru SZ-JV jsou významným regionálním systémem a patrně představují hlavní migrační cesty hydrotermálních fluid. Např. Bernard (1982) je považuje za struktury, které hrály významnou roli při tvorbě povariské, mezozoické fluorit-barytové mineralizace v Českém masivu.

Mohutný tok horkých fluid vyvolává i otázku o možnosti formování hydrotermálního krasu ve spojitosti s jejich migrací. Často akceptovaným modelem pro srážení minerálů ložisek MVT je totiž smíchávání roztoků s chloridovými komplexy transportujících kovy s roztoky obsahující redukovanou síru - např. H₂S (Sverjensky 1986). Reakce těchto roztoků způsobují srážení sulfidů a produkují kyselé prostředí, které může být příčinou rozpouštění vápenců. Tyto jevy jsou z mnoha ložisek typu MVT popisovány jako proces vedoucí ke vzniku vápencových brekcií tmelených hydrotermálními minerály (collapse-solution breccia) (např. Anderson 1983). V Moravském krasu se podobné textury objevují např. v Mokré, kde je brekcie tmelena postvariským hydrotermálním kalcitem a také v Amatérské jeskyni, kde kromě kalcitu je přítomen i sfalerit.



Obr. 1 - Směry nejvýznamnějších žilných struktur s povariskou mineralizací na několika lokalitách v Moravském krasu. M - Mokrá, H - Hády u Brna, A - Amatérská jeskyně, S - Skalka u Ochozu.

Literatura

- Anderson, G. M. (1983): Some geochemical aspects of sulphide precipitation in carbonate rocks. - In: Kisvarsanyi G. et al. (eds.): International conference on Mississippi Valley type lead-zinc deposits, 61-76. University of Missouri-Rolla, Rolla, Missouri.
- Bernard, J. H. (1982): Geotectonic environment of the late Variscan mineralization of the Bohemian Massif. - Bull. BRGM (2), sec. 2, 2, 101-106. Orléans
- Bernard, J. H. (1991): Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian Massif. - Geol. Survey Prague.
- Bethke, C. M. (1986): Hydrologic constraints on the genesis of the Upper Mississippi Valley mineral district from Illinois basin brines. - Econ. Geol., 81, 233-248. New Haven.
- Cathles, L. M. & Smith, A. T. (1983): Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposit genesis. - Econ. Geol., 78, 983-1002.
- Ciprys, V. - Adámek, J. - Benada, S. (1995): Petroleum geology of the Carpathian Foredeep and overthrust zones in the Czech Republic. - Petroleum Geoscience, 1, 1, 89-96. EAPG, London.
- Dolníček, Z. - Buriánek, D. (1997): Hydrotermální mineralizace v lomu Dřínová u Tišnova. - Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 82, 33-43. Brno.
- Fojt, B. (1989): Mineralogie kalcitových žilných a jeskynných výplní. - In: Štelcl a kol. (1989): Komplexní geologický výzkum v oblasti chobotu v severozápadní části Moravského krasu. - Folia Univ. Purkyn. brun., Geol. 35. Brno.
- Kruťa, T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. - MM Brno.
- Lydon, J. W. (1986): Models for the generation of metalliferous hydrothermal systems within sedimentary rocks and their applicability to the Irish Carboniferous Zn-Pb deposits. - In: Andrew C.J. et al. (eds.): Geology and genesis of mineral deposits in Ireland, 555-577. Dublin.
- Oliver, J. (1986): Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. - Geology, 14, 99-102. Boulder.
- Patočka, F. - Pošmourný, K. - Rajlich, P. - Richter, A. - Vaněček, M. (1984): Využití Pb-izotopických dat pro prospekci ve vulkanicko-sedimentárních oblastech Českého masívu. - ÚÚG Praha.
- Roedder, E., Howard, K.W. (1988): Taolin Zn-Pb-fluorite deposits, People's Republic of China: an example of some problems in fluid inclusion research on mineral deposits. - J. Geol. Soc. London, 145, 163-174. London.
- Sangster, D.F. (1976): Carbonate-hosted lead-zinc deposits. - In: Wolf K.H. (ed.): Handbook of Strata-Bound and Stratiform Deposits, Vol. 6, 447-456. Elsevier, Amsterdam.
- Slobodník, M. - Muchez, Ph. - Viaene, W. (1995): Formation conditions of Pb-Zn mineralizations in the Bohemian Massif. - In: Pašava J., Kříbek B., Žák K. (eds.) (1995): Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impacts, 323-325, proceedings of the Third Biennial SGA Meeting, Prague, Czech Republic, 28-31 August 1995. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Slobodník, M. - Muchez, Ph. - Viaene, W. (1997): Hydrothermal fluid flow in the Devonian and Carboniferous of the Rhenohercynicum of the Bohemian Massif. - In: Papunen H. (ed.) (1997): Mineral Deposits: Research and Exploration - Where do They Meet?, 583-586, proceedings of the 4th Biennial SGA Meeting, 11-13 August 1997, Turku, Finland. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Sverjensky, D.A. (1986): Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 177-199. Amsterdam.
- Vaněček, M. - Patočka, F. - Pošmourný, K. - Rajlich, P. (1985): The use of isotopic composition of ore lead in metallogenic analysis of the Bohemian Massif. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. Matem. a přír. věd, 95, 5. Praha.

KONODONTOVÁ SPOLEČENSTVA Z DEVONSKÝCH VÁPENCŮ V OKOLÍ VRATÍKOVA A VALCHOVA

Conodont assemblages from Devonian limestones in the surroundings of Vratíkov and Valchov

Jiří Synek

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(24-23 Protivanov)

Key words: conodont assemblages, Němčice - Vratíkov Belt, Drahaný Upland

Němčicko-vratíkovský pruh přechodného vývoje je 200-400 m široká zóna devonských a spodnokarbonských hornin, která se táhne přibližně S-J směrem při v. okraji s.části brněnského masívu od v. úpatí Mojetína u Šebetova přes Vratíkov, Valchov, z. okolí Němčic ke Žďáru u Petrovic. Na V se stýká s kulmem Drahanské vrchoviny, na Z je brněnský masív spolu s nadložními klastiky nasunut na devonské břidlice němčicko-vratíkovského pruhu (Kettner 1967). Jeho j. ukončení tvoří petrovická zlomová zóna (Dvořák et al. 1984). Nálezy makrofauny ze stínavsko-chabičovských břidlic u Vratíkova a Petrovic popisují Kettner a Prantl (1942), Havlíček a Mergl (1990) a Makowsky (1873). Biostratigrafické výzkumy na základě konodontové fauny provedli na několika profilech v němčicko-vratíkovské zóně Dvořák a Freyer (1968).

Na vybraných lokalitách v blízkém okolí Vratíkova a Valchova byl spolu s detailními sedimentologickými a mikrofaciálními výzkumy proveden odběr vzorků na konodontovou faunu. Kvantitativní vyhodnocení platformních konodontových elementů v jednotlivých vzorcích shrnuje tab. 1.

Na skalním výchozu při jv. okraji Vratíkova, na pravé straně silnice Boskovice - Vratíkov, bylo z polohy tmavě šedých masivních, částečně rekrystalovaných vilémovických vápenců (Vratíkov 4A) získáno givetské společenstvo odpovídající zóně varcus. Konodontová fauna je zastoupena druhy *Polygnathus linguiformis linguiformis* (morfortypy beta, epsilon) a *Polygnathus latifossatus*. Poněkud výše v profilu byla v poloze šedých

jemnozrných vilémovických vápenců (Vratíkov 4B) s tenkými vložkami břidlic a místy patrným gradačním zvrstvením a paralelní laminací zastižena poměrně chudá, givetská fauna představovaná druhem *Polygnathus linguiformis linguiformis* (morfortypy beta, epsilon). Vápence jsou silně tektonicky postiženy, o čemž mimo jiné svědčí i časté deformace konodontových elementů.

V malém lůmku na sv. okraji Vratíkova, po levé straně silnice Vratíkov - Okrouhlá, byla v šedých hlíznatých křtinských vápencích (Vratíkov 5) s málo mocnými polohami břidlic zjištěna famenská fauna (zóna expansa) zastoupená druhy *Palmatolepis gracilis gracilis* a *Polygnathus znepolensis*.

V lomu jz. od Valchova je odkryt profil vilémovickými a nadložními němčickými vápenci. V černošedých tlustě lavicovitých vápencích (Valchov 1C), místy se zbytky stromatopor, byla zjištěna špatně zachovaná frasná fauna zastoupená druhy *Polygnathus webbi*, *Icriodus symmetricus* a jedinci rodu *Palmatolepis*. Poněkud výše byla získána z černošedých tlustě vrstevnatých vápenců (Valchov 1B), místy s tenkými vložkami břidlic a slabě patrným gradačním zvrstvením bohatá svrchnofrasnská fauna (zóna rhenana) s převládajícími zástupci rodu *Palmatolepis*, zastoupená druhy *Pa. hassi*, *Pa. ederi*, *Pa. proversa*, *Polygnathus webbi*, *Icriodus symmetricus* a *Ancyrodella nodosa*. V polohách němčických černošedých tence vrstevnatých vápenců (Valchov 1A) s hojnými vložkami černých břidlic a místy patrnou paralelní laminací byla zastižena úlomkovitá a deformovaná frasná fauna

Vzorek	Počet platformních elementů	Polygnathus	Palmatolepis	Icriodus	Ancyrodella	Bispathodus	Stáří	Hmotnost vzorku
Vratíkov 4A	27	27					givet	3.1
Vratíkov 4B	7	7					givet	3.4
Vratíkov 5	26	14	12				famen	3.1
Valchov 1A	28	22	6				frasn	3.3
Valchov 1B	97	21	60	12	4		frasn	3.8
Valchov 1C	48	31	15	2			frasn	2.6
Valchov 2	12	11				1	famen	2.8

Tab. 1 - Kvantitativní vyhodnocení platformních konodontových elementů z jednotlivých lokalit.

zastoupená druhem *Polygnathus webbi* a v menší míře i jedinci rodu *Palmatolepis*.

Z vápencové čočky v profilu ponikevskými břidlicemi (Valchov 2) v zářezu lesní cesty z Valchova do

Němčic byla získána poměrně chudá fauna zastoupená druhy *Bispathodus aculeatus anteposicornis* a *Polygnathus delicatulus*, což odpovídá svrchnímu famenu (zóna expansa).

Literatura

- Dvořák, J. - Freyer, G. (1968): Das Paläozoikum im mittleren Teil der Drahaner Höhe (Mähren). - *Geologie* 17, 6/7, 703-719. Berlin.
- Dvořák, J. - Friáková, O. - Mítrenka, P. - Rejl, L. (1984): Vliv stavby východní části brněnského masívu na vývoj nadložních sedimentárních formací. - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 1, 21-28. Praha.
- Havlíček, V. - Mergl, M. (1990): Lower Devonian brachiopods at Petrovice (Drahany Upland, Moravia). - *Čas. Mineral. Geol.*, 35, 3, 225-238. Praha.
- Kettner, R. - Prantl, F. (1942): O novém nalezišti zkamenělin v břidlicích moravského devonu u Vratíkova sv. od Boskovic. - *Věst. Král. Čes. Spol. nauk, tř. mat.-přír.*, 1-18, Praha.
- Kettner, R. (1967): Problém tektoniky Moravského krasu. - *Čs. kras*, 18 (1966), 69-90. Praha.
- Makowsky, A. (1873): Der petrefactenführende Schieferthon von Petrowitz in Mähren. - *Verh. Naturforsch. Verein.*, 11 (1872), 107-110. Brünn.

VÝZKUM KOŘENECKÝCH SLEPENCŮ A STUDIUM DEFORMACE VÁPENCOVÝCH VALOUNŮ V KULMSKÝCH HORNINÁCH DRAHANSKÉ VRCHOVINY

The Kořenec Conglomerate and the analysis of deformation of limestone pebbles in Culmian rocks of the Drahany Upland

Petr Špaček

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: vajgl@sci.muni.cz

(24-23 Protivanov, 24-21 Jevíčko)

Key words: limestone pebbles, conglomerates, ductile deformation, Devonian, Lower Carboniferous, Drahany Culm

Úvod

Jako kořenecké slepence byly poprvé označeny hrubozrnné konglomeráty ostře oddělené od okolních drob a drobových slepenců ve spodních částech protivanovského souvrství (Dovolil et al. 1954). Tyto konglomeráty vystupují zejména v západním okolí obce Kořenec na Drahanské vrchovině (obr. 1) a jsou zajímavé petrografickým složením valounů. Kromě hornin metamorfovaného krystalinika (plagioklasové ortoruly, kvarcity), kyselých efuziv a paleozoických sedimentů (droby, křemenné pískovce, vápence) obsahují také valouny hornin zcela výjimečných v klastickém materiálu kulmských slepenců - granitoidů brněnského masívu (Dovolil et al. 1954, Štelcl 1965).

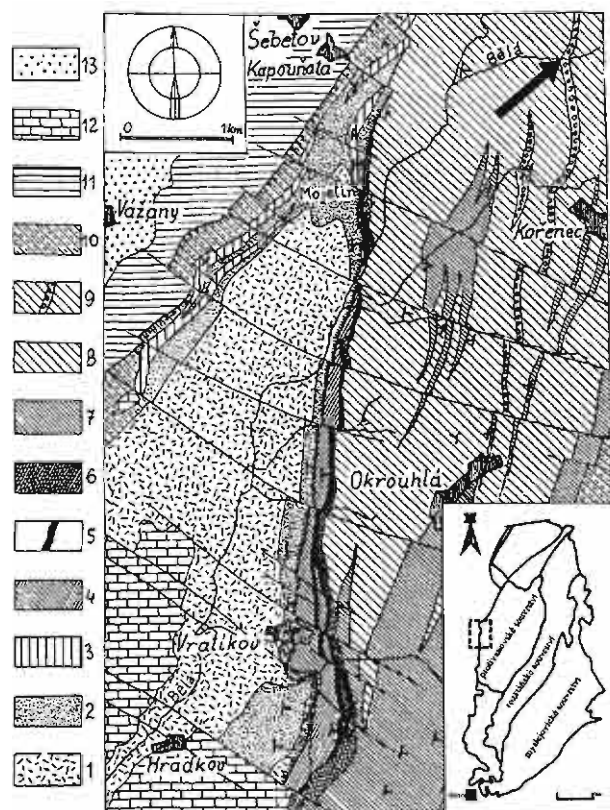
Charakter kořeneckých slepenců tedy vypovídá o

nejstarších fázích variské flyšové sedimentace, kdy analýza vápencových valounů tohoto slepence představuje jedinečnou možnost pro jejich studium.

Studovaná lokalita kořeneckých slepenců

Starý nález fosilního korálu, uskutečněný dr. V. Řehořkem (PřF MU Brno) v sedmdesátých letech, vedl k objevení zajímavého, v literatuře dosud nepopsaného výskytu slepence, který lze vzhledem ke geologické pozici a petrografickému složení označit jako kořenecký. Výchoz slepence je situován asi 1,5 km ssz. od obce Kořenec, ve spodní části západního svahu údolí říčky Bělé (GPS-souřadnice: 49° 32' 40" sev. šířky, 16° 44' 57" vých. délky, obr. 1).

Konglomerát tvoří čočkovitou polohu v drobách;



Obr. 1 - Geologická mapa oblasti výskytů kořeneckých slepenců (Kettner 1967, upraveno). 1 - brněnská vyvřelina, 2-3 - spodní paleozoikum v platformním vývoji, 4-6 - spodní paleozoikum v pánevním vývoji, 7-8 - kulmské droby a břidlice, 9 - kořenecké slepence, 10 - mladší kulmské droby, 11 - perm boskovické brázdy, 12-13 - platformní pokryv. Studovaná lokalita je označena černou šipkou.

jeho největší pozorovaná mocnost je přibližně 20 m, pravá mocnost je pravděpodobně menší. Přesnou orientaci plochy vrstevnatosti se nepodařilo změřit, její směrnice je ale zhruba paralelní se směrnici kliváže, která se uklání pod úhlem 30° k západu (střední hodnota 275/32). Hornina je silně deformovaná a má výraznou lineaci, definovanou protažením valounů a orientací fibrálního křemene v tlakových stínech. Přibližná hodnota lineace je 207/15 a trochu se liší od zjištění Štelcl (1965) ve slepencích západně od Kořence. Tlakové stíny jsou mírně asymetrické a indikují směr pohybu nadloží k SSV.

Studovaný slepenec je polymiktní, silně deformovaný ortokonglomerát s drobovou matrix zelenošedé barvy. Petrografie valounů odpovídá složení těles kořeneckých slepenců, popisovaných v literatuře (Dovolil et al. 1954, Štelcl 1965). Nejpčetnější jsou krystalinické horniny: valouny ortorul a světlých magmatitů. Sedimenty zde tvoří pouze několik procent valounového materiálu. Detailní valounová analýza nebyla zatím provedena.

Průměrná velikost delší osy valounů je 2 - 6 cm, valouny krystalinických hornin dosahují často velikosti až 25 cm.

Ze sedimentologického hlediska je zajímavý blok světlého vápence s rozměry přibližně $3,1 \times 0,5 \times >0,5$ m, který vystupuje ve spodní části výchozu. Blok je příčně

dislokován na několik částí, jejichž vzájemná rotace nepřesahuje 15° . V tomto vápenci byla změřena nevýrazná lineace, definovaná přednostní orientací kolumnálií krinoidů, světlejších smouh a tlakových stínů, s přibližnou hodnotou 200/10. Orientace foliace vápence odpovídá morfologii bloku a kliváži slepenců.

Opracování většiny valounů je velmi dobré, menší klasty plastických vápenců jsou výrazně zploštělé do roviny kliváže a protažené ve směru lineace a často "obtékají" valouny rigidnějších hornin (obr. 2b). Velký blok světlého vápence má protaženě deskovitý subangulární tvar.

V polovině sedmdesátých let našel dr. V. Řehořek z PŘF MU v blízkosti studované lokality asi decimetrový zploštělý valoun téměř výhradně tvořený částí tabulárního korálu. Dr. J. Hladil na základě detailního mikroskopického studia určil korál jako *Ortholites* sp. s pravděpodobným stářím tournai až sp. visé (Hladil in Špaček 1997).

Mikroskopické studium bylo zaměřeno na valouny vápenců, které jsou zastoupeny několika typy makroskopicky tmavě až světle šedých odstínů:

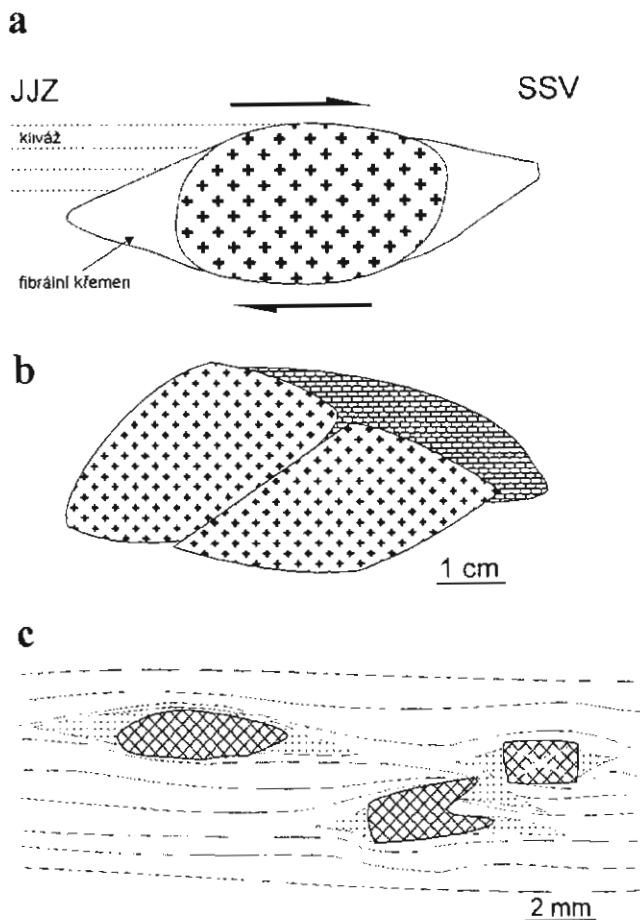
Typ A je "wackestone" s mikrosparitem, drobnou drtí neidentifikovatelných bioklastů, schránkami brachiopodů a vícekomůrkovými foraminiferami (*Endothyra* sp.). Výrazná deformace v tomto typu nebyla pozorována, zrna kalcitu nemají přednostní orientaci.

Typ B (mj. velký vápencový blok) je tvořen sparitovou matrix s většími bioklasty (kolumnálie krinoidů s průměrem až 1 cm; identifikován např. *Cupressocrinites*?). Původně se pravděpodobně jednalo o grainstones nebo packstones, jejichž mikritová složka a část bioklastů podlehly kompletní rekrystalizaci. V těchto vápencích je vyvinuta výrazná foliace, přednostně orientovaná zrna kalcitu v matrix obtékají velké bioklasty (obr. 2c).

Rovněž mikritické vápence typu C mají výraznou foliaci, definovanou nepravidelným páskováním. O jejich silné plastické deformaci svědčí tlakové stíny okolo bioklastů, převrácené žilky kalcitu a protažení hnízd sparitu s klasty křemene, kvarcitů, živců, intraklasty a mikritizovanými bioklasty. Tyto vápence lze označit jako mudstones-wackestones.

Diskuse

Již první pohled na kořenecké slepence nutí k vyjádření nesouhlasu s některými závěry Štelcl (1965), který považoval přednostní orientaci valounů za sedimentární strukturu a dokonce toto hledisko použil v interpretacích sedimentačního prostředí konglomerátů. Protažení valounů je nesporně výsledkem jejich rotace a plastické deformace, které probíhaly při postsedimentačních tektonických pohybech. Důkazem jsou výrazné tlakové stíny s vláknitým křemenem, kliváž, rýhování a obtékání rigidních klastů plastickými vápenci. Rovněž nízký stupeň zaoblení klastů vápence je do značné míry výsledkem tektonické deformace. Nelze tedy na základě srovnání tvarů těchto menších vápencových valounů s valouny v myslejovickém souvrství tvrdit nic o délce transportu valounů v obou slepencích. Velikost výše



Obr. 2 - Některé pozorované typy deformací konglomerátů a vápencových valounů; a - mírně asymetrické tlakové stíny s vláknitým křemenem okolo rigidních klastů, b - obtékání vápencových valounů okolo rigidních valounů, c - vnitřní stavba velkého bloku vápence.

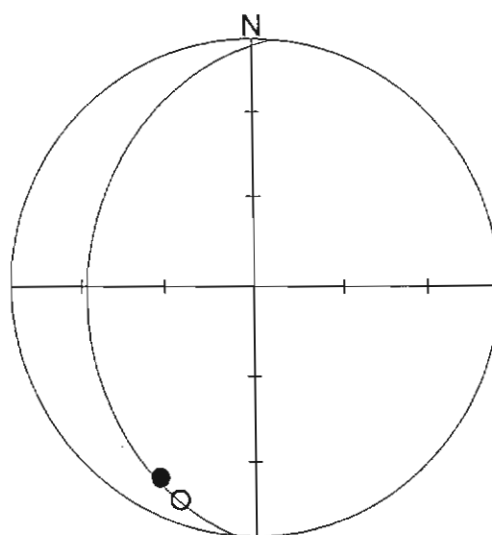
popisovaného bloku světlého vápence (který Štelcl zřejmě nestudoval) naznačuje, že historie jeho sedimentace v kulmské pánvi skutečně nebyla dlouhá, nicméně v myslějovickém souvrství byly rovněž nalezeny podobně velké valouny s malým zaoblením (Špaček 1997) a není tedy možno souhlasit s názorem, že vápencové valouny myslějovického souvrství prodělaly obecně delší transport, než vápencové valouny slepenců kořeneckých.

Morfologie a vnitřní stavba všech vápencových valounů naznačuje, že pozorovaná plastická deformace vznikla zřejmě současně s deformací konglomerátu. Valouny vápenců typu A (viz výše) zřejmě odolaly deformaci v místech, kde měl slepenec podpůrnou strukturu rigidních klastů. Srovnání strukturních deformačních prvků slepence a velkého vápencového bloku (obr. 3) ukazuje, že stavba obou domén je velmi blízká. Foliace v karbonátovém bloku je přibližně paralelní s planární stavbou slepence. To může být důsledkem orientace celého bloku, jehož anizotropie byla vnitřní stavbou podmíněna již v době jeho vzniku. Téměř paralelní lineace obou srovnávaných domén jsou ale dostatečným důkazem pro jejich příslušnost k jedné deformační fázi. Podobnou stavbu mají i všechny ostatní vápencové valouny. Strukturní prvky, které by ukazovaly starší deformace, nebyly pozorovány v žádném valounu.

Nález korála *Ortholites* sp. v této oblasti je velkým překvapením. Podle dr. J. Hladila byl tento rod považován za fenomén, který se omezuje na oblast, situovanou východně od Uralu. Lidská paměť bohužel většinou nesahá k drobným událostem, které se odehrály před dvaceti lety, a tak můžeme označit původ popisovaného korála v kořeneckých slepencích pouze jako velmi pravděpodobný. Dr. Řehořek označil oblast nálezů v těsném okolí slepenců. Celá oblast byla prozkoumána a žádné jiné horniny, ze kterých by korál mohl pocházet, nebyly nalezeny. Za předpokladu, že valoun s korálem skutečně pochází ze studované lokality (tvar valounu tomu nasvědčuje), je *Ortholites* sp. důkazem pro potournaiské stáří kořeneckých slepenců. Toto zjištění je v souladu s názorem J. Dvořáka (např. Dvořák 1987) a nálezem střednovisešské foraminiferové fauny ve valounu z drobnozrnných slepenců několik km východně odtud (Kalvoda et al. 1995).

Mikrofaciální charakter a paleontologická data naznačují příslušnost většiny vápencových valounů, ve kterých byly deformace pozorovány, k devonu či spodnímu karbonu. Obsah velkých klastů mělkovodních organismů v těchto vápencích svědčí o jejich sedimentaci v platformním prostředí. Výše popsaný typ B je faciálně podobný některým vápencům němčicko - vratíkovského pruhu (např. jz. od Valchova). Uvážíme-li vedle velkého bloku vápence přítomnost valounů nepřilíživých přeměněných granodioritů brněnského masivu, je pravděpodobné, že zdrojová oblast obou hornin byla společná a nepřilíživě vzdálená od sedimentační pánve. Pak by vápence ve valounech kořeneckých slepenců mohly představovat materiál z paleozoického obalu brněnského masivu.

Analýza velkého počtu vápencových valounů v mladších kulmských souvrstvích (Špaček 1997) ukázala, že ve valounech nejsou zaznamenány žádné plastické deformace (až na ojedinělý případ, který lze vysvětlit



Obr. 3 - Diagram orientace měřených strukturních prvků. Oblouk - kliváž ve slepencích a vápencovém bloku, plný kroužek - lineace slepenců, prázdný kroužek - lineace ve velkém bloku vápence. Spodní polokoule Lambertovy projekce.

resedimentací valounu ze starších, již deformovaných částí kulmu). Báze protivanovského souvrství patří k nejstarším známým kulmským sedimentům moravskoslezské oblasti. Vzhledem k tomu, že ani ve valounech kořeneckých konglomerátů nebyly pozorovány žádné deformace, které by mohly předcházet době vzniku valounů, je velmi pravděpodobné, že vápencová tělesa, ze kterých byly valouny derivovány, nebyla výrazně tektonicky postižena.

Počátek jejich duktilní deformace je tedy patrně nutno klást až do sp. karbonu.

Kontrast mezi příkrovovou stavbou vápenců Moravského krasu (např. Kettner 1967) a mnohem slabší deformací přilehlého kulmu musí být vysvětlen jiným způsobem, než delším deformačním vývojem vápencových těles a je patrně jen důsledkem rozdílné duktility vápenců a kulmu.

Literatura

- Dovolil, M. - Jaroš, J. - Mísař, Z. - Prosová, M. (1957): Zpráva o geologickém mapování v okolí Šebetova. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956, 42-44. Praha.
- Dvořák, J. (1987): Paleozoikum Dražanské vrchoviny a jeho jv. okolí. - MS Geofond. Praha.
- Kettner, R. (1967): Problém tektoniky Moravského krasu. - Čs. Kras 18 (1966), 69-90, Praha.
- Kalvoda, J. - Otava, J. - Hladil, J. - Bábek, O. (1995): Nové stratigrafické údaje z bouzovského a západodražanského kulmu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, II., 51-52. Brno.
- Špaček, P. (1997): Mikrofaciální analýza vápencových valounů ve slepencích dražanského kulmu. - MS Katedra geologie a paleontologie PŘF MU Brno.
- Štelcl, J. (1965): Petrografie slepence od Kořence na Dražanské vysočině. - Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., 6, 9, 49-72. Brno.

ZPRÁVA O VÝZKUMU VÁPENCŮ PŘI VÝCHODNÍM OKRAJI BOSKOVICKÉ BRÁZDY

A report on research of limestones at eastern border of the Boskovic Graben

Petr Špaček, Jiří Kalvoda, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

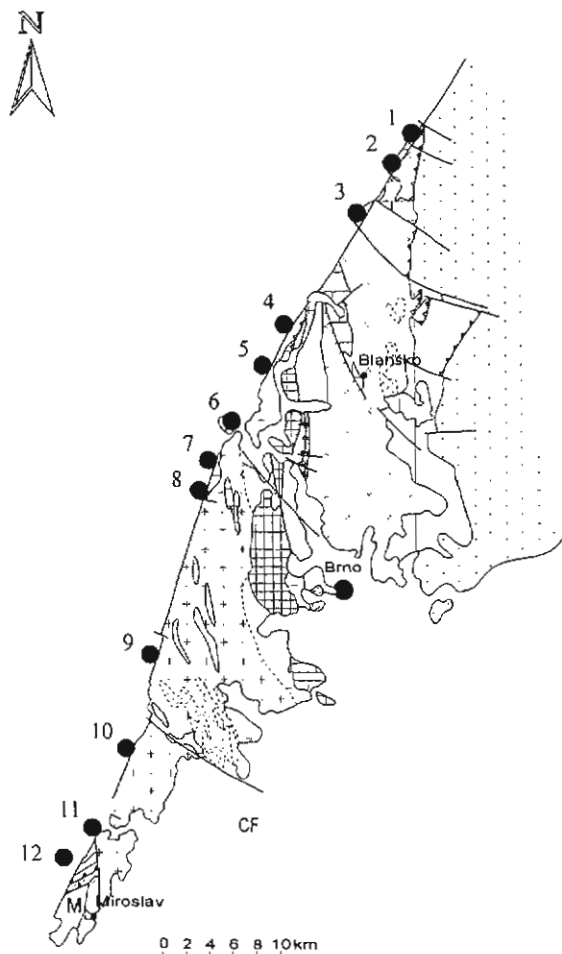
(Boskovice 24-14, Brno 24-32, Ivančice 24-34, Znojmo 34-11)

Keywords: *Boskovic Graben, limestones, Devonian, Lower Carboniferous, tectonics, stratigraphy*

V rámci projektu „Tektonický, faciální a stratigrafický výzkum vápenců při západním okraji brunovistulika“ (grant GAČR 205/98/0751) jsou zkoumány vápencové ostrůvky východního okraje boskovické brázd (obr. 1). V této zprávě jsou shrnuty nejdůležitější předběžné výsledky reambulace mapových podkladů, mezo- a mikrostrukturních analýz, litostratigrafických a paleontologických výzkumů studovaného území.

Reambulace ukázala v mapách mnoho drobných i podstatných odchylek od skutečnosti, plynoucích mj. ze špatné interpretace litologie vápenců a podceňování role jejich tektonické deformace. Zásadní nesouhlas musíme vyslovit s dosavadní interpretací výskytu vápenců na

lokalitě Neslovice. Na většině geologických map je východně od Neslovic zakresleno těleso devonských vápenců mezi kulmem a granitoidy brněnského masivu. Toto těleso má podle některých map šířku 50 m a délku až 2 km (např. Jaroš 1962, obr. 2). Po podrobném průzkumu konstatujeme, že žádné vápencové těleso takových rozměrů zde není. V inkriminované oblasti byly zjištěny pouze ojedinělé klasty drcených vápenců v deluviu (jv. od Neslovic), které byly pravděpodobně vyvlečeny do tektonické melanže na okrajovém zlomu boskovické brázd, podobně jako lze pozorovat na výchozu u Budkovic, severně od Moravského Krumlova. K podobnému zjištění dospěl již Suess (1907).



Obr. 1 - Lokalizace studovaných výskytů na schematické geologické mapě brněnského masivu. Černá kolečka s čísly znázorňují studované lokality vápenců. 1-2 - pruh Šebetov-Boskovice, 1 - Šebetov, 2 - Vážany; 3 - výskyt v okolí Újezdu u Boskovic; 4 - Černá Hora; 5 - Lažany; 6 - výskyt v okolí Čebína; 7-8 - pruh Nový Dvůr-Chudčice, 7 - Chudčice, 8 - Vev. Bitýška; 9 - Neslovice; 10 - Moravský Krumlov; 11 - výskyt v okolí Lesonic; 12 - výskyt v okolí Kadova.

Stratigrafický výzkum vápenců je ztížen nečitelností sedimentologických struktur vápenců, které byly při velmi komplikovaném tektonickém vývoji oblasti postiženy několika plastickými i křehkými deformacemi. V mnoha oblastech modifikuje tektonika původní struktury natolik, že jejich litostratigrafická paralelizace s jednotkami Moravského krasu není možná.

Paleontologické studium je zaměřeno na analýzu foraminiferových společenstev ve výbrusech a konodontů v nerozpuštěných zbytcích vápenců. Díky silné deformaci je zachování fosilií velmi špatné. Kromě deformace foraminifery často podléhají rekrystalizaci, při níž patrně došlo k homogenizaci mikrochemismu a ani v CL-mikroskopu většinou nejsou pozorovatelné. Pouze v některých vzorcích vápenců chudčického pruhu se ve faciích podobných kalciturbiditům jižní části Moravského krasu podařilo identifikovat foraminiferovou faunu, která indikuje patrně famenské stáří. Z hlediska rezistence k plastickým deformacím se zdají být vhodnějšími fosiliemi stromatopory a koráli. V jižní části chudčického pruhu u Veverské Bitýšky byly nalezeny lagunární floatstones se



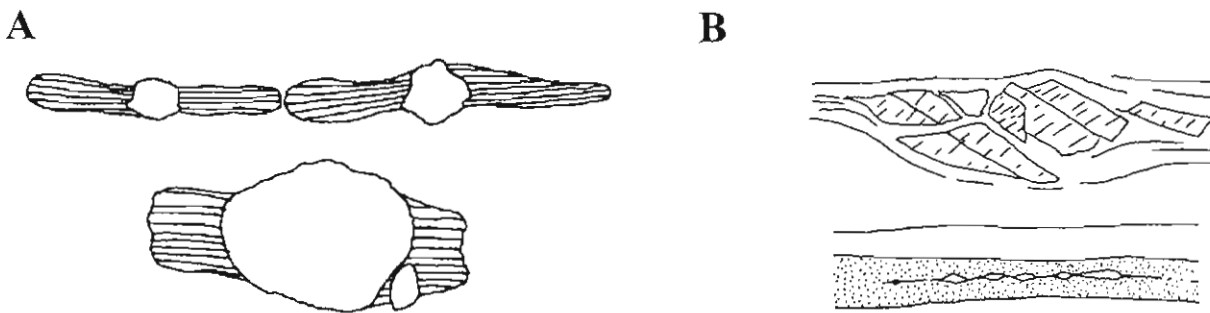
Obr. 2 - Geologická mapa okolí Neslovice podle Jaroše (1962), upraveno. Vysvětlení šraf: křížky a vlnovky - brněnský masiv, vodorovné široké pruhy - devonské vápence, šikmé pruhy - kulmské droby, kroužky - rokytnské slápy.

stachyody a rudstones s brachiopody a stromatoporami, dosud neurčenými. V severní části sledovaného území, v okolí Šebetova, byl nalezen velký korál, který byl určen jako *Heliolites vulgaris*, stáří eifel (J. Hladil, ústní sdělení).

Studované vápence jsou obecně velmi chudé na konodonty. I přes velké objemy rozpuštěných vápenců byly dosud nalezeny pouze na dvou nových lokalitách. Úlomky konodontů rodu *Polygnathus* byly nalezeny ve vápencích u Chudčic. Nejsou stratigraficky průkazné a indikují frasně až tournaiské stáří. Bohatší společenstva deformovaných a často pouze fragmentárních, špatně určitelných konodontů byla studována ve vápencích z lokality Vážany. Byly určeny rody *Polygnathus*, *Palmatolepis*, *Siphonodella?*, které ukazují pravděpodobně svrchnofamenské stáří.

Tektonická situace studované oblasti je velice komplikovaná. Studium strukturálních prvků je ztíženo silnou kataklázou, spojenou s přesmykem brněnského masivu se svým sedimentárním obalem přes permokarbon boskovické brázdy. V oblasti jižního ukončení brázdy ukazují plastické deformace poněkud vyšší hodnoty než v ostatních částech studovaného území. Byly zde nalezeny četné izoklinální vrásy, jejichž vznik byl patrně spojen s pohyby příkrovů. Dvě generace foliací a přítomnost lineace, která nesouhlasí s vrásovými osami dokumentují komplikovanost tektonické stavby. Rovněž mikrostruktury ukazují značné deformace (obr. 3). Z book-shelf budináže kalcitových klastů velmi jemnozrnných vápenců u Kadova byla změřena minimální elongace 280-360 %. V oblasti brněnské přehrady se plastické deformace projevují výraznými tlakovými stíný s fibrálním kalcitem okolo křemenných klastů. Měřením tlakových stínů byla určena elongace 170-220%. V severním zakončení pruhu vápencových výskytů u Šebetova ukazují tlakové stíný elongaci až 440-500%.

Místa velmi dobře zachované původní sedimentární struktury v kontrastu k těmto tektonitům ukazují, že plastické deformace nedosahovaly ve všech oblastech stejných hodnot a že patrně probíhaly v poměrně úzkých střížných zónách.



Obr. 3 - Charakteristické mikrostruktury studovaných vápenců. A - Fibrální kalcitové tlakové stíny okolo křemenných klastů, Chudčice (dole), Šebetov (nahore). B - Book-shelf budinář kalcitových klastů, Kadov.

CAI-indexy nalezených konodontů dosahují hodnoty (4-)5 a indikují teploty prohřátí 190-300°C (CAI 4) až 300-480°C (CAI 5), korodované nelesklé povrchy konodontů rovněž naznačují vyšší alterační teploty. Tyto hodnoty jsou srovnatelné s hodnotami z konického

paleozoika, kde výzkumy odraznosti vitrinitu ukazují obdobné teploty, které jsou zde spojovány se značným tektonickým naložením (předpokládají se maximální hloubky pohřbení okolo 5 km, Střelcová et al. 1997).

Literatura

Jaroš, J. (1962): Geologický vývoj a stavba boskovické brázdy. - MS PŘF UK. Praha.

Střelcová, E. - Franců, J. - Poelchau, H.S. (1997): Model tepelné historie paleozoika Konicka na základě odraznosti vitrinitu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1996, 83-85. Brno.

Suess, F. E. (1907): Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges. - Jb. K.-k. geol. Reichsanst., 57, 793-834. Wien.

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE V LOMU „PODHŮRA“ U LIPNÍKA NAD BEČVOU

Hydrothermal mineralization in the quarry „Podhůra“ near Lipník nad Bečvou

Jiří Zimák

Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(25-13 Přerov)

Key words: hydrothermal mineralization, Moravian-Silesian Culm

Losert (1957, 1962) se zmiňuje o častém výskytu hydrotermálních žil tvořených převážně Mn-kalcitem (podle citovaného autora) a též ankeritem v kulmu kry Maleníku (v okolí Rybář a Týna nad Bečvou). Studium těchto žil je v současnosti možné zejména v činném lomu „Podhůra“ (cca 2 km jižně od Lipníka nad Bečvou), v němž jsou těženy droby hradecko-kyjovického souvrství (s polohami slepenců a jen lokálně přítomnými aleuropelity).

Hydrotermální žíly v lomu „Podhůra“ tvoří výplň převážně strmých puklin variabilních směrů. Mocnost žil je

zpravidla řádově v cm (převažují žilky do 3 cm), výjimečně i nad 20 cm. Jde o křemenné žíly, obvykle obsahující chlorit, jenž způsobuje šedozelené zbarvení některých partií žiloviny, nebo o žíly, jejichž dominantní složkou je hrubozrnný kalcit, jenž má různě intenzivní růžové zbarvení. Výsledky parciálních chemických analýz pěti vzorků různě zbarvených kalcitů (od téměř čistě bílého po růžový) jsou velmi podobné: 54,21-55,22 hmot. % CaO; 0,32-0,48 hmot. % FeO; 0,32-0,60 hmot. % MnO a 0,18-1,96 hmot. % nerozpustného podílu (analytik P. Kadlec, PŘF MU Brno).

	1	2	3
SiO ₂	26,70	27,43	27,35
Al ₂ O ₃	20,95	21,72	21,26
FeO	26,21	26,67	27,42
MgO	12,47	12,91	12,93
MnO	0,43	0,42	0,55
suma	86,76	89,15	89,51
počet kationtů na bázi 14 atomů O:			
Si ⁴⁺	2,85	2,84	2,84
Al ³⁺	2,63	2,65	2,60
Fe ²⁺	2,34	2,31	2,38
Mg ²⁺	1,98	1,99	2,00
Mn ²⁺	0,04	0,04	0,05
F/FM	0,55	0,54	0,55

Tab. 1 - Chemismus chloritu (hmot.%).

V podstatném množství bývá na kalcitových žilách přítomen i křemen, jenž je krystalizačně starší složkou. Ve výbrusech tento křemen často undulózně zháší a lokálně obsahuje četné červíkovité inkluze chloritu, které jsou místy přítomny i v kalcitu. Na některých kalcitových žilkách byly zjištěny i drobné anchimonominerální agregáty, složené ze šupinek chloritu. Výsledky chemických analýz (tab. 1) prokázaly, že jde o chlorit klinochlor-chamositové řady, jenž

v Melkově klasifikaci (F/FM vs. Si) odpovídá chamositu. Údaje o chemismu chloritů a dalších níže uvedených minerálů byly získány na přístroji CamScan s připojeným EDX analyzátozem Link AN 10 000 (urychlovací napětí 20kV, korekce programem ZAF-4, analytik Mgr. V. Vávra, PŘF MU Brno).

Lokálně jsou v okrajových partiích žil přítomna alotriomorfní až hypidiomorfní zrna albitu, vzácně byl zjištěn apatit. Pomocí elektronového mikroskopu s EDX analyzátozem bylo ve vzorcích žiloviny marně pátráno po kalcitu s výrazně vyšším podílem Mn a také po karbonátu dolomit-ankeritové řady. V křemeni s červíkovitými uzavřeninami chloritu byla zjištěna v odražených elektronech nápadná alotriomorfní zrníčka monazitu a blíže neurčitelného minerálu skupiny TiO₂ (anatas nebo rutil?). Chemická analýza monazitu poskytla tento výsledek (v hmot.%): 29,98 P₂O₅; 33,88 Ce₂O₃; 18,89 La₂O₃; 10,76 Nd₂O₃; 2,39 Pr₂O₃; 4,30 SiO₂; 2,86 TiO₂; 0,55 FeO a 0,40 CaO (suma = 104,01). Chemismus TiO₂-minerálu (hmot.%): 94,60 TiO₂; 2,02 FeO; 0,54 SiO₂; 1,03 V₂O₃ a 0,25 Al₂O₃ (suma = 98,44).

V karbonátové žilovině je místy hojně přítomen chalkopyrit, často přeměněný na stilpnosiderit, provázený malachitem.

Literatura

- Losert, J. (1957): Ložiska a výskyty olověno-zinkových rud v severomoravském kulmu. Oderské vrchy - okolí Hrabůvky. - Rozpr. ČSAV, Ř. MPV, roč. 67, seš. 4, str. 1-61. Praha.
 Losert, J. (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. - Komunikáty Slez. Úst. (Opava), No. 20, 51 stran. Opava.

RABDOFÁN-(CE) Z KŘEMENNÉ ŽÍLY S KLINOCHLOREM Z MLADECKA (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

Rhabdophane-(Ce) in a quartz vein with clinocllore from Mladecko (Culm of the Nížký Jeseník Upland)

Jiří Zimák¹, Václav Vávra²

¹Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

²Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(15-32 Opava)

Key words: *rhabdophane-(Ce), hydrothermal mineralization, Nížký Jeseník Upland*

V drobách moravického souvrství donedávna těžných společně s dalšími kulmskými sedimenty v lomu východně od Mladecka (v blízkosti železniční stanice Mladecko) se poměrně často vyskytovaly křemenné žilky s chloritem. Mocnost žilek dosahovala obvykle jen do 2-3 cm, zcela výjimečně byla i větší. Jedinou podstatnou

složkou žilek je křemen. V akcesorickém až vedlejším množství bývá přítomen chlorit, jenž tvoří červíkovité útvary, které způsobují již makroskopicky nápadné šedozelené zbarvení některých partií žilného křemene, a to obzvláště při okraji žilek. Ve výbrusech je chlorit z Mladecka opticky negativní, výrazně pleochroický (X = světle žlutá,

	1	2	3
P2O5	28,74	28,11	28,71
SO3	-	0,42	-
Ce2O3	25,52	25,80	25,93
La2O3	12,83	12,11	11,73
Nd2O3	9,72	10,13	10,49
Pr2O3	3,10	3,85	3,45
Sm2O3	1,22	1,01	2,14
Y2O3	4,14	3,27	4,26
Gd2O3	-	-	1,41
Fe2O3	1,03	0,90	1,06
CaO	5,01	4,70	3,94
UO2	-	0,49	-
Cl	2,12	1,93	-
O=Cl	-0,48	-0,44	-
H2O	6,95	7,63	6,77
suma	100,00	100,00	100,00
počet iontů na bázi P5+ + S6+ = 1,00:			
P5+	1,00	0,99	1,00
S6+	-	0,01	-
Ce3+	0,38	0,39	0,39
La3+	0,19	0,18	0,18
Nd3+	0,14	0,15	0,15
Pr3+	0,05	0,06	0,05
Sm3+	0,02	0,01	0,03
Y3+	0,09	0,07	0,09
Gd3+	-	-	0,02
Fe3+	0,04	0,03	0,04
Ca2+	0,22	0,21	0,17
U4+	-	0,01	-
Cl-	0,15	0,14	-
H+	1,90	2,11	1,86
O2-	4,96	5,07	5,03

Tab. 1 - Chemické složení rabdofánu-(Ce) (EDX, výsledek analýzy uveden v hmot. %).

Y = Z = žlutozelená až zelená), má anomální modré interferenční barvy. Chemickou analýzou (EDX) bylo v chloritu stanoveno 27,76-28,67 hmot.% SiO₂; 20,92-21,26 hmot.% Al₂O₃; 26,04-26,23 hmot.% FeO; 14,95-15,01 hmot.% MgO a 0,39-0,59 hmot.% MnO. Podle klasifikace Melky (1965) odpovídají výsledky analýz klinochloru (Si = 2,84-2,88, F/FM = 0,50). Na základě šesti různých geothermometrů založených na počtu oktaedrických vakancí, množství hliníku v tetraedrických pozicích a na hodnotě poměru

Fe/(Fe+Mg) byly vypočteny teploty vzniku analyzovaného chloritu v intervalu 174 až 317 °C (Zimák 1999a).

Pomocí elektronového mikroskopu byla v křemenné žilovině s červíkovitým chloritem zjištěna dvě drobná izometrická „zrna“ (velmi nápadná ve zpětně odražených elektronech), která svým chemickým složením (viz tab. 1) odpovídají rabdofánu-(Ce). Údaje o chemismu tohoto minerálu byly získány pomocí elektronové mikrosondy CAMSCAN s ED analyzátozem Link AN 10.000 (urychlovací napětí 20kV, při přepočtu použita ZAF korekce). Obsah vody byl určen dopočtem na sumu 100 hmot.%. Značné množství chloru (kolem 2 hmot.% Cl) ve dvou analyzovaných bodech je překvapením (v dostupných publikovaných analýzách minerálů rabdofánové skupiny chlor uváděn není a ani jsme nenalezli žádné úvahy týkající se možnosti jeho vstupu do struktury minerálů této skupiny). Vzhledem ke stanoveným obsahům Cl v rabdofánu-(Ce) z Mladecka a k možné přítomnosti skupin OH⁻ v podobě [PO₃OH]²⁻ byly počty jednotlivých iontů (viz tab. 1) normalizovány na P⁵⁺ + S⁶⁺ = 1,00 (ve struktuře minerálů rabdofánové skupiny je substituce P a S běžným jevem).

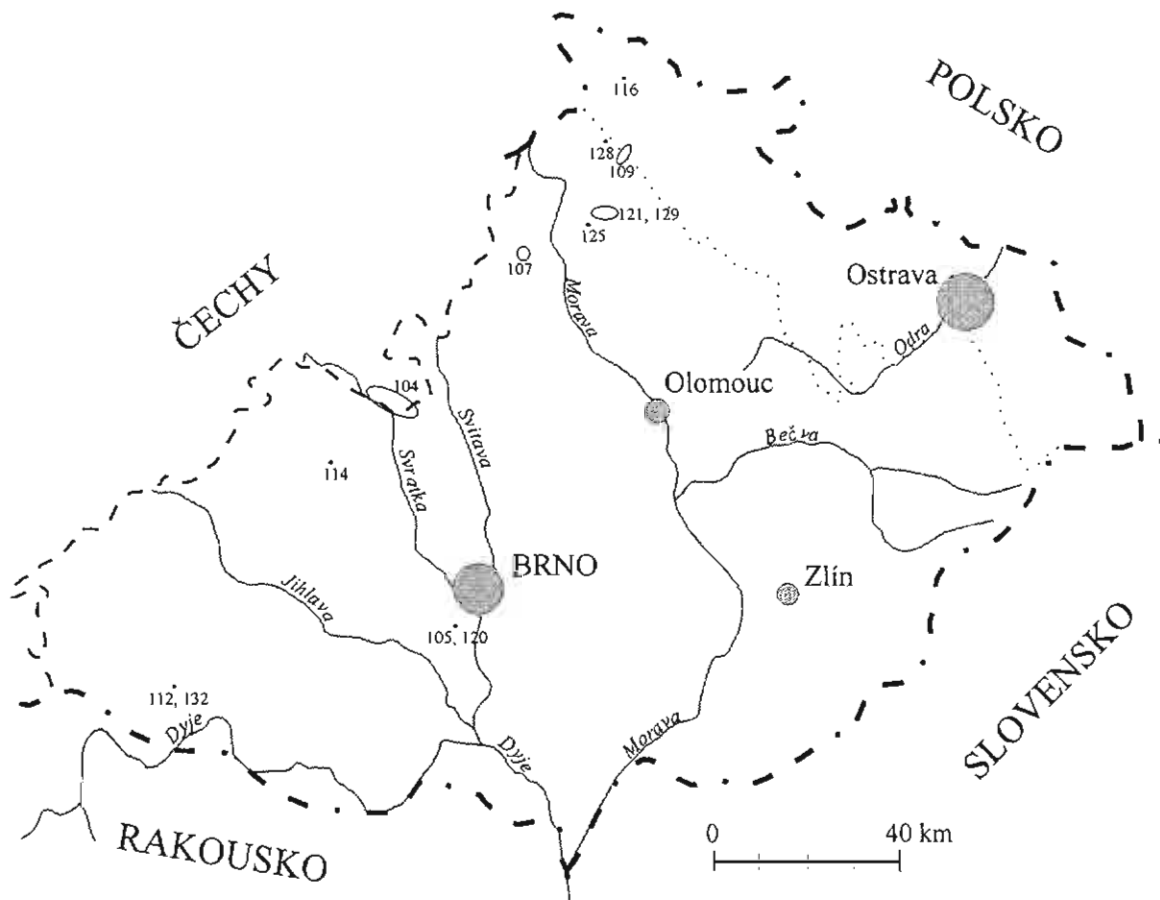
Přítomnost minerálů vzácných zemin v kulmu Nízkého Jeseníku patrně není výjimečným jevem. V koncentrátech těžkých minerálů ze zvětralin v prostoru historického ložiska zlata u Suché Rudné byl zjištěn florencit-(Ce) (Novák, Jansa, Prachař 1989). Citovani autoři za jeho zdroj považují horniny andělskohorského souvrství, v nichž se florencit-(Ce) vytvořil v průběhu epizonální metamorfózy. Ve vzorcích andělskohorských břidlic od Nové Rudné byla citovanými autory přítomnost florencitu-(Ce) bezpečně prokázána. Součástí asociace těžkých minerálů v drobách hradecko-kyjovického souvrství je monazit (Otava 1981).

Lom u Mladecka je po lomu „Podhůra“ u Lipníka nad Bečvou (Zimák 1999b) již druhou lokalitou v kulmu Nízkého Jeseníku, na níž byl minerál vzácných zemin zjištěn jako součást hydrotermální mineralizace. I když lze očekávat přítomnost TR-minerálů i na jiných výskytech hydrotermálních žil v moravskoslezském kulmu, je pravděpodobné, že vzhledem k relativně nízké mobilitě vzácných zemin za epitermálních až mezotermálních podmínek budou jejich nálezy jen ojedinělé.

Literatura

- Melka, K. (1965): Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. - Věst. Ústř. Úst. geol., 40, 1, 23-27. Praha.
- Novák, F. - Jansa, J. - Prachař, I. (1989): Florencit-(Ce) ze Suché Rudné v Jeseníkách. - Věst. Ústř. Úst. geol., 64, 3, 163-171. Praha.
- Otava, J. (1981): Využití těžkých minerálů při litostratigrafickém členění kulmu severní Moravy. - Práce Odb. přír. Věd KVM v Olomouci, 33, 23-24. Olomouc.
- Zimák, J. (1999a): Chemistry of chlorites from hydrothermal veins in the Variscan flysch sequences of the Nízký Jeseník Upland (Czech Massif). - Věst. Ústř. Úst. geol., 74, 1, 43-46. Praha.
- Zimák, J. (1999b): Hydrotermální mineralizace v lomu „Podhůra“ u Lipníka nad Bečvou. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1998, 99-100. Brno.

KRYSTALINIKUM CRYSTALLINE COMPLEX



ŽÍLY ALPSKÉ PARAGENEZE V AMFIBOLITECH POLIČSKÉHO KRYSTALINIKU

Alpine veins in amphibolites of the Polička Crystalline Unit

David Buriánek

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PFF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

(14-11 N. Město, 14-33 Polička, 24-12 Letovice)

Key words: amphibolite, alpine veins, genesis

Amfibolity tvoří v geologické mapě úzké několik kilometrů dlouhé pruhy podél celého jižního okraje poličského krystalinika. Pruhy začínají na severozápadě u Proseče a končí na jihovýchodě u Víru. Na mnoha místech celého krystalinika jsou amfibolity proniknuty žilkami, které lze podle jejich mineralizace rozdělit na několik typů.

Typ 1: Ve všech amfibolitových tělesech se vyskytují pukliny, vesměs kolmo orientované k lineaci amfibolitů, které vyplňují drobné žilky o mocnosti 0,1 až 1 mm. Někdy je v nich přítomen jen klinozoisit, jehož až 1 cm dlouhé vějířovité agregáty pokrývají pukliny samostatně, nebo spolu s albitem (Nedvězí, Proseč, Borová). Od Borovnice pocházejí žilky tvořené na okrajích karbonátem a chloritem. Střední žilek pak vyplňuje albit a sloupcovité krystalky minerálů epidotové skupiny.

Typ 2: Žilky od Bystrého jsou tvořeny hlavně amfibolem a albitem. Amfibol je jehličkovitý a jeho agregáty mnohdy dorůstají přímo ze sloupců amfibolů, porušených puklinou. Výjimečně se zde vyskytl i titanit. Ale i na těchto žilkách bývá přítomen chlorit a epidot jak o tom svědčí nález od obce Telecí.

Typ 3: Jde o žíly starší mineralizační etapy, které vystupují v opuštěném lomu na Farském kopci u Proseče. Lom je založen v drobnozrnných amfibolitech výrazně foliovaných, prorážených 1 až 2 m mocnými žilami granodioritu, které lze spojit s intruzí zderazské žuly. Alpská parageneze tvoří nepravidelné až čočkovité žíly o mocnosti 1 až 10 cm. Na okrajích jsou drobnozrnné, složené ze sloupců amfibolů, zrn epidotu a pyroxenu, jenž se mění na amfibol. Směrem do středu se velikost zrna zvětšuje, objevují se až 2 mm dlouhé sloupce minerálů epidotové skupiny (opticky určené jako epidot a klinozoisit) doprovázené oligoklasem, který bývá na okrajích klinozoisitem zatlačován. Centrální části žíly vyplňují až přes 1 cm velké shluky prehnitu, případně až 8 cm dlouhé jehlice natrolitu seskupené do vějířovitých agregátů. Zdejší natrolit popsal již Kratochvíl (1962). Tato mineralizace je porušována mladšími žilkami klinozoisitu, které patrně náleží k alpským žilám typu 1.

Na některých žilách, zvláště při kontaktu

s granodiority, však prehnit i natrolit chybí a převažujícím minerálem je pyroxen v podobě až 4 cm velkých zrn. Spolu s ním je přítomen plagioklas, epidot, amfibol, v malém množství i pyrit a kalcit jako nejmladší minerál.

Typ 4: U Telecího je mineralizace poněkud jiného charakteru. Jde o nepravidelné až několik cm mocné žíly. Jejich hlavní minerál skapolit byl na základě indexu lomu určen jako Na-mejonit. Převahu mejonitové komponenty potvrdil i práškový rentgenogram a spektrální analýza. Do skapolitu zarůstají sloupce amfibolu a tmavě zeleného pyroxenu o velikosti až 1 cm. Na okrajích žil jsou asi 1 mm velké krystalky hnědožlutého titanitu.

Závěr

V poličském krystaliniku byly nalezeny čtyři typy alpských žil, jejichž minerální složení je odvozeno od amfibolitů, které prorážejí. Žíly vznikly nejméně během dvou mineralizačních etap. K starší etapě náleží typ 3 o složení: pyroxen + amfibol + plagioklas + epidot ± klinozoisit ± chlorit ± kalcit ± prehnit ± natrolit. Směrem ke granodioritům je na těchto žilách zřetelný nárůst zastoupení pyroxenu a úbytek množství obou minerálů epidotové skupiny; spolu s tím mizí prehnit a natrolit. Tato zonálnost může být vysvětlena poklesem teploty, což by ukazovalo že zdrojem tepla byly právě žíly granodioritů. U žil typu 4 o složení: skapolit + pyroxen + amfibol + titanit se žádný vztah k granitodům nepodařilo prokázat a je pravděpodobné, že vznikly nejspíš z fluid uvolněných při regionální metamorfóze. Další dva typy náleží mladší mineralizační etapě. Typ 1 porušuje žíly starší mineralizační etapy a má v celém krystaliniku podobný charakter. Minerální složení těchto žilek je poměrně jednoduché: minerály epidotové skupiny ± albit ± chlorit. Jejich vznik je třeba spojovat s retrográdními přeměnami, jako je chloritizace granátu nebo amfibolů, které horniny postihly během křehké deformace nebo po ní. Žilky typu 2 tvořené hlavně amfibolem a albitem vznikaly za poněkud vyšších teplot patrně v závěrečných etapách metamorfózy. Zdá se, že s poklesem teploty přecházely do žilek typu 1.

Alpské žíly poličského krystalinika dokládají složitost metamorfního vývoje této geologické jednotky, při němž hrála důležitou roli nejen regionální ale i kontaktní metamorfóza.

Literatura:

Kratochvíl, J. (1962): Topografická mineralogie Čech V. - Academia, Praha.

MRAMORY UZAVŘENÉ V AMFIBOLITECH BRNĚNSKÉHO MASIVU U ŽELEŠIC (JIŽNÍ MORAVA)

Marbles enclosed in amphibolites of the Brno massif at Želešice
(southern Moravia)

David Buriánek, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(24-34 Ivančice)

Key words: marbles, metasomatic reactions, Brno massif

Studované mramory od Želešic (2 km j. od Brna) jsou těsně spjaty s želešickými amfibolity, které vystupují západně od metadioritové subzóny brněnského masivu při jejím jižním konci. Jedná se o komplex amfibolitů, epidotických amfibolitů a aktinolitických, chlorit-aktinolitických až chloritických břidlic, kterým pronikají mladší žíly applitů, pegmatitů, dioritových porfyrů, paleoryolitů a paleobazaltů.

Studované mramory jsou odkryty v drobných výchozech za garážemi v malé strži pod kostelem na levém břehu říčky Bobravy při západním okraji obce Želešice. Karbonáty zde vystupují v podobě několika dislokovaných čoček metrových rozměrů uložených v aktinolitických břidlicích (obr. 1). Lokalita byla stručně popsána Slezákovou (1979, db. č. 26).

Obdobné mramory růžově šedé barvy byly nalezeny též v jižním okolí Bystřice v analogické tektonické pozici při západním okraji metadioritové subzóny.

Litologie

Mramory jsou celistvé šedé až šedobílé, místy narůžovělé a tvoří několik čoček. Jádru čočky je obvykle tvořeno jemnozrnným karbonátem. Při pozorování v katodoluminiscenčním světle bylo možno v jednotlivých karbonátových zrnech mramorů rozlišit centrální a okrajovou část. Na základě mikrosondové analýzy byl v centrální části určen dolomit (obsahuje: 16,76 až 18,31% MgO, 4,68 až 1,78% FeO), okraj byl podle luminiscence shodný s luminiscencí mikrosondově prokázaného kalcitu pronikajících žil považován rovněž za kalcit. Na okrajích čoček mramorů bývá až několik cm mocná zóna kalcitu s tenkými polohami žlutozeleného chloritu uspořádanými souhlasně s foliáci.

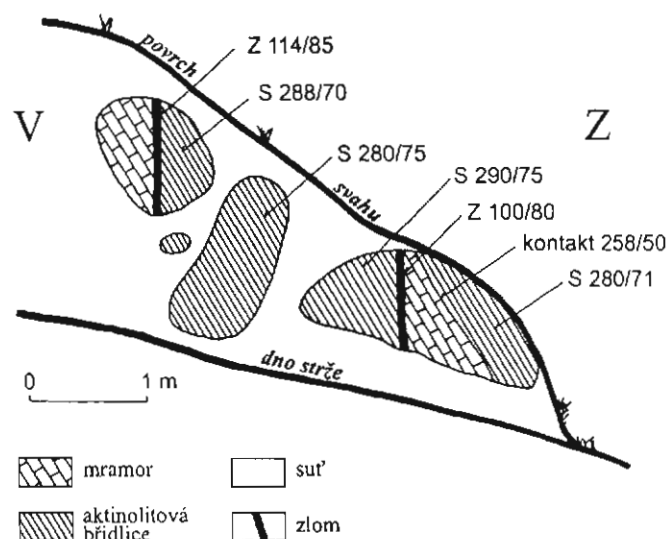
Základní hmota mramorů je protkána sítí žilek a hnízd s mladší minerální asociací. Okraje těchto metasomatických žilek a hnízd tvoří kalcit, střed je zaplněn vějířovitými agregáty jehlic amfibolu o délce kolem 1-2 mm. Na koncích jednotlivých jehlic amfibolu jsou někdy drobné lupénky mastku, který s amfibolem srůstá nebo jej dokonce zatlačuje. Dalším minerálem této asociace je apatit, který většinou tvoří xenomorfní zrna o velikosti až

1 mm (v katodoluminiscenčním mikroskopu má světle zelenou luminiscenci). Chlorit je přítomen i v kalcitu žilek, kde tvoří drobné bezbarvé lupínky (kolem 1 mm), svým chemismem odpovídá penninu až klinochloru. Jako akcesorie se v žilné asociaci vyskytují drobné automorfní krystalky pyritu, které jsou často limonitizované.

Okolní aktinolitové břidlice jsou šedozelené, jemnozrnné a tenké páskované. V jednotlivých páscích převládají světlé nebo tmavé minerály. V hornině jsou přítomny dvě minerální asociace. Po starší asociaci zůstaly jen drcené a usměrněné reliktky plagioklasů z původního amfibolitu. Nová minerální asociace, která má složení albit + aktinolit + epidot ± chlorit ± křemen, vznikla postkinematickou epizonální metamorfózou. Hornina je silně rozpukána a proráží ji křemenné žíly.

Chemismus minerálů a izotopické složení mramorů

Chemismus minerálů byl studován na leštěných výbrusech elektronovým mikroskopem CAM SCAN na katedře mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU v Brně. Analýzy provedl a vyhodnotil Mgr. V. Vávra.



Obr. 1- Schematický náčrt výchozu s čočkami dolomitických mramorů u Želešic. Vysvětlivky: S - foliace, Z - zlom.

vzorek	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	30.15	29.18	31.1	32.82	32.28	58.29	59.11	58.79	59.38
Al ₂ O ₃	18.92	20.25	16.93	16.26	17.05	0.73	0.46	-	-
FeO	13.09	13.2	5.77	5.95	10.1	4.82	1.53	5.45	5.05
MgO	23.89	24.02	28.35	29.3	24.74	20.59	22.7	20.04	20.68
CaO	-	-	0.31	0.25	0.14	13.57	12.94	13.4	13.45
MnO	-	0.15	0.16	-	-	0.49	0.26	0.59	0.59
suma	86.06	86.8	82.62	84.59	84.3	98.49	98	98.26	99.15
PŘEPOČET									
SiIV	3.05	2.91	3.15	3.25	3.3	8	8.03	8.1	8.1
AlIV	0.95	1.09	0.85	0.75	0.7	-	-	-	-
suma	4	4	4	4	4	8	8.03	8.1	8.1
AlVI	1.3	1.3	1.18	1.15	1.35	0.12	0.07	-	-
Fe	1.11	1	0.49	0.49	0.86	0.55	0.17	0.63	0.58
Mn	-	0.01	0.01	-	-	0.06	0.03	0.07	0.07
Mg	3.6	3.58	4.29	4.33	3.77	4.21	4.6	4.12	4.2
Ca	-	-	0.03	0.03	0.02	2	2.03	1.98	1.97
suma	6.01	5.89	6	6	6	6.94	6.9	6.8	6.82
OH	8	8	8	8	8	2	2	2	2
O	10	10	10	10	10	22	22	22	22

Tab. 1 - Chemismus chloritů a amfibolů v mramoru od Želešic. Vzorky chloritů: 1, 2 - okraje čočky mramoru, 3 až 5 - metasomatické žilky. Vzorky amfibolů: 6 až 9 - metasomatické žilky.

Izotopické analýzy zajistila doc. J. Hladíková v geochemické laboratoři ČGÚ Praha na přístroji Finnigan - MAT 251.

Amfibol, který svým chemismem kolísá kolem hranice mezi aktinolitem a tremolitem, obsahuje od 2 do 5 % FeO a maximálně 0,5 % Al₂O₃ (tab. 1). Chlorit v žilkách s amfibolem obsahuje o něco méně Al a Fe než chlorit z okraje mramorových čoček. Relikty původního dolomitu mohou mít i přes 4% celkového FeO, v katodoluminiscenčním mikroskopu lze na nich sledovat dedolomitizaci. Mladší kalcit vzniklý při metasomatických reakcích obsahuje jen malé množství hořčiku.

V nejméně metasomaticky postižených partiích mramorů byla studována izotopová složení. Pro uhlík byla zjištěna hodnota d¹³C = -3,4 (PDB) a pro kyslík hodnota d¹⁸O = -2,8 (SMOW). Poměrně vysokou zápornou hodnotu d¹⁸O lze vysvětlit tím, že vápence byly postiženy metasomatózou. Ze stejného důvodu je i uhlík poněkud obohacen o lehčí izotop oproti sedimentárním vápencům.

Tektonika

Čočky mramoru jsou uloženy souhlasně s dobře vyvinutou foliací, jejíž orientace je kolem 295/75°. V čočkách dolomitických mramorů je možné nalézt známky plastické deformace, a to především na jejich okraji, kde je několik cm mocná zóna, v níž jsou relikty původního dolomitu tvořící asymetrické struktury v novotvořené slabě usměrněné kalcitové matrix. Uvnitř čoček se deformace projevila vznikem několik mm mocných zón s patrným usměrněním. Zbytek hmoty mramoru není tektonicky postižen, ale na větších vzorcích je zřetelné, že řada žil s tremolitem kopíruje směr shodný s foliací okolních hornin.

Literatura:

- Eggert, R. G. - Kerrick, D. M. (1981): Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 kbar experimental data and geologic implication. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 45, 1039–1049. Oxford.
- Slezáková, J. (1979): Geologické poměry okolí Želešic a jejich korelace s magnetickým a gravimetrickým polem. — MS rigorózní práce, Katedra geologie a paleontologie PFF MU Brno.

Žily tedy pronikaly do mramorů podél foliace, která byla setřena až v průběhu rekrystalizace. Celá čočka je protkána několika generacemi mladších žilek, které jsou většinou kalcitové, ale místy se v nich objevuje i křemen.

Diskuse

Při popisu metasomatózy byl použit diagram pro tlak 200 MPa (Eggert - Kerrick 1981), který odpovídá podmínkám nízkotlaké metamorfózy ve facii zelených břidlic. Za tohoto tlaku je pozorovaná minerální asociace s tremolitem stabilní při teplotách 420–550 °C, při X_{CO₂} v rozsahu 0,1–0,9. Vznik mastku lze spojit s následným poklesem teploty.

Závěr

Mramory vznikly z čoček čistých dolomitických hornin, které byly spolu s amfibolity deformovány a též s nimi prodělaly epizonální metamorfózu, provázenou mobilizací fluid bohatých na SiO₂. Rekrystalizaci deformovaného karbonátu nejspíš způsobila rostoucí teplota při metamorfóze. Při vzrůstu metamorfózy rostl zřejmě i tlak fluid a to až do chvíle kdy způsobil křehké rozlámání karbonátů. Poté mohla pronikající fluida s dolomitem reagovat za vzniku tremolitu a kalcitu, v závěru metasomatických procesů vznikal za poklesu teploty i mastek. Pozdější tektonické porušení se projevilo vznikem nejmladších kalcitových žil. Izotopická data naznačují, že původní karbonát byl pravděpodobně sedimentárního původu.

VÝSKYTY KRYSTALICKÝCH VÁPENCŮ V ASOCIACI S AMFIBOLITY Z JIŽNÍ ČÁSTI ZÁBŘEŽSKÉHO KRYSTALINIKA

Occurrences of marbles in association with amphibolites in the south part of
the Zábřeh Crystalline Unit

Pavel Hanžl, Kristýna Buriánková

Český geologický ústav, Leitnerova 22, 658 69 Brno

(24-21 Jevíčko, 14-43 Mohelnice)

Key words: Zábřeh Crystalline Unit, amphibolite, marble

Zábřežské krystalinikum je metamorfovaný vulkanosedimentární komplex, který je obvykle dělen na severní, více metamorfovanou, a jižní méně metamorfovanou část. Základním litotypem jsou metapelite až metadroby, které k severu přecházejí do rul a migmatitů. Charakteristická jsou tělesa amfibolitů s doprovodem ultramafických hornin. Méně časté jsou výskyty metamorfovaných kyselých vulkanitů. Především v severní části krystalinika vystupují četná tělesa konkordantně uložených tonalitů. Výskyty karbonátových hornin jsou velmi vzácné. Vložky krystalických vápenců ve fylitech u Malíkova (jižně od Moravské Třebové) jsou zakresleny již v mapě Tietzeho a Rosiwala v měřítku 1:75 000 Březová a Jevíčko z roku 1895. Výskyty karbonátových vložek v amfibolitech a zelených břidlicích v okolí Moravské Třebové byly zjištěny mapovacím kursem PŘF UK Praha v roce 1967 (Fajst, Mísař, Franke - nepublikované údaje). Na listu mapy 14-43 Mohelnice měřítko 1:50 000 (archiv ČGÚ, B. Koverdinský red.) jsou čárky krystalických vápenců zakresleny západně od Krchleb a u Křižanova. Výskyt krystalického vápence u Krchleb je podrobně popsán Morávkem (1977). Drobný výskyt vápenato-silikátové horniny u Hněvkova (4,5 km západně od Zábřehu na Moravě) popsal Morávek (1996). Nejnověji byl nalezen výskyt erlanu v nejsevernější části zábřežského krystalinika u Bušina.

Geologicky zajímavé výskyty krystalických vápenců, které jsou vázány na amfibolity v nejj jižnější části zábřežského krystalinika podél údolí Třebůvky v okolí Hraniček a Pěčíkova byly v minulých letech zjištěny při mapování pro edici Geologických a účelových map ČGÚ (list Jevíčko a Mohelnice). Shrnutí výskytů je uvedeno v tabulce 1. Ověřen byl i výskyt krystalických vápenců u Malíkova.

Krystalické vápence u Pěčíkova tvoří konkordantní polohy a čárky v amfibolitech a zelených břidlicích. Mocnost je proměnlivá a nepřesahuje 50 cm. Amfibolity mají granonematoblastickou strukturu, výrazně převažujícím minerálem je amfibol, v menší míře se vyskytuje křemen a plagioklas. Akcesorický je epidot. Amfibolity přecházejí podél kontaktu se svinovsko-

vranovským krystalinikem do zelených břidlic a mylonitů, které jsou typické střídáním křemen-živcových a křemených pásků s pásky tvořenými chloritem, amfibolem, epidotem a sericitizovaným plagioklasem. Běžné jsou opakní minerály. **Krystalické vápence** jsou masivní s velikostí zrna v setinách milimetru. Místy jsou jednotlivá kalcitová zrna rekrystalizována na zrna o velikosti v desetínách milimetru. Tato velikost je běžná i pro karbonátová zrna v remobilizovaných karbonátových žilkách, které pronikají do okolních amfibolitů. Zrna mají rovné okraje a jsou nevýrazně protažená subparalelně s foliáci. Akcesoricky se v krystalických vápencích objevují oválná, slabě sericitizovaná zrna plagioklasů. Méně častý je křemen a opakní minerály. Ve vzorku odebraném severně od Hraniček jsou četné lupínky mastku, jehož výskyt může indikovat přítomnost dolomitu. Na některých lokalitách jsou běžné, intenzivně deformované klasty amfibolitů.

Krystalické vápence u Malíkova tvoří drobné čárky o mocnosti maximálně v prvních desítkách metrů a vystupují společně s drobným tělesem amfibolitů ve fylitech.

Fylity mají páskovanou texturu charakterizovanou střídáním křemenných a slídových pásků ve kterých převažuje muskovit nad biotitem. K - živce, plagioklasy a opakní minerály jsou akcesorické. Krystalické vápence jsou drobnozrnné s průměrnou velikostí zrna 0,5 mm. Zrna jsou zřetelně protažená subparalelně s foliáci a jsou charakteristická výrazným dvojčatým lamelováním. Běžná jsou hypautomorfní a obvykle zdvojitá zrna albitu o velikosti do 0,8 mm. Akcesoricky se vyskytují drobná zrna křemene a opakních minerálů.

Výskyt karbonátických hornin v asociaci s amfibolity u Krchleb dává Morávek (1977) do souvislosti se submarinním vulkanismem a vápence považuje za chemogenní. Tato interpretace je možná i pro výskyt karbonátových poloh v okolí Hraniček a Pěčíkova, kde vystupují amfibolity, za jejichž protolit je možno považovat tholeiitické vnitrodeskové bazalty oceánských ostrovů (Melichar, Hanžl 1997). Výskyt mastku v asociaci s karbonátovými zrny přibližuje tyto horniny ofikarbonátům, za které je možno považovat horniny obsahující karbonáty v kombinaci se serpentinovými

lokalizace	charakter výskytu	okolní hornina
1300 m SV od Nové Rovně, zářez lesní cesty	až 20 cm mocné polohy šedobílého masivního vápence protkaného rezavohnědými žilkami	mylonitizovaná zelená břidlice, střídání s metagranity a mylonity
200 m JV od kóty Jarovice, zářez lesní cesty	drobné úlomky a bloky šedobílého masivního vápence v sutí	mylonity
zářez lesní cesty pod kótou 436 m západně od kóty Jarovice	bloky krystalického vápence v sutí	mylonity, metagranity
500 m SSV od Vranové, zářez lesní cesty na kraji lesa	poloha cm - dm tmavě šedých velmi jemnozrnných vápenců	zelené břidlice, křemenné čočky
velký zářez lesní cesty nad Třebůvkou, 1 km Z od Vranové Lhoty	40 cm mocná poloha masivních, tmavě šedých vápenců	mylonity a zelené břidlice
skalní výchoz na pravé straně Radelnovského potoka, 1500 m S od Hřaniček	nepravidelná až několik dm mocná poloha masivního šedého krystalického vápence	amfibolit
zářez polní cesty 200 m S od kóty Lískovec	úlomky a bloky v polovýchozech v cestě	amfibolit až zelená břidlice
drobný lůmek v zarostlé mezi, 1 km severně od Pěčíkova	50 cm mocná poloha páskovaných, tmavě šedých masivních vápenců.	páskovaný amfibolit

Tab. 1 - Přehled výskytů karbonátových hornin v asociaci s baziky v okolí Pěčíkova.

minerály (Trommsdorff-Evans 1977). Deformační struktury a charakter rekrystalizace v popisovaných karbonátech indikuje tektonické postižení hornin a jejich mylonitizaci.

Krystalické vápence od Malíkova se petrograficky výrazně liší od vápenců z okolí Pěčíkova. Různý charakter

krystalických vápenců a jejich geologická pozice tak může indikovat primárně odlišná sedimentární prostředí i různý stupeň metamorfního postižení.

Literatura:

- Melichar R., Hanžl P. (1997): Lithotectonic correlation of the Polička and Zábřeh crystalline units. - MAEGS-10, J. Czech geol. Soc., 42, 3, 64, Praha.
- Morávek R. (1977): K výskytu krystalického vápence u Krchleb. - Zpr. Kraj. Vlastivěd. Muz. Olomouc č. 185, 24-32. Olomouc.
- Morávek R. (1996): Nálezová zpráva z výzkumu jižní části zábrěžského krystalinika s. s. v roce 1995. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 3, 147-149. Brno.
- Trommsdorff V. - Evans B. W. (1977): Antigorite-Ophicarbonates: Phase relation in a Portion of the System CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. - Contrib. Mineral. Petrol. 60, 39-56. Berlin - New York.

STRUČNÝ PETROGRAFICKÝ POPIS HORNIN VRTU J-1 A J-2 V ÚZEMÍ PLÁNOVANÉHO TUNELU MEZI KOUTY NAD DESNOU A BĚLOU POD PRADĚDEM

Short petrographic description of the rocks from boreholes J-1 and J-2
in the area of the planned tunnel
between Kouty nad Desnou and Bělá pod Pradědem

Bohuslav Fojt, Miroslava Gregerová

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PŘF MU, Kotlářská 2, 61137 Brno

(14-24 Bělá pod Pradědem)

Key words: Silesicum, Červenohorské sedlo Group, petrology

Myšlenka tunelového propojení masivem Hrubého Jeseníku mezi Kouty nad Desnou a městem Jeseníkem vyvstala poprvé v 30. letech. Od té doby byla několikrát diskutována odbornou i laickou veřejností, včetně řady variant i jiných alternativách řešení problému zkrácení uvedené trasy, v současnosti hlavně i z hlediska odlehčení ekologické zátěže chráněné krajinné oblasti.

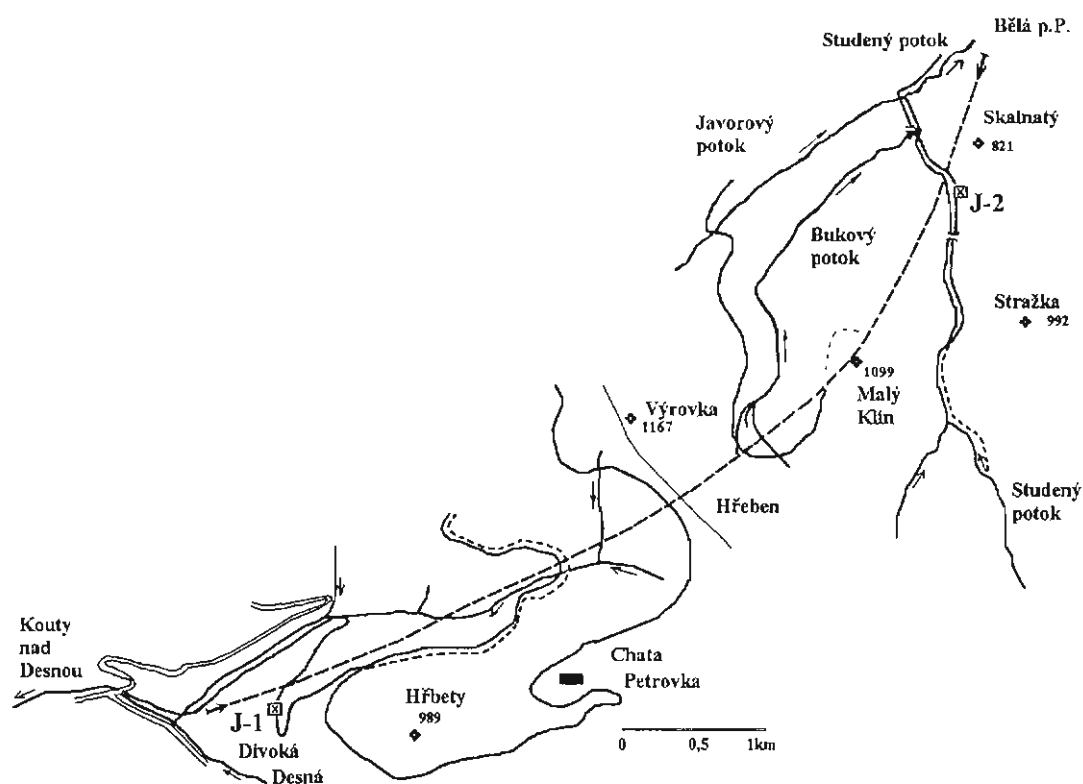
Plánovaný průběh tunelu se z původní verze (která byla v tektonicky nejexponovanější části Červenohorského sedla) odkloňuje východněji (obr. 1) a prochází skupinou horninové sekvence dílčích příkrovů Výrovky (Cháb - Opletal 1974, Cháb et al. 1984).

V následujícím textu jsou stručně charakterizovány horniny zastižené vrty J-1 a J-2, které byly založeny pro

předběžné úvahy o případné realizaci projektu.

Vrt J-1 je poměrně monotónní (obr.2). Do hloubky 20m od povrchu se vyskytují jemné, výrazně břidličnaté, místy detailně svařtšené černé grafitové břidlice¹ s polohami sekrečního křemene. Od 20 do 32 m vystupují výrazně páskované staurolitové ruly. V hloubce 32 m se charakter hornin mění, místo břidlic se objevují masivní, někdy brekciovitě, velmi jemnozrné kvarcity, které pokračují až do hloubky 46 m. Pod nimi opět vystupují jemně zrnité grafitové břidlice, které pokračují až do konce vrtu (tj. 50m).

¹ Termín byl použit jako předběžné označení.



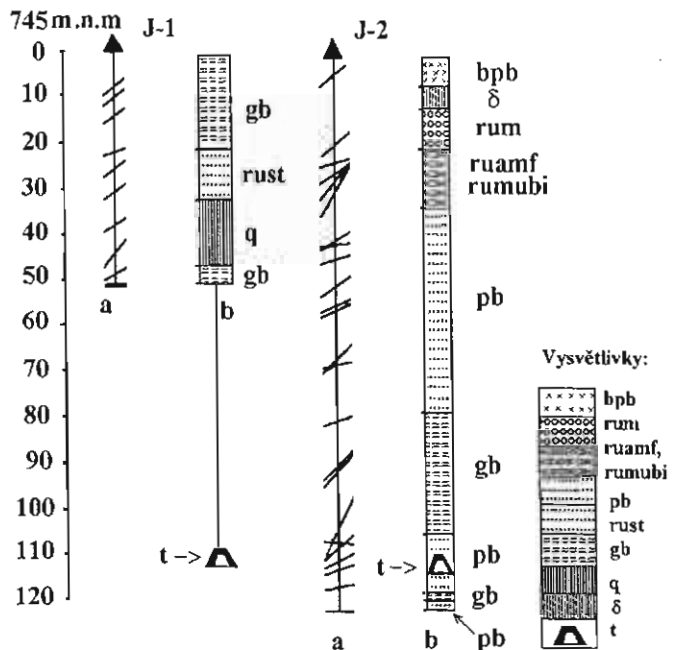
Obr. 1- Schematický náčrt plánované trasy tunelu s lokalizací vrtů J-1 a J-2.

Černé grafitové břidlice jsou makroskopicky nápadné drobnými černými, bíle lemovanými "perličkami" plagioklasů. Perličky jsou všesměrně uspořádány a jejich velikost se pohybuje od 0,5 do 5 mm. Mají reliktní struktury. Zejména v plagioklasech a v některých porfyroblastech staurolitu pozorujeme uzavřeniny starších velmi jemných opakních součástek, které jsou seřazené do paralelních, často velmi detailně svrstěných, proužků. Grafitové břidlice obsahují více než 40-60 % slíd (biotit >> muskovit), 20-40 % plagioklasu, 10-20 % staurolitu a 10-30 % křemene. Akcesoricky je přítomen apatit, zirkon, turmalín a opakní rudní minerály. Plagioklasy, staurolit a porfyroblasty biotitu (obr.3) mají charakter „plněných“ blastů, jsou „prosyceny“ černým opakním nerudním pigmentem (grafitem?). Porfyroblasty plagioklasu mají zaoblená, opakním nerudním pigmentem „plněná“ jádra, na která dorůstá čirý, nehomogenní plagioklas, v němž pouze vzácně pozorujeme náznaky polysyntetického lamelování. Vnější omezení plagioklasů je laločnaté. Rozmístění nerudního opakního pigmentu je místy pouze jemně naznačené, paralelní, nebo esovitě zprohýbané, jindy velmi husté. Okraje jsou však vždy čiré, pigment na sebe nikdy bezprostředně nenavazuje, a to ani tehdy když se porfyroblasty vzájemně dotýkají (viz obr. 3). Obdobné horniny popsali Novotný - Štelcl (1961) a Souček (1977) z rejvízské skupiny.

Staurolitové ruly jsou makroskopicky středně zrnité, šedohnědé až velmi světle hnědé, místy až leukokratní horniny, s makroskopicky nenápadnými porfyroblasty staurolitu, s lepidogranoblastickou základní osnovou. Jsou dobře odlučné podle stříbřitě lesklých, paralelních svrstěných foliačních ploch. Na jejich minerálním složení se podílejí: muskovit > křemen > plagioklas ± biotit a staurolit. V rule pozorujeme hnízdovité, čoučkovité nebo paralelní polohy tvořené křemenem a plagioklasy, které se střídají s polohami tvořenými muskovitem, biotitem a staurolitem. Neobsahují opakní nerudní pigment, pouze u některých porfyroblastů staurolitů se setkáváme s naznačenými esovitými prohyby inkluzí, z nichž některé jsou opakní. V rulách nalézáme rozvlečené útržky grafitových břidlic.

Kvarcity jsou makroskopicky šedé, kompaktní, velmi jemně zrnité horniny s mozaikovitou homeoblastickou strukturou. Jsou složeny z více než 90% křemene a do 10% muskovitu, chloritu a opakních rudních minerálů. Folie plochy jsou stříbřitě lesklé, plástevnatě pokryté šupinkatým muskovitem.

Ve svrchní části vrtného profilu J-2 vystupují **blastoporfyrické břidlice** (dříve označované jako porfyroidy). Představují metamorfované ekvivalenty kyselých vulkanických hornin nejspíše alkalickoživcových kvarcetrachtů. Horniny jsou drobně zrnité, šedobílé, páskované, s nevýraznou břidličnatostí. Původní porfyrické vyrostlice živců jsou sericitizované a kaolinizované, místy glomerofyricky nahloučené. Granoblastickou osnovu horniny tvoří nepravidelné xenoblasy křemene a živců. V podloží byla zastížena porucha o nepravé mocnosti 6,5 m. Je vyplněna převážně drcenými úlomky blastoporfyrických břidlic. Jde pravděpodobně o dislokaci zaznamenanou na geologické



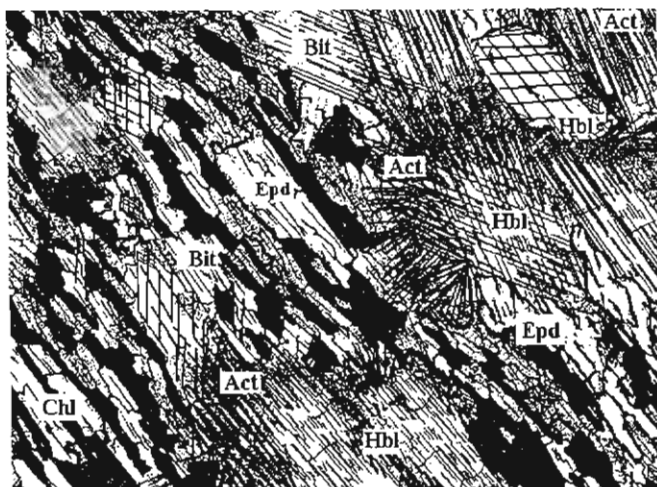
Obr. 2 - Profil vrtu J-1 a J-2. Vysvětlivky: bpm - blastoporfyrické břidlice, rum - mylonitované ruly, rust - staurolitové ruly, ruamf - amfibolové ruly, rumubi - muskovit-biotitové ruly, pb - páskované břidlice, gb - grafitové břidlice, q - kvarcity, d - porucha (dislokace), t - pozice tunelu v místě vrtu, a - úhel sklonu foliačních ploch (vesměs k sz), b - zjednodušený sled hornin ve vrtech.



Obr. 3 - Černá grafitová břidlice. Porfyroblasty staurolitu, plagioklasu a biotitu uzavírají jemný opakní nerudní pigment. Drobné xenoblasy muskovitu, biotitu a křemene základní osnovy jsou čiré. Zvětš. cca 30x, X N, schematický nákres.

mapě 1:25 000 (číslo 14-244) Opletalem a Chábem a označenou jako „násunový zlom I. řádu“ (Fišera ed. 1987).

V dalším podloží vystupují **mylonitované ruly**. Jde o výrazně tektonicky postižené ruly muskovit-biotitové až biotit-amfibolové, které místy připomínají blastomylonity. Makroskopicky pozorujeme drobná oka až žilky křemene a kalcitu. Ruly jsou drobně zrnité, hnědošedé, šedé, šedozelené až hnědozelené, zřetelně páskované. Střídají se polohy bohaté slídami s polohami bohatými karbonáty, křemenem a živci. Folie plochy mají nerovné, místy je



Obr. 4 - Páskovaná amfibolová rula. Chlorit, epidot, aktinolit, amfibol (hnědozelený hornblend), biotit. Zvětš. cca 30x, X N, schematický nákrus.

patrná „čvočkovitá až čočkovitá“ odlučnost, zvýrazňovaná „mázdřitými“ muskovity a chlority. Křemen a přeměněné živce bývají xenoblastické a izometrické. Z přítomných živcových reliktnů nelze zcela jednoznačně zjistit zda šlo o plagioklasy nebo K-živce. Vedle přeměněných živců však nalezneme i čirý nepřeměněný plagioklas s nevýraznou zonální stavbou nebo vzácněji disynteticky zdvojitěný. V lepidoblastických partiích se setkáváme se žlutohnědými až rezavě hnědými biotity. Větší lepidoblasty biotitu jsou zohnuté, okraje drčené. Biotit je často doprovázen zeleným chloritem nebo hrubě lupenitým bezbarvým muskovitem. Drčením jsou postižené všechny minerální součásti.

Ruly amfibolové a muskovit - biotitové tvoří v profilu zhruba osmimetrovou polohu. Horniny jsou páskované, střídají se pásy amfibolových rul s muskovit-biotitovými, v nich se navíc objevují polohy bohaté na jedné straně slídkami a na druhé karbonáty, křemenem a živci. Foliační plochy jsou nerovné, jemně svráštěné, osy jemných vrás jsou lineárně paralelní.

Hnědozelený amfibol je často příčně orientovaný k plochám foliace, dosahuje maximální velikosti 5 mm. Je zprohýbaný, rozvlečený, drčený a mění se v modrozelený amfibol, biotit a pravděpodobně i v chlorit. Modrozelený amfibol tvoří drobné blasty dosahující velikosti kolem 1 mm, které jsou paralelně i příčně orientované k foliaci. Bývá obklopen světle zeleným chloritem. Často se vyskytuje s rezavě hnědým biotitem. Z hnědozeleného (a někdy i modrozeleného) amfibolu vzniká světle zelený až bezbarvý, často vějířkovitě uspořádaný vláknitý až plstnatý aktinolit (obr.4). Vějířkovitě až sféroliticky uspořádaný aktinolit se rovněž často vyskytuje v čočkách sekrečního křemene a karbonátů.

Hrubě lupenité chlorit-biotitové polohy s modrozelenými amfiboly se střídají s jemněji zrnitými polohami tvořenými biotitem, hnědozeleným amfibolem, křemenem, plagioklasy a chlority.

Plagioklasy jsou xenoblastické, nevýrazně zonální

a polysynteticky zdvojitěné, obvykle sericitizované.

Žlutohnědý až rezavě hnědý biotit je drobně lupenitý, uzavírá krátce sloupečkovité až okrouhlé zirkony lemované pleochroickými dvůrkami. Vzácně je slabě chloritizovaný. V lepidoblastických partiích se setkáváme i s příčnými biotity. Větší lepidoblasty biotitu bývají slabě zohnuté. Biotit je často doprovázen zeleným chloritem. V polohách rul obohacených opakními minerály se s biotitem často vyskytuje i hruběji lupenitý bezbarvý muskovit.

Kalcit sekrečních poloh je xenoblastický, vystupuje s hrubě lupenitým světle zeleným, slabě pleochroickým chloritem, s anomální levandulově modrou, hnědou až fialovou interferenční barvou.

V hloubkových intervalech od 33-76 m, 104-117,3 m a 118-120m se objevují polohy **velmi jemně páskovaných nazelenalých hornin**. Pestrá minerální asociace, časté střídání pásků s proměnlivým látkovým složením by mohly ukazovat na metamorfovaná vulkanoklastika. V páscích se střídají polohy biotit-amfibolových, chlorit-amfibolových, albit-epidot-aktinolitových a aktinolitových břidlic s karbonátovými, biotitovými, muskovitovými a chloritovými metakvarcity. Uvedená horninová asociace s největší pravděpodobností odpovídá metamorfovaným bazickým metatufům.

V hloubkovém intervalu 77-104,0 m a 117,3-118 m se v nich objevují polohy grafitových břidlic s porfyroblasty plagioklasů, které uzavírají jemný neopakní pigment. Jejich složení je totožné s grafitovými břidlicemi popsány ve vrtu J-1. Mají však méně staurilitu a o něco málo více turmalínu.

Z rudních minerálů ve všech horninách, s výjimkou blastoporfyrických břidlic a kvarcitů, výrazně převládají drobná, v průřezu nábrusů lištovitá individua ilmenitu, svým protažením paralelní s plochami foliace hornin, výjimečně mírně zprohýbaná. Ojedinele zaujímají vůči foliaci „příčnou“ pozici. V horninových typech s méně nápadnými s-plochami (např. v těch, které obsahují v podstatném množství amfibol) jeví ilmenitová zrna sklon k izometrickému, případně tlustě tabulkovitému vývinu. V nich byly v některých individuích zjištěny uzavřeniny rutilu (rutilizace ilmenitu). V partiích hornin s převahou slídk dosahuje ilmenit až 6 obj. %.

Ze sulfidů je zastoupen hlavně pyrrhotin v podobě vtroušenin a shluků ve srůstech typu „triple junction“, což zřetelně charakterizuje jeho granoblastickou krystalizaci. Drobnější kumulace se vyskytují hlavně ve spojitosti s úkazy tektonického postižení hornin (například v metráži 40,2 a 90,4 m). Spolu s pyrrhotinem se nacházejí i nehojné krystalky pyritu a malá zrníčka, výjimečně i shluky chalkopyritu. Porézni a dendriticky vyvinuté agregáty pyritu, objevující se v některých fylitických varietách, souvisejí pravděpodobně s nejmladšími projevy retrográdní metamorfózy hornin.

Literatura:

- Fišera, M., ed. (1987): Základní geologická mapa ČSSR, 1:25 000. List 14-244 Karlova Studánka.- ÚÚG. Praha.
- Cháb, J. - Fišera, M. - Fediuková, E. - Novotný, P. - Opletal, M. - Skácelová, D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku.- Sbor. geol. Věd, Geol. 39, 27-72. Praha.
- Cháb, J. - Opletal, M. (1984): Příkrovová stavba východního okraje skupiny Červenohorského sedla v Hrubém Jeseníku.- Věst. Ústř. Úst. geol., 59, 1, 1-10. Praha.
- Novotný, M. - Štelcl, J. (1961): Petrografie severovýchodní části hrubého Jeseníku.- Folia přírodověd. Fak. Univ. J.E. Purkyně v Brně, Geol., 2, 1-124. Brno.
- Souček, J. (1977): Dark biotite-plagioclase gneisses of the Rejvíz Series.- Acta Univ. Carol., Geol., 1-2, 151-167. Praha.

CHARAKTERISTIKA MRAMORŮ U JEMNICE NA JIHOZÁPADNÍ MORAVĚ

Characteristics of marbles near Jemnice in SW Moravia

Stanislav Houzar

Mineralogicko-petrografické oddělení MZM v Brně, Zelný trh 6, 659 37 Brno,

e-mail: mineral@mzm.anet.cz

(33-21 Slavonice)

Key words: calcite and dolomite marbles, mineral assemblages, lithology, Moldanubicum

Úvod

Jižní okolí Jemnice náleží k geologicky nejkomplikovanějším částem západomoravského krystalinika, což se odráží v jeho rozdílném přiřazování k dílčím jednotkám moldanubika (drosendorfská a gföhlská, resp. raabská jednotka) nebo dokonce k moraviku - vratěnská jednotka jako analog vranovsko-olešnické jednotky (srovnej Jenček - Dudek 1971, Fritz 1995, Mísař 1997). Předložená zpráva, vycházející z autorova probíhajícího výzkumu litologie a metamorfózy karbonátových hornin při jv. okraji Českého masívu, je příspěvkem k podrobnějšímu vymezení jednotek v této oblasti.

Mramory v asociaci s amfibolity a granulity gföhlské jednotky

Tyto mramory tvoří jen několik metrů mocné polohy, převážně krátce čočkovitého tvaru jižně od Jemnice, dále v okolí Police a jv. Mladoňovic. Jsou uloženy v sekvenci rul s velmi hojnými amfibolity nebo přímo v amfibolitech vystupujících v tektonicky komplikované pozici v podloží granulitů. Amfibolity, vzácněji i budiny retrográdně přeměněných eklogitů, se objevují i přímo v mramorech (Na Jemničkách). Mramory jsou převážně šedobílé až šedé, středně zrnité, s vysokým obsahem

dolomitu (MgO 15-20 hm. %). Jsou poměrně chudé silikáty, jejichž distribuce je v rámci těles pravidelná. Množství silikátů je jen lokálně zvýšené, především při okraji těles, lokálně jsou vyvinuté ofkalcity. Specifickými horninami jsou kalcitické mramory bohaté Sr (Koblic 1941). Jsou velmi chudé silikáty a byly zjištěny jen na dvou lokalitách jz. Jemnice. Obsahy Sr přesahují až 1500 ppm (nepublikované údaje autora). Na styku mramorů s okolními horninami jsou vyvinuty diopsidové reakční skarny, někdy s mladším stébelnatým skapolitem (Jemnice-Týnický mlýn). Na lokalitě Police je na kontaktu mramoru s amfibolickou rulou asi 30 cm mocná poloha grafitu.

Minerální asociace studovaných mramorů odpovídají chemickému systému KCMAS-(H₂O). Převládá prográdní asociace Dol+Cal+Phl +Fo+Tr, vzácněji se navíc objevuje chlorit I, spinel a zcela ojediněle i klinohumit (Jemnice-Týnický mlýn, Dobrá Voda). Relativně samostatné asociace představují čočkovitě vyvinuté centimetrové agregáty hnědého pargasitu s dolomitom a flogopitem a metasomatické ofkalcity s asociací kalcit + forsterit + serpentín. Retrográdní asociace je charakteristická výskytem serpentínu a chloritu II, zcela výjimečný je u Týnického mlýna mladší tremolit a magnetitem. Charakteristickou akcesorií jsou šupinky až automorfni šestiboké krystaly grafitu. Pro kalcitické Sr-mramory (lokalita U Borovice) typická asociace Cal+Phl +Tr+Di+Scp+Gr ± Qtz+Pl+Ttn, s retrográdním aktinolitom.

Uvedené minerální asociace jsou nerovnovážné. Je doložen vznik forsteritu, chloritu I a spinelu na úkor flogopitu. Spinel i chlorit I je však ve srovnání se severnějšími výskyty na Třebíčsku a Moravskobudějovicku vzácnější. Ve studovaných mramorech na Jemnicku je forsterit většinou zcela zatlačen serpentinem.

Mramory drosendorfské (vratěnské) jednotky

Mramory tvoří vločky v muskoviticko-biotitických až sillimaniticko-biotitických pararulách společně s kvarcicity a amfibolity a jejich mocnost dosahuje až 100 m (Jenček et al. 1983). Mramory jsou šedobílé až šedé, středně zrnité, s hrubozrnnými i drobnozrnnými partiiemi. Časté jsou hlavně kalcitické mramory chudé silikáty, relativně hojné jsou i šedé drobněji zrnité dolomiticko-kalcitické až dolomitické mramory (Lubnice). V složitě provrásněných tělesech převládají bělošedé kalcitické mramory s patrnou foliací, někdy s patrnou laminací, zvýrazněnou grafitickým pigmentem a flogopitem. Charakteristickou horninou metakarbonátových sekvencí jsou grafitické pararuly s polohami čistého grafitu (Lubnice).

Převládající prográdní nerovnovážná minerální asociace je Dol+Cal+Phl+Fo+Tr+Gr (např. lok. Lubnice, Grázlovy díry). Velmi častá je však i jednoduchá texturně rovnovážná asociace Dol+Cal+Tr+Di (okolí Korolup). Grafit je akcesorický, kryptokrystalický a tvoří opakní pigment v zrnech karbonátů i silikátů, někdy i drobné samostatné polohy. Retrográdní asociace je reprezentována především serpentinem po forsteritu, vzácně i Tc a Chl II. Analogické asociace jsou vyvinuty i v mramorech okolí Drosendorfu (např. Unter Thürnau Cal+Phl+Gr+Tr+Di). Složitější asociace, odpovídající podle Högelsbergera (1989) invariantnímu bodu se objevuje západněji u obce Ober-Edlitz - Dol+Cal+Phl+Fo+Tr+Di. Nově zjištěný spinel a příp. klinohumit (nepublikované údaje autora), však naznačují možnou nerovnovážnost této asociace. Distribuce minerálních asociací v rámci celkového tělesa bývá relativně stálá, s výjimkou velmi úzkých kontaktních lemů na styku s horninami s kontrastním chemickým složením. Tato distribuce odpovídá typickým regionálně metamorfovaným mramorům s relativně stálým složením fluid. V některých mramorech je význačným silikátem šedočerný tremolit, jehož porfyroblasty dosahují až centimetrové délky. Tremolitové mramory tohoto typu jsou však poměrně vzácné a objemově bezvýznamné. Tvoří jen několik dm mocné polohy v mramorech celkově chudých silikáty.

A) Studované mramory na Jemnicku vystupují ve dvou litologicky rozdílných prostředích, která odpovídají již dříve vymezeným jednotkám. Pro raabskou jednotku jsou typická především drobná tělesa světlých dolomitických mramorů v amfibolitech a granulitech, v drosendorfské jednotce vystupují až 100 m mocná tělesa kalcitických mramorů s podřízenými šedými drobnozrnnými dolomity, sdružená s grafitickými pararulami (Högelsberger et al. 1994). Drosendorfská jednotka ve svém typickém vývoji nepokračuje severně od tektonické linie probíhající ve směru V-Z v s. okolí od Lubnice

B) Minerální asociace studovaných mramorů obou jednotek jsou stabilní v širokém rozsahu PTX podmínek. Hlavní rozdíl spočívá ve stabilitě asociace Dol+Tr na většině lokalit drosendorfské (resp. vratěnské) jednotky moldanubika pro niž Högelsberger (1989) odhaduje $T_{max} =$ přibližně 700°C při 700 MPa. V případě asociace Fo+Cal nebo Di+Fo+Cal by T mohly být při odpovídajícím P vyšší, avšak uvedené asociace s Fo jsou pravděpodobně nerovnovážné. Pro mramory řazené ke gföhlské jednotce je typická nestabilita asociace Tr+Dol a naopak stabilní Fo+Cal, charakteristický je navíc spinel, představující spolu s forsteritem nejspíše projev mladší M 2 HT/LP metamorfózy (Novák-Houzar 1996). Naopak otázka starší metamorfózy granulitové facie, kterou zmiňují Kolenovská et al (1997), a ke které by mohla v mramorech patřit zmíněná asociace Prg+Dol (Police, Dobrá Voda), zůstává prozatím otevřená.

C) V obou jednotkách se objevují i ofikalcity, reprezentující retrográdní nízkoteplotní metamorfózu. Jejich rozšíření je vzhledem k pozici lokalit podél významných tektonických linií značné. Serpentin (antigorit i chrysotil) vzniká po forsteritu v podmínkách vysoké aktivity H₂O. Jak však naznačují některé textury, H₂O příp. i část SiO₂ migrovaly do karbonátových těles z okolí.

D) Z litologického hlediska a zastoupení mramorů je styk obou jednotek podél dislokace směru V-Z poměrně kontrastní, přičemž severnější gföhlská jednotka leží jako celek v tektonickém nadloží. Granulity jsou navíc na západě přesunuty přes spodnější amfibolity až eklogitické amfibolity, zařazované k raabské jednotce (Jenček et al 1983). Naproti tomu metamorfóza mramorů gföhlské jednotky není zásadně odlišná od metamorfózy v podložní jednotce drosendorfské s výjimkou existence rovnovážné asociace spinel + forsterit v gföhlské jednotce. Je proto pravděpodobné, že v době metamorfózy M 2 byly obě jednotky nepochybně součástí moldanubika. Nemusí to ovšem znamenat jejich stejnou původní geotektonickou pozici (srovnej Houzar-Novák 1995).

Literatura:

- Fritz, H. (1995): The Raabs Serie, a probable Variscan suture in the SE Bohemian Massif. - Jb. Geol. B.-A., 138, 639-653. Wien.
- Högelsberger, H. (1989): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches

- Moldanubikum). - MS, Dissert. Naturwissenschaft. Fakultät Universität Wien, 145 p.
- Högelsberger, H. - Houzar, S. - Novák, M. (1994): Marbles along the eastern margin of the Moldanubicum - A contribution to its regional classification. - Mitt. Österr. Miner. Gesell., 139, 315-316, Wien.
- Houzar, S. - Novák, M. (1995): Moldanubian marbles and regional subdivisions of the Moldanubicum. - J. Czech Geol. Soc., 40, 3, 15. Praha.
- Jenček, V. - Dudek, A. (1971): Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. - Věst. Ústř. Úst. geol., 46,6,331-337, Praha.
- Jenček, V. et al., (1983): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, 33-214 Uherčice. - Ústř. úst. geol. Praha.
- Jenček, V. et al., (1986): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000, 33-212 Jemnice. - Ústř. úst. geol. Praha.
- Koblic, J. (1941): Vápenc z Jemnice na Moravě obsahující stroncium. - Zpr. geol. Úst. Čechy a Morava, 17, 2-17, Praha.
- Kolenovská, E. - Schulmann, K. - Klápová, H. - Štípská, P. (1997): Teplotně tlakové podmínky metamorfózy hornin v okolí Jemnice na jižní Moravě. - Sbor. II. semináře Čes. tekton. skup., 40-41, Ostrava.
- Mísař, Z. (1997): Korelace tektonických a litologických jednotek rakouské a moravské části moldanubika. - Sbor. II. semináře Čes. tekton. skup., 52-53, Ostrava.
- Novák, M. - Houzar, S., (1996): The HT/LP metamorphism of dolomite marbles in the eastern part of the Moldanubicum; a manifestation of heat flow related to the Třebíč Durbachite Massif.- J. Czech Geol. Soc., 41, 3-4, 139-146. Praha.

TEKTONICKY POSTIŽENÉ DURBACHITY V OKOLÍ NOVÉHO MĚSTA NA MORAVĚ

Tectonically strained durbachites
from the vicinity of Nové Město na Moravě (Western Moravia)

Aleš Mlynář, Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: melda@sci.muni.cz

(24 - 11 Nové Město na Moravě)

Key words: *Moldanubicum, durbachites, strain, S-C structure*

Úvod

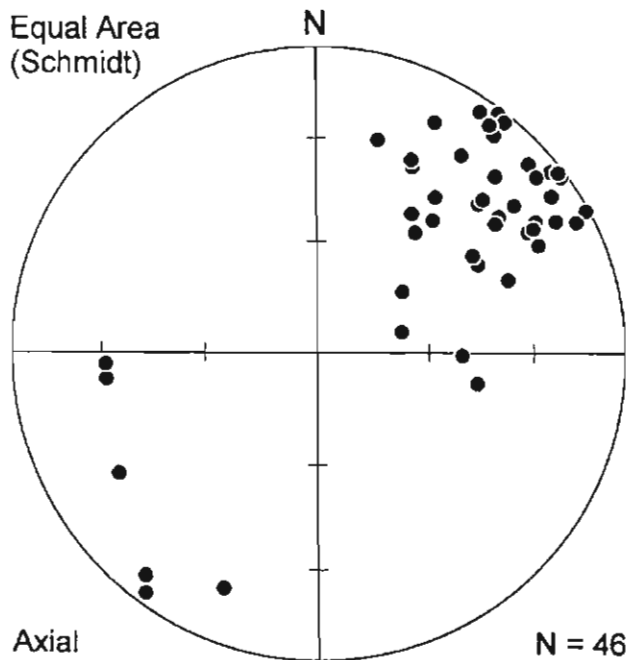
V této studii jsou prezentovány výsledky drobně-tektonického výzkumu dvou magmatických tělísek durbachitických hornin, které na Novoměstsku prorážejí strážecké moldanubikum. První těleso leží jv. od obce Radňovice a druhé v těsném jižním okolí Nového Města na Moravě. Horniny, do kterých tato tělesa intrudovala, byly označeny jako tzv. okrajové ruly (Kalášek - Weiss 1957). Petrograficky se jedná o migmatitizované biotitické pararuly. Zdejší durbachity mají charakter amfibolicko-biotitických syenitů. Jsou středně až hrubě zrnité a výrazně porfyrické (Zrůstek 1967). Ze základní hmoty výrazně vystupují až několik cm velké vyrostlice ortoklasu, které jeví znaky přednostní tokové orientace. Na odkryvech byly určovány orientace tokových ploch magmatu buď přímým měřením nebo konstrukcí ploch z intersekčních lineací. Tektonické postižení místních durbachitů je velmi nápadné a dobře jak makroskopicky, tak i mikroskopicky pozorovatelné. Plochy tektonické kliváže (plochy kluzu)

bylo možno měřit přímo, včetně doprovodné lineace (rýhování na plochách). Durbachity jsou na Novoměstsku velmi silně zvětralé a poskytují jen několik málo odkryvů (lomů), v nichž lze studovat jejich stavbu in situ. Byly nalezeny dva výchozy v tělese u Radňovic, a to jednak v jeho střední, jednak v jeho nejj jižnější části, a jeden na místní poměry rozsáhlý lom v jižní části tělesa novoměstského (Mlynář 1998).

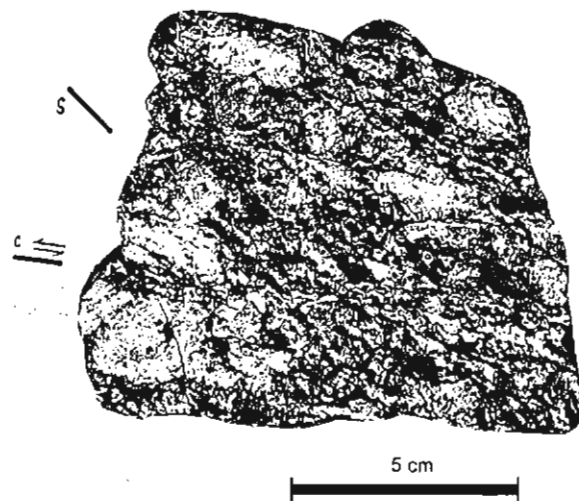
Toková stavba

Naměřená primární magmatická foliace má poměrně jednotnou orientaci, ačkoliv byla měřena v rozdílných částech magmatického tělesa. Průměrná orientace ploch toku je v radňovickém tělese určena hodnotou $S_0 226/79$ ve střední části a $S_0 225/51$ v nejj jižnější části. V jižní části novoměstského tělesa je orientace ploch toku podobná: $S_0 235/74$.

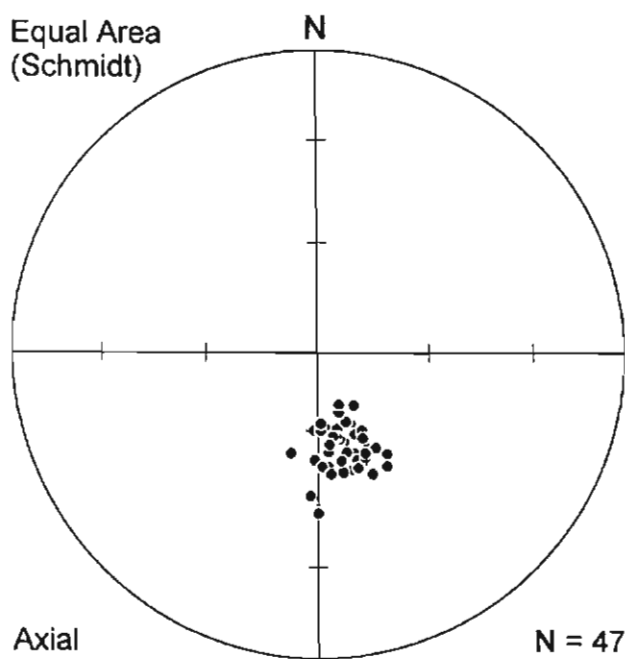
Obě tělesa mají v mapě téměř izometrický tvar mírně protažený ve směru S–J. Toto omezení je paralelní



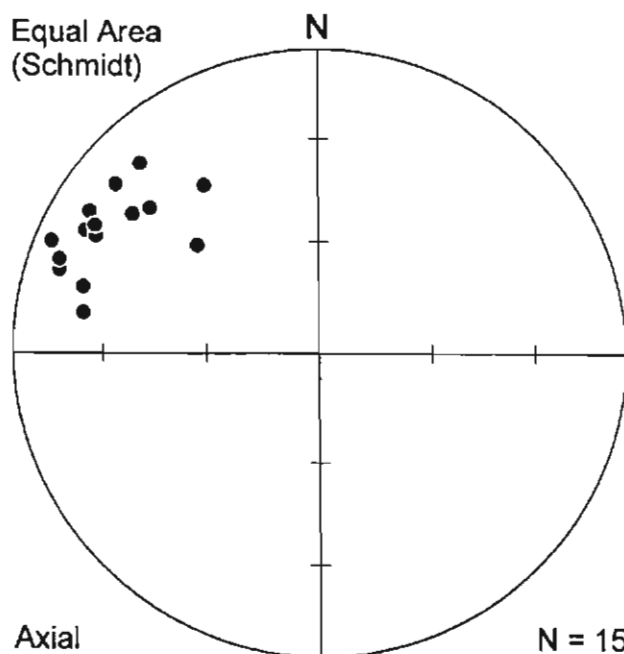
Obr. 1 - Bodový tektonogram orientace pólů všech tokových ploch S_0 . Průměrná hodnota orientace tokových ploch je S_0 229/71.



Obr. 2 - Kopie nábrusu orientovaného vzorku durbachitu z jižního okolí Nového Města na Moravě v řezu kolmém na břidličnatost a paralelním s rýhováním (strukturní řez). Dobře je patrná asymetrická S-C-struktura indikující poklesový charakter pohybů. Směr pohybu na plochách břidličnatosti C a orientace ploch S (S_1) je vyznačena vlevo. Tmavé části představují biotit a amfíbol, světlé K-živec a křemen.



Obr. 3 - Bodový tektonogram orientace pólů všech ploch kluzu C. Průměrná hodnota orientace ploch kluzu je C 346/27.



Obr. 4 - Bodový tektonogram orientace rýhování L ploch břidličnatosti z radňovického tělesa durbachitů. Průměrná hodnota orientace rýhování je L 301/20.

s plochami toku a odpovídá tedy velmi pravděpodobně primárnímu magmatickému kontaktu (stěna magmatického tělesa). Tentyž směr magmatické foliace i v nejj jižnějších částech obou těles, kde je průběh geologické hranice s okolními rulami směru V-Z, však indikuje že jižní omezení durbachitových těles neodpovídá primárnímu magmatickému rozhraní, ale jedná se zde o hranici sekundární, tektonickou. Provedená měření jsou tak dalším argumentem pro existenci předpokládaného zlomu, který probíhá při jižní hranici obou durbachitových těles (Zrůstek 1967).

Deformační stavba

Pozorovaná deformace durbachitů má křehko-duktilní charakter a není plně penetrativní. Makroskopicky nápadnou deformaci způsobují paralelní střížné pásy vzdálené od sebe kolem 2 cm. Centrální částí střížného pásu probíhá obvykle diskretní plocha kluzu (kliváž) s dobře vyvinutou lineací charakteru tektonického rýhování. Plocha kliváže je doprovázena zónou duktilní deformace (v makroskopickém měřítku), v níž jsou

primární stavby pasivně rotovány. Šupinky slídy (biotitu), které umožňují plastický kluz, obtékají rotující rigidní zrna živce a křemene a jsou vyvlékány do ploch kliváže. V řezu kolmém ke kliváži a paralelním s rýhováním lze pozorovat asymetrickou deformační stavbu (S-C struktury), která ukazuje na poklesový charakter střížné deformace.

Orientace ploch kluzu je u obou těles durbachitů prakticky stejná a vykazuje jen malou směrovou disperzi. Průměrná hodnota orientace ploch kluzu je ve střední části radňovického tělesa C 339/26 s rýhováním L 310/24 a v nejjihnější části C 353/26 s rýhováním L 301/20. Výchoz v jižní části novoměstského tělesa má plochy kluzu C 338/

31 a rýhování L 321/28. Z uvedených hodnot je zřejmé, že ke kluzu nedocházelo po spádnicí ploch kliváže, ale že poklesová složka byla doprovázena levostranným stříhem.

Závěr

Magmatická stavba durbachitů na Novoměstsku má zhruba s.-j. směr, což odpovídá i mírnému protažení těchto těles. Jejich jižní ukončení je zřejmě tektonické, jak ukazují i výsledky staršího mapování. Tělesa durbachitů jsou tektonicky postižena levostrannými poklesovými stříhy po plochách ukloněných k SSZ až S. Pohyb nadložní kry probíhal ve směru severozápadním.

Literatura:

- Kalášek, J. – Weiss J. (1957): Zpráva o přehledném geologickém mapování svratecké antiklinály pro generální mapu list Česká Třebová. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956, 76–78. Praha.
- Mlynář, A. (1998): Tektonické postižení durbachitů v okolí Nového města na Moravě. - MS bakalářská práce, Katedra geologie a paleontologie PřF MU. Brno.
- Zrůstek, V. (1967): Závěrečná zpráva o podrobném mapování širšího okolí Nového Města na Moravě (mezi Bystřicí nad Pernštejnem a Škrdlovicemi) za rok 1965 -1966. - MS, Geofond Praha. P 21993.

ŽULOVÁ - KORÁLOVÉ JÁMY. ČÁST II. VÝZKUM FLUIDNÍCH INKLUZÍ

The Žulová - Korálové jámy locality. Part II. Research of fluid inclusions

Pavel Novotný¹, Petr Dobeš²

¹ Vlastivědné muzeum v Olomouci, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc

² Český geologický ústav, Geologická 6, 152 00 Praha - Barrandov

(14-22 Jeseník)

Key words: Silesicum, Žulová Massif, quartz dykes, fluid inclusions, salinity, temperature

V návaznosti na ověřovací práce křemenných žil v Korálových jámách u Žulové (Novotný 1997) pokračoval výzkum studiím fluidních inkluzí v odlišných typech křemenných krystalů. Cílem bylo upřesnit předběžný názor o vzniku krystalů křemene ve dvou generacích.

Lokalizace naleziště i úložní poměry křemene jsou popsány v práci Novotného (1997). Lokalita Žulová - Korálové jámy je situována vlevo od silnice Žulová - Černá Voda, u cesty odbočující u osady Andělské Domky na Boží horu. Studované křemeny byly odebrány ze dvou odlišných typů křemenných žil, označených indexy Q1 a Q2.

Křemenné žíly jsou uloženy v kaolinizovaných granitoidech žulovského masívu a jsou provázány aplity a pegmatity. Žilné horniny jsou ve srovnání s křemennými žilami starší (žíly křemene proráží žíly pegmatitu a aplitu).

Výraznější žíla Q1 má směr 30°, úklon 20° k JV, mocnost klesá směrem k povrchu ze 2 na 0,5 m. Je tvořena intenzivně rozpukaným hrubozrnným až hrubě sloupcovitým šedavě bílým křemenem, značně limonitizovaným. V tektonicky porušených drúzových dutinách jsou rozlámané slabě průsvitné prizmatické krystaly šedavě bílé barvy. V těchto dutinách se krystaly

křišťálů nevyskytují. Vzoroky křemene, odebrané na studium fluidních inkluzí, jsou označeny indexem Q1.

Žílu Q1 proráží žíla Q2, ale jejich vzájemný kontakt je nezřetelný (v blízkosti povrchu je křemen limonitizován a porušen hloubením šachtice z r. 1968).

Žíla Q2 je mocná 0,5 m, má směr 140°, který se k JV stáčí na 160°, úklon 55 - 65° k SV. Je tvořena hrubě sloupcovitým mléčně zakaleným křemenem, který je na kontaktu s alterovaným granitoidem hrubozrnný. Křemen žíly Q2 je též tektonicky porušen, ale stupeň porušení je ve srovnání s žílou Q1 nižší. Drúza s křišťály byla zjištěna u dna původní šachtice. Nevyskytují se zde krystaly neprůsvitného šedavě bílého křemene (typ Q1), výplň je tvořena úlomky sloupcovitých agregátů bělavého sklovitého křemene (uvolněných z okraje dutiny) a krystaly křišťálů. Častější jsou zčásti zakalené krystaly, dosahující délky až 10 cm. Místy obsahují submikroskopické vrstvice chloritu a Jehličkovitého azbestu (Němcová - Němec 1970), zvláště ve spodní části krystalů. Čiré křišťály jsou vzácnější, dosahují délky maximálně 6 cm. K výzkumu byly použity čiré křišťály - označeny indexem Q2.

Metodika výzkumu

Studium fluidních inkluzí

Fluidní inkluze byly studovány v oboustranně leštěných destičkách metodou optické mikrometrie (homogenizace a kryometrie). V obou generacích křemenných krystalů byly nalezeny primární inkluze vodného roztoku s variabilní salinitou a složením solí. Přítomnost plynných fází (CO_2 , CH_4) nebyla v inkluzích prokázána.

V inkluzích byly pozorovány následující fázové přechody:

Th (°C): teplota homogenizace - obsah inkluze přechází do homogenního, jednofázového stavu. Th je nižší, ve specifických případech rovna teplotě vzniku inkluzí.

Te (°C): eutektická teplota - počátek tání vymraženého obsahu fluida, k určení soustavy solí ve vodných roztocích (Borisenko 1977).

Tmhh (°C): teplota tání hydrohalitu ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) - určení salinity a podílu jednotlivých solí v roztoku (Borisenko 1977).

Tm (°C): teplota tání posledního krystalu ledu - určení celkové salinity inkludovaných vodných roztoků (Bodnar 1993).

Výsledky studia fluidních inkluzí

Křemen ze žíly Q1

Křemenné krystaly z žíly Q1 obsahují značné

množství primárních inkluzí v 3D distribuci. Inkluze mají většinou oválný až nepravidelný tvar a velikost od 10 do 80 μm . Poměr kapaliny k plynu (dále LVR) je většinou nepravidelný - zvláště u kořene krystalů. Th byly měřeny v malých skupinách inkluzí s pravidelným LVR kolem 0,9 a dosahují 112 až 159 °C u kořene krystalů a 127 až 152 °C v další části krystalů. Dle Te lze rozlišit dva typy inkludovaných solanek:

1. $T_e = -42$ až -45 °C, $T_m = -9,2$ až $-12,2$ °C, $c = 13,1$ až $16,15$ hmot.% NaCl ekv. Pravděpodobné složení solí: Na-K-Mg-Ca chloridy (pouze u kořene krystalů). V grafu na obr. 2 je označen jako **typ 3**.

2. $T_e = -50,0$ až $-54,5$ °C, $T_{mhh} = -20,1$ až $-26,8$ °C, $T_m = -9,7$ až $-21,5$ °C, $c = 14,5$ až $24,5$ hmot.% NaCl ekv., v roztoku pravděpodobně převažují chloridy Na, Ca (\pm K, Mg), s rostoucí salinitou se zvyšuje podíl CaCl_2 (v celém krystalu). Na obrázku 2 je označen jako **typ 4**.

Křemen ze žíly Q2

Také v křemenných krystalech generace Q2 bylo nalezeno množství primárních inkluzí v 3D distribuci. Inkluze o velikosti do 30 μm mají tvar negativního krystalu, inkluze o velikosti až 80 μm mají vesměs nepravidelný tvar. LVR je stálý, s 10 až 20 obj.% plynné fáze. V jednom krystalu byl nalezen starší rostlý šedavý křemen (fantom), v němž mají inkluze nepravidelný tvar, velikost 5 až 60 μm a velmi nepravidelný LVR. Výjimečně tyto inkluze uzavírají i neidentifikovanou pevnou fázi. Na základě měřených parametrů byly v primárních inkluzích na různých zónách rozlišeny 4 typy fluid:

1. $T_e = -22,0$ až $-22,3$ °C, $T_m = -0,3$ až $-0,5$ °C, $c = 0,5$ až $0,9$ hmot.% NaCl ekv. Z hlediska chemizmu se jedná o systém NaCl- H_2O . Vyskytuje se jenom v koncové části krystalů. Na obr. 2 je označen jako **typ 1**.

2. $T_e = -34,0$ až $-36,0$ °C, $T_m = -0,2$ až $-0,6$ °C, $c = 0,4$ až $1,1$ hmot.% NaCl ekv. Složení solí pravděpodobně odpovídá NaCl-KCl-Mg Cl_2 , vyskytuje se pouze v koncové části krystalů. Na obr. 2 je označen jako **typ 2**.

3. $T_e = -51,0$ až $-58,0$ °C, $T_{mhh} = -22,0$ až $-25,2$ °C, $T_m = -9,5$ až $-23,0$ °C, $c = 13,4$ až $23,5$ hmot.% NaCl ekv. Na složení se podílí více solí: CaCl_2 -NaCl-KCl-Mg Cl_2 . Tento typ je přítomen v celém krystalu, včetně fantomu (kde je jediným typem inkluzí). Na obr. 2 je označen jako **typ 4**.

4. $T_e = -68,0$ až $-71,5$ °C, $T_m = -12,9$ až $-23,0$ °C, $c = 16,8$ až 23 hmot.% NaCl ekv. Na složení roztoku by se mohl podílet LiCl, ale může se rovněž jednat o metastabilní fázi systému CaCl_2 -NaCl- H_2O . Tento typ byl zjištěn pouze v kořenové zóně krystalů. V diagramu na obr. 2 je označen jako **typ 5**.

Th jsou obdobné ve všech typech a pohybují se od 162 do 218 °C (ve „fantomu“, kde mají inkluze nepravidelný poměr kapaliny k plynu, byly Th měřeny ve vybraných

skupinách inkluzí s 10 objem.% plynné fáze).

Diskuse výsledků

Jak je zřejmé z výsledků studia fluidních inkluzí, oba typy žilného křemene vznikaly za jiné teploty z vodných roztoků variabilního složení a salinity:

1. Typ $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ s nízkou salinitou - pravděpodobně se jedná o meteorickou vodu velmi mělkého oběhu.

2. Typ $\text{NaCl-KCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ s nízkou salinitou - pravděpodobně jde o vody krátkodobého a mělkého oběhu.

3. Typ $\text{NaCl-KCl-MgCl}_2\text{-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ se střední salinitou - pravděpodobně se jedná o smíšené vysoce salinního roztoku CaCl_2 s nízkou salinním roztokem $\text{NaCl}\pm\text{KCl}\pm\text{MgCl}_2$.

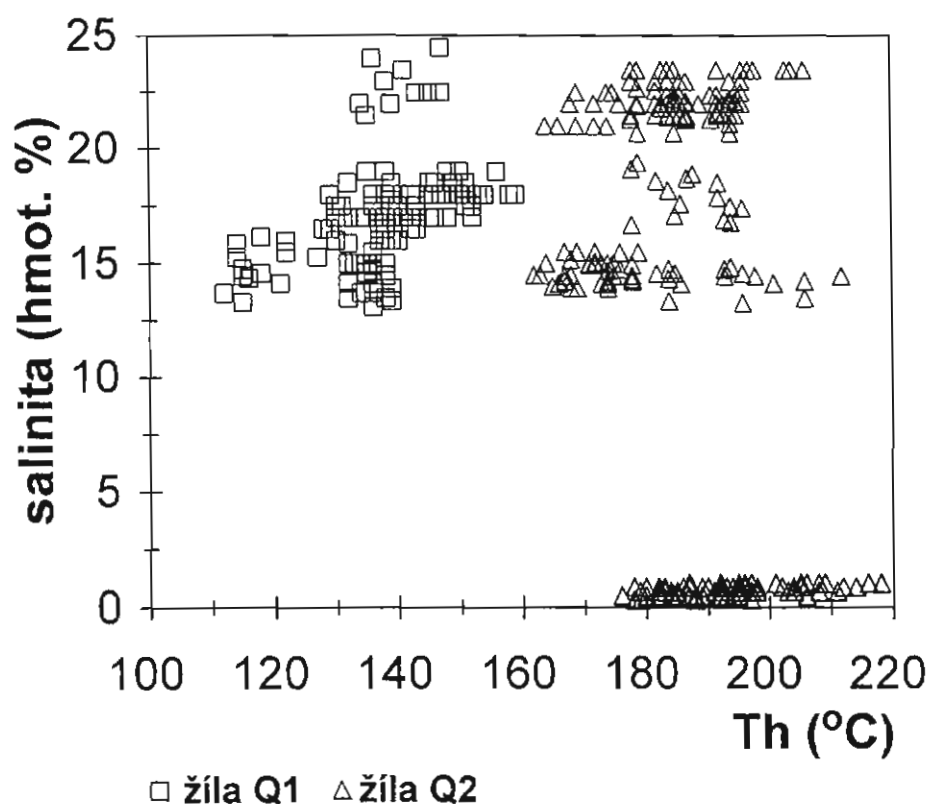
4. Typ $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-KCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ s vysokou salinitou, pravděpodobně se jedná o vody hlubokého oběhu, běžné na hydrotermálních žilných ložiskách, fluida byla zřejmě saturována Ca interakcí s plagioklasy granitoidů, 4. typ je nejrozšířenější, přítomný v obou typech krystalů.

5. Typ - systém s vysokou salinitou. Pravděpodobně se jedná o roztok, v němž dochází k metastabilnímu tání v systému $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ (Davis et al. 1990). Uvedené teplotní rozmezí T_e je však rovněž charakteristické pro systém $\text{LiCl-H}_2\text{O}$. Obsah Li ve fluidních inkluzích tohoto typu nebyl studován.

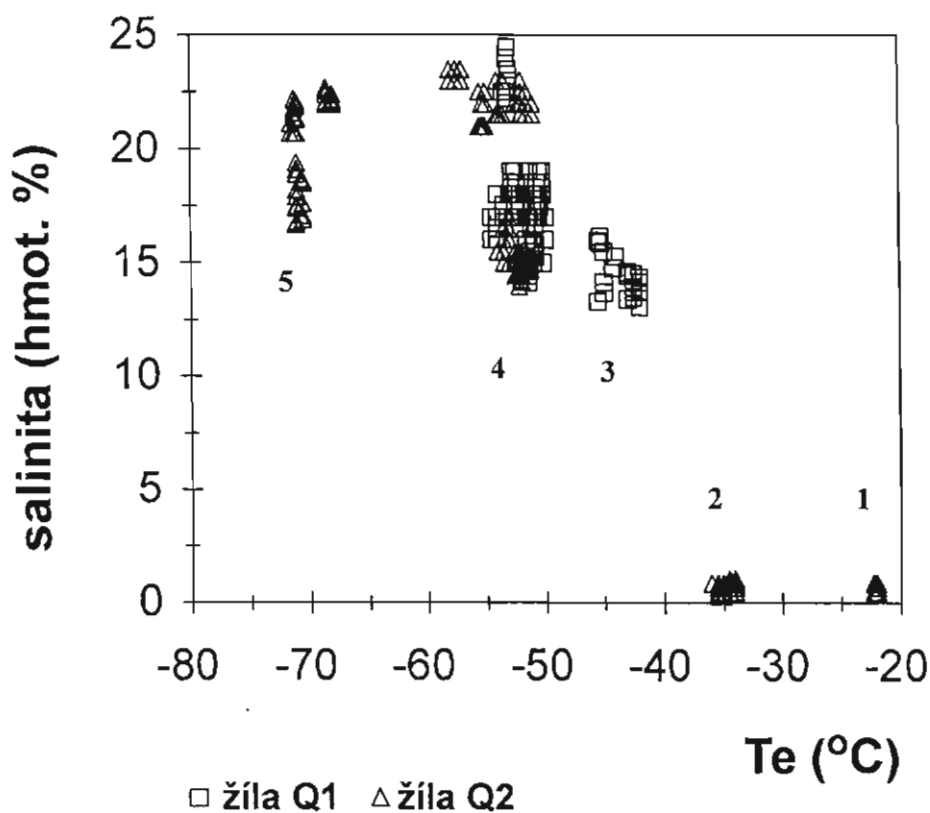
Z obr. 1 je patrná výrazně rozdílná teplota homogenizace fluidních inkluzí. Zatímco na krystalizaci křemene žíly Q1 se podílela především fluida 4. a 3. typu s T_h pohybující se okolo střední hodnoty $140\text{ }^\circ\text{C}$, složení a zdroj fluid, podílejících se na vzniku křemenu a zvláště pak křišťálů žíly Q2, byl pestřejší. Se vzrůstající teplotou fluid se měnila také salinita: ze střední hodnoty T_h okolo $180\text{ }^\circ\text{C}$ a střední hodnotou salinity kolem $15\text{ hmot.}\%$ NaCl ekv. (která je také nejvíce zastoupena v křemenech žíly Q1) vzrůstá také obsah solí: při střední teplotě T_h okolo $190\text{ }^\circ\text{C}$ se pohybuje salinita v rozmezí $20\text{ až }25\text{ hmot.}\%$ NaCl ekv. Při krystalizaci křišťálů teplota fluid nadále stoupá (T_h činí $180\text{ až }220\text{ }^\circ\text{C}$). Při vzniku rhomboedrů (nejčastěji spojky kladného a záporného romboedru, Němcová - Němec 1970), které krystaly křišťálů ukončují a které obsahují z celého krystalu minimální podíl příměsí, se uplatnily roztoky s nízkou salinitou - typy 1 a 2.

Uvedené posloupnosti působení zjištěných typů fluid odpovídají také geologické poměry na žilách Q1 a Q2. Žíla Q1 (včetně krystalů šedavě bílého křemene) je tektonicky porušena podstatně více než žíla Q2. Na žíle Q2 jsou průsvitné křemeny tektonicky porušeny intenzivněji než křišťály, tzn. že křišťály jsou ze studovaných odrůd křemene na lokalitě Žulová - Korálové jámy v sukcesi nejmladší.

Provedený výzkum fluidních inkluzí potvrdil, že křemeny v Korálových jámách u Žulové náleží minimálně dvěma generacím. Toto zjištění patří společně s výše uvedenými parametry fluidních inkluzí k novým poznatkům.



Obr. 1 - Teploty homogenizace versus salinita fluidních inkluzí z křemenných krystalů ze žil Q1 a Q2.



Obr. 2 - Teploty eutektika versus salinita fluidních inkluzí z křemenných krystalů ze žil Q1 a Q2. Lze rozlišit pět typů fluid:
 1. NaCl-H₂O
 2. NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O
 3. NaCl-KCl-MgCl₂±CaCl₂-H₂O
 4. CaCl₂-NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O
 5. LiCl-H₂O, příp. CaCl₂-NaCl-H₂O (metastabilní tání).

Literatura

- Bodnar, R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O - NaCl solutions. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684. Amsterdam.
- Davis, D. W. - Lowenstein, T. K. - Spencer, R. J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl-H₂O. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 591-601. Amsterdam.
- Novotný, P. (1997): Žulová - Korálové jámy. Část I. Dokumentační práce. - *Geol. výzk. Mor. Slez.* v r. 1996, IV, 109-110, Brno.

KALIUM-ARGONOVÉ DATOVÁNÍ BAZALTOVÉ ŽÍLY ZE ŽELEŠIC (BRNĚNSKÝ MASIV)

K-Ar age determination of a basaltic dike from Želešice (Brno massif)

Antonín Přichystal

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: prichy@gap.muni.cz

(24-34 Ivančice)

Key words: Brno massif, metabasite zone, basaltic dike, K-Ar age determination, Lower Silurian

Abstract

The Brno massif has a characteristic two-part structure formed by eastern and western granitoid sectors of Upper Proterozoic age. Relatively narrow (2 - 8 km) so called metabasite zone built of two belts (metadiorite belt on the west and metabasalte one on the east) is situated between granitoid parts. The author sampled a basaltic dike that together with a stock of rhyolite penetrates deformed and metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the western metadiorite belt in the abandoned Old quarry at Želešice (8 km south of Brno). The basaltic dike was analysed by K - Ar method in the Laboratory of Isotopic Geology, Geological Survey of Slovakia, Bratislava and it yielded the following data: 434 ± 8 My (by isotopic dilution) and 438 ± 16 My (volumetrically). Comparing to the latest geological time scale (Gradstein - Ogg 1996), the age corresponds to the Lower Silurian. Our data need a verification by another isotopic method because no Silurian magmatic activity within the Brunovistulicum has been supposed yet.

Podle kompendia shrnujícího poznatky o brněnském masivu v osmdesátých letech (Štelcl - Weiss a kol. 1986) jsou žilné horniny brněnského masivu tvořeny jednak aplity a pegmatity, jednak dioritovými porfyryty. Dřívější autoři (F. Holetz, K. Zapletal, A. Weber) se ještě zmiňovali o lamprofyrech s uváděním konkrétních lokalit. Při přípravě výše uvedeného kompendia však převládl názor, že tmavé žilné horniny jsou v brněnském masivu reprezentovány jen varietami dioritových porfyritů (Gregerová 1977). Přichystal et al. (1990) popsali ze starého lomu v Želešicích kolem padesáti metrů mocnou strmou intruzi ryolitu, která je navíc prorážena až 2 m mocnými žilami bazaltů. Bazaltové žíly ze Želešic spolu s analogickými žilami od Řečkovic a Lelekovic zpracoval podrobně mineralogicky a chemicky Němec (1995). Pokud jde o jejich stáří, uvádí na jedné straně, že jsou mladší než vulkanity metabazaltového pruhu (ten tvoří východní část tzv. metabazitové zóny brněnského masivu), na druhé straně však uvažuje o jejich společném magmatickém krhu a o vazbě na tutéž zlomovou zónu. Obecně víme o stáří žilných hornin brněnského masivu poměrně málo: již dříve byly datovány K - Ar metodou jen dvě tmavé žíly z východní granitoidní části (Šmejkal 1964). Jedna pochází z lomu u Lhoty Rapotiny asi 4 km jz. od Boskovic, druhá z lomu u nádraží Blansko - Macocha. Vzorky odebral J. Pták a podle publikace se má jednat o lamprofyrové žíly, není ale bohužel uvedena žádná charakteristika hornin. Žílu od Lhoty Rapotiny klasifikuje Gregerová (1977) jako zbrídlíčnatělý dioritový porfyrit a i druhý vzorek velmi pravděpodobně představoval dioritový porfyrit. Analýzy celkových vzorků poskytly tato data: 324 My pro horninu ze Lhoty Rapotiny a 309 My pro žílu z Blanska.

Bazaltové žíly ve starém lomu v Želešicích mají maximální mocnost kolem 2 m a pronikají jednak ryolitovým pněm, jednak zčásti sledují jeho kontakt s okolními výrazně

zbrídlíčnatělými zelenými břidlicemi a amfibolity (foliace kolem $290^{\circ}/55^{\circ}$) a poté pronikají i do nich. Sklon žil se pohybuje v rozmezí $192^{\circ}/60^{\circ}$ až $190^{\circ}/65^{\circ}$. Tmavě šedozelená hornina tvořící žíly má všesměrnou kompaktní texturu, nevýrazná porfyrická struktura je zřetelná jen na čerstvém řezu. Podle odlišností při srovnání popisu provedeného Němcem (1995) a v této práci je zřejmé, že struktura i zrnitost horniny na žilách se rychle mění. V našem vzorku je základní hmota holokrystalická s typickou ofitickou strukturou, u níž se délka lištovitých živců (kyselý labradorit) pohybuje mezi 0,5 až 1 mm a prostor mezi nimi vyplňuje hypautomorfní narůžovělý pyroxen, chloritizovaný biotit, chlorit, vzácně karbonát. Plagioklasy mají průběžné dvojčatné lamelování a převážně vykazují jen malé zakalení produkty přeměn. Pseudomorfované vyrostlice tvoří 10 - 12 % horniny a jejich velikost se pohybuje mezi 1 až 2 mm. Mají charakteristický tvar olivínu a jsou vyplněny v centrální části mastkem, na okrajích drobně šupinkatými minerály serpentínové skupiny. Z opakních minerálů tvoří lokálně akumulace magnetit (magnetická susceptibilita měřená příručním kapametrem KT-5 se pohybovala mezi $7,7$ až $11,5 \times 10^{-3}$ SI jednotek).

Bazaltová žíla, kterou studoval ze starého želešického lomu Němec (1995), měla strukturu základní hmoty podobnou našemu vzorku ale jako vyrostlice autor uvádí pouze pyroxeny, podle něj rovněž zčásti přeměněné na mastek. Na základě silikátových analýz přepočtených na bezvodou bázi je zřejmé, že se jedná o subalkalickou horninu na hranici bazalt - bazaltický andezit, která je poněkud kyslejší než metabazalty východního pruhu a spadá na rozdíl od nich (ty mají tholeiitický charakter) do alkalicko-vápenaté asociace.

Vzorek horniny ze Želešic byl radiometricky datován metodou K-Ar během roku 1997 v Oddělení izotopové geologie Geologické služby Slovenské republiky

v Bratislavě. Tým vedený I. Repčokem pracoval podle metodiky zavedené Rybářem (1975). Množství radiogenního Ar bylo stanoveno jak volumetricky tak i izotopovým ředěním. Obsah K zjistila ing. M. Sládková metodou AAS. Purifikaci Ar a měření izotopového složení Ar na hmotnostním spektrometru Varian GD 150 provedla V. Wiegerová. Pro výpočty byly použity konstanty zavedené Steigerem a Jägerem (1977): $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ rok}^{-1}$; $\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{ rok}^{-1}$; $\lambda_w = 4,962 \times 10^{-10} \text{ rok}^{-1}$. Hodnota stáří stanovená na celkové hornině je volumetricky $438 \pm 16 \text{ My}$, izotopovým ředěním $434 \pm 8 \text{ My}$. Oba údaje odpovídají podle poslední časové škály Gradsteina a Ogga (1996) spodnímu siluru, konkrétně stupni llandovery.

Zjištěné K-Ar stáří bazaltové žíly ze Želešic je do značné míry překvapivé, poněvadž na ní nejsou pozorovatelné žádné známky deformace a dalo se přepokládat, že vykáže podobné svrchnokarbonské stáří, jako výše zmíněné žíly z Blanska a Lhoty Rapotiny. Z výsledků vyplývá potřeba datovat žilné bazalty - bazaltické andezity z brněnského masivu ještě jinou radiometrickou metodou než pouze K-Ar a z toho důvodu je třeba zatím brát uvedené silurské stáří s rezervou. V prostoru brunovistulika se dosud žádná magmatická aktivita během siluru nepředpokládala.

Za rozhodující pomoc při realizaci analýz děkuji RNDr. L. Šimonovi, CSc. z Geologické služby SR.

Literatura

- Gregerová, M. (1977): Tmavé žilné horniny brněnského masivu. - MS rigorózní práce, 65 stran. Katedra mineralogie, petrografie a geochemie. PřF MU v Brně.
- Němec, D. (1995): Basalt dykes of the Brno massif, Moravia, Czech Republic. - Věst. Čes. geol. Úst. 70, 2, 75-80. Praha.
- Přichystal, A. - Gregerová, M. - Leichmann, J. (1990): Petrologický výzkum brněnského masivu na listu mapy 1 : 25 000 Brno - jih (24 - 342). - Zpráva pro ČGÚ Praha, 15 stran. MS Katedra geologie a paleontologie PřF MU v Brně.
- Rybář, M. (1975): $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ datování metodou izotopového ředění. - 78 stran. MS archiv GÚDŠ Bratislava.
- Steiger, R. H. - Jäger, E. (1977): Subcommittee on Geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - Earth Planet. Sci. Lett. 36, 359-362. Amsterdam.
- Šmejkal, V. (1964): Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium - argonovou metodou (II. část). - Sbor. geol. Věd, Geol. 4, 121-136. Praha.
- Štelcl, J. - Weiss, J. a kol. (1986): Brněnský masív. - 255 stran. UJEP Brno.

GEOCHEMICKÉ STUDIUM METABAZITŮ ZE STŘEDNÍ ČÁSTI SOBOTÍNSKÉHO AMFIBOLITOVÉHO MASIVU (SILEZIKUM)

Geochemical study of metabasites from the central part of the Sobotín amphibolite massif (Silesicum)

Antonín Přichystal¹, Pavel Novotný²

¹Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno; e-mail: prichy@gap.muni.cz

²Vlastivědné muzeum, nám. Republiky 5, 771 73 Olomouc

Key words: amphibolites, hornblendites, geochemistry, tholeiites, Lower Paleozoic

Úvod

Sobotínský amfibolitový masív představuje rozsáhlé těleso metamorfovaných bazických a ultrabazických hornin s velkou pravděpodobností

spodnopaleozoického (až snad spodnodevonského) stáří. Masív přitahoval pozornost geologů již během druhé poloviny minulého století. Podrobně byl petrograficky zpracován Kretschmerem (1911), na jehož klasickou práci pak navázala řada dalších autorů. Geochemií a

metagenetickým významem sobotínského masivu se poprvé rozsáhleji zabývali Pouba (1969) a Fiala et al. (1980). Poslední celkové zhodnocení v kontextu s jesenickým amfibolitovým masivem a metabazity dalších jednotek Hrubého a Nizkého Jesenku provedl Souček (1979). Tento autor soustředil 47 silikátových analýz ze šedesátých a sedmdesátých let a zpracoval je v diagramech $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}_{10\%}$, AFM, $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{10\%}/\text{MgO}$ a některých dalších. Z práce Fialy et al. (1979) převzal 24 spektrálních stanovení V, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, Cu a Zn, v rámci akce Geotraverz bylo u 6 vzorků sledováno 32 stopových prvků včetně 5 prvků ze skupiny vzácných zemin. O výsledcích stanovení vzácných zemin z akce Geotraverz ale Souček (1979, str. 180) soudí, že mají velké nedostatky a proto je k dalším úvahám nevyužívá. V posledních letech pak byla publikována pouze jedna další analýza vzácných zemin a stopových prvků z hornblenditu od Zámčiska (Hanzl 1995).

Použité analýzy

V rámci úkolu Ministerstva kultury ČR "Současný stav některých mineralogických lokalit u Sobotína", jež byl v roce 1998 řešen Vlastivědným muzeem v Olomouci, byly rovněž odebrány horniny na silikátové analýzy a stanovení stopových prvků včetně REE. Odebrané vzorky reprezentovaly hlavní makroskopicky odlišitelné typy hornin, jež se vyskytovaly na ověřovaných mineralogických lokalitách Sobotínska (Novotný 1999).

Celkem z 11 hornin byly provedeny výbrusy a silikátové analýzy (laboratoře Katedry mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU v Brně, analytik P. Kadlec), obsahy 7 stopových prvků (Ba, Co, Cr, Ni, Rb, Sr, V) a 15 prvků ze skupiny vzácných zemin pocházejí z laboratoří Českého geologického ústavu v Praze (analytici J. Šíkl, M. Mikšovský a L. Dempřová). Vzorky odebral P. Novotný.

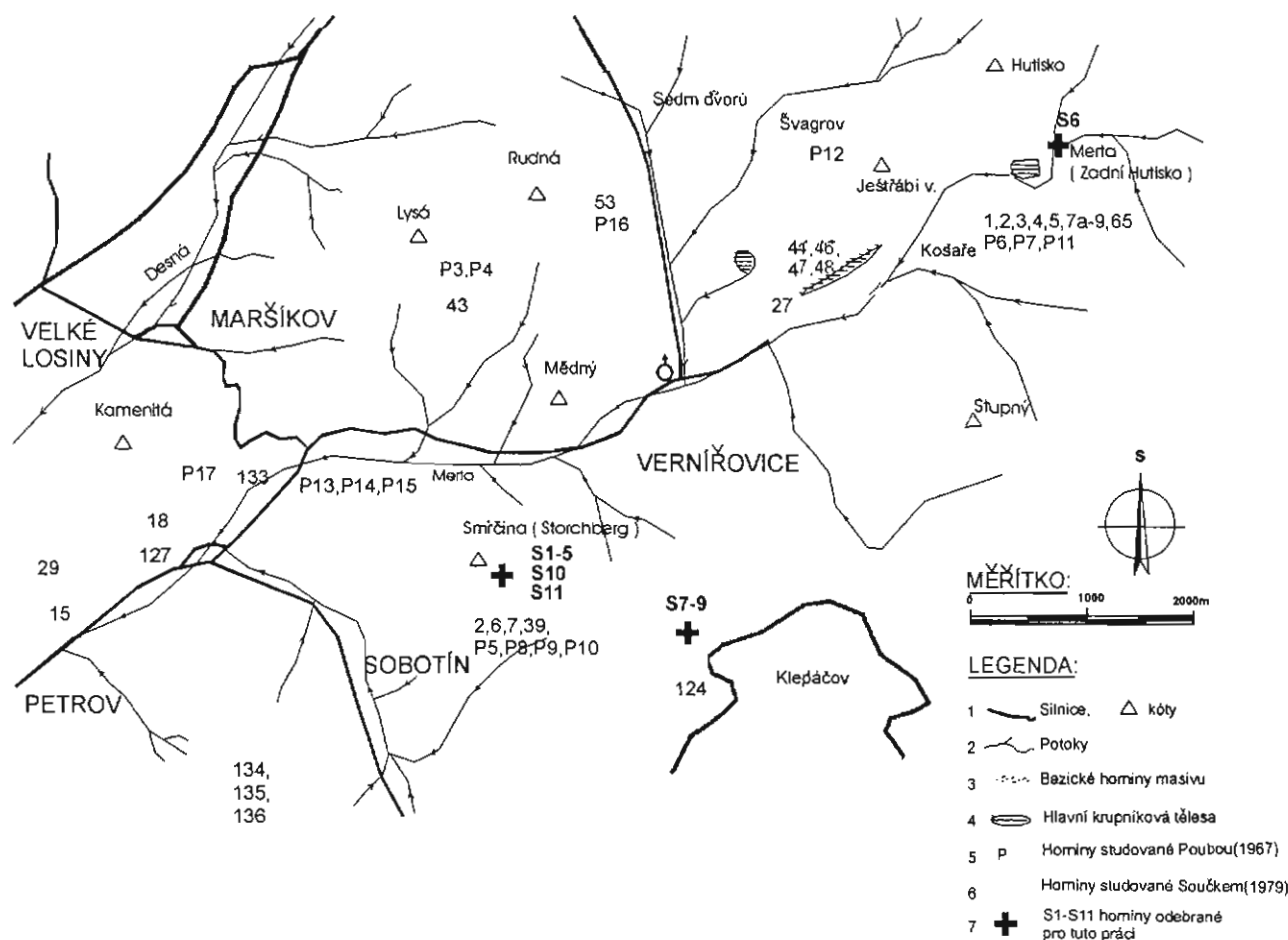
Lokalizace a popis odebraných vzorků (obr. 1)

Horniny byly odebrány ze čtyř lokalit: v areálu opuštěného mastkového lomu Smrčina (Storchberg, vzorky 1 až 5, 11), z výchozu jižně od vrcholu Smrčina (č. 10), v prostoru kóty Havraní vrch (č. 7 až 9) a v údolí potoka Merta nedaleko Jelení boudy, východně od mastkového lomu (č. 6).

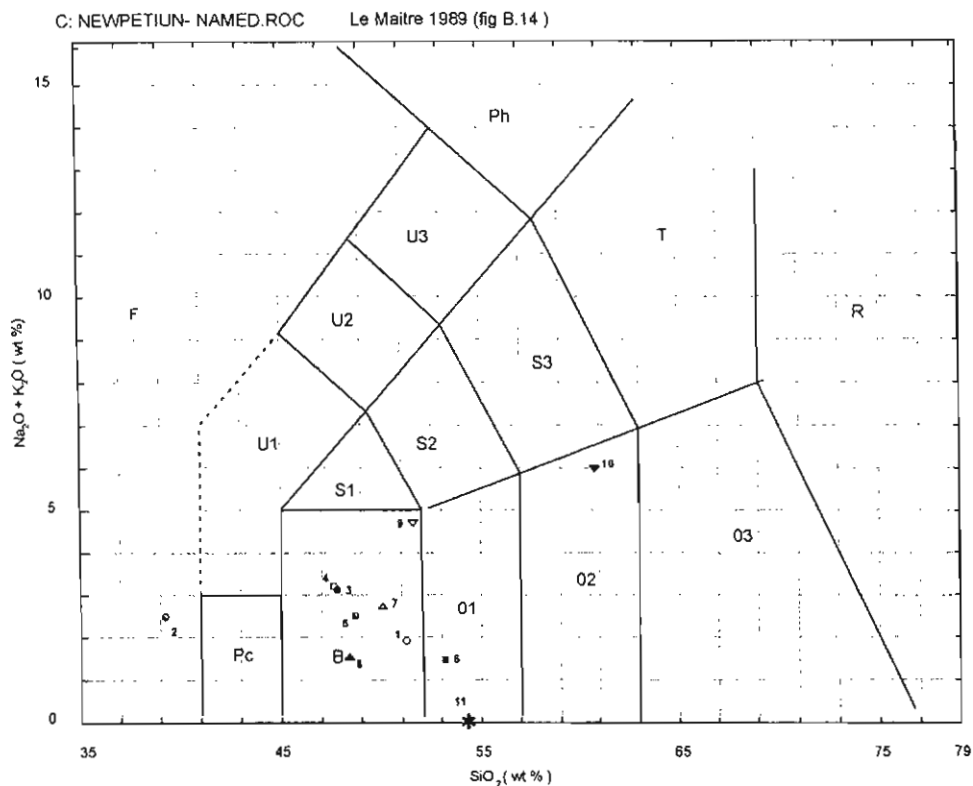
a) Lom na Smrčině (Storchberg) a jeho okolí

Horniny sobotínského masivu jsou nejlépe odkryty v opuštěném mastkovém lomu, jež je lokalizován 270 m vjv. od kóty Smrčina (670 m n. m.). Ta je vzdálena 1,4 km na SV od sobotínského kostela. Většina vzorků pochází z lomu, část z haldy u lomu. Ze všech analyzovaných hornin byly provedeny výbrusy.

- 1 - hrubozrný gabroamfibolit, zářez cesty nad lomem
- 2 - hornblendit, halda pod cestou
- 3 - gabroamfibolit, z. stěna jámového lomu
- 4 - středně zrnitý hornblendit, z. stěna jámového lomu
- 5 - jemnozrný amfibolit, eluvium u lomu
- 11 - mastek-tremolitická břidlice, balvan na haldě



Obr. 1 - Lokalizace odebraných vzorků S 1 - 11 ve srovnání s již dříve odebranými horninami (zčásti podle Součka 1979).



Obr. 2 - Studované horniny v klasifikačním diagramu subkomise IUGS (Le Maitre et al. 1989).

b) Údolí potoka u Jelení boudy, 4.5 km sv. od kostela ve Vernířovicích

6 - gabroamfibolit (?), eluvium u Jelení boudy

c) Havraní vrch (778 m n.m.), 2.1 km j. od kostela ve Vernířovicích

7 - jemnozrnný amfibolit, eluvium zhruba 200 m sz. od kóty

8 - metahornblendit, 70 m sz. od kóty

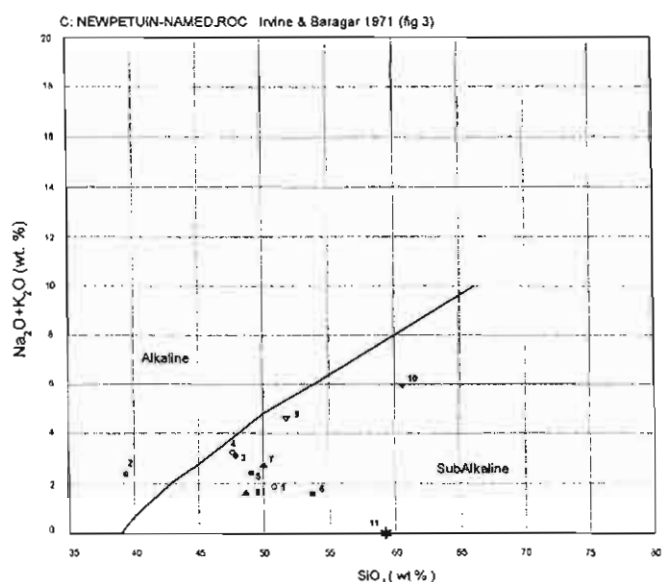
9 - biotitický amfibolit, zhruba 60 m jv. od kóty

d) výchoz 120 m jižně od kóty Smrčina (670 m)

10 - biotit-amfibolická rula, odkryv v zářezu lesní cesty

Výsledky silikátových analýz

Silikátové analýzy byly zhodnoceny v několika diskriminačních diagramech pomocí programu NewPet (Clarke 1994). První diagram zařazuje studované horniny v klasifikačním diagramu Le Maitre et al. (1989) na základě obsahu oxidu křemičitého a alkálií po přepočtu na bezvodou bázi (obr. 2). Drtivá většina vzorků (gabroamfibolity č. 1 a 3, amfibolity 5, 7 a 8, hornblendity 4 a 8) je situována v poli bazaltů, gabroamfibolit č. 6 s mastek-tremolitickou břidlicí č. 11 se ocitly v sousedním poli bazaltických andezitů. Z tohoto shluku bazalt - bazaltický andezit vybočuje jednak hornblendit č. 2 do pole ultrabazických hornin a dále amfibol - biotitická rula č. 10, která by měla reprezentovat andezit. Další diagram SiO_2 - alk podle Irvina-Baragara (1971) ukazuje, že s výjimkou hornblenditu č. 2 spadají všechny studované horniny jednoznačně do pole subalkalických hornin (obr. 3). Subalkalické horniny dále rozlišujeme pomocí trojúhelníkovitého diagramu $\text{Alk}-\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{MgO}$ na tholeiitickou a alkalicko-vápenatou asociaci (obr. 4). Naprostá většina našich vzorků se ocitá v poli tholeiitické



Obr. 3 - Horniny ze střední části sobotínského masivu v TAS diagramu s dělicí linií na alkalické a subalkalické horniny podle Irvina - Baragara (1971).

asociace se zřetelným nabohacením železem v bazičtějších členech. Výrazně vybočuje amfibol-biotitická rula č. 10, o které můžeme oprávněně předpokládat, že původně nepředstavovala výlevný vulkanit ale nejspíš tuf - tufit a její chemismus byl tedy ovlivněn přítomností sedimentárního materiálu, podobně vzorek 9 reprezentuje biotitický amfibolit. Zařazení amfibolitů a hornblenditů sobotínského masivu na základě hlavních oxidů mezi subalkalické horniny a dále do tholeiitové asociace je zcela

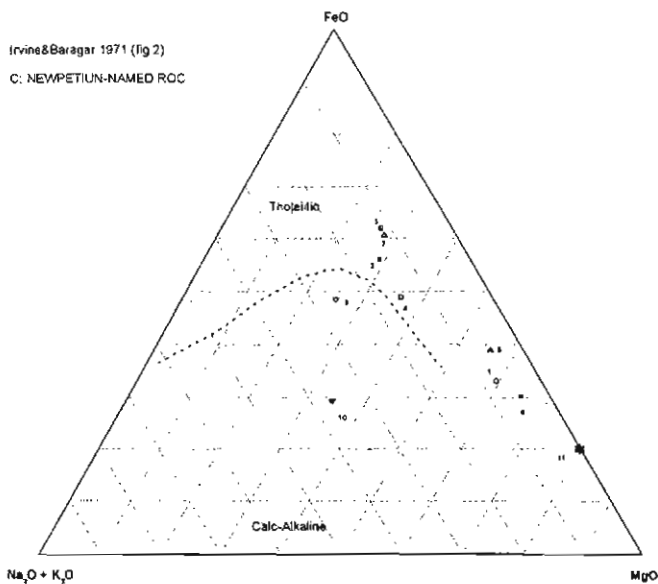
v souladu s dřívějšími výsledky Pouby (1967) a Součka (1979).

Výsledky studia stopových prvků a vzácných zemin (obr. 5)

Na obr. 5 jsou analyticky zjištěné stopové prvky a vzácné zemin ve vzorcích od Sobotína normalizovány jejich obsahy ve středooceánském bazaltu (MORB). Je dobře patrný téměř horizontální průběh křivek v pravé části diagramu, když u menší části vzorků pozorujeme jen mírné (maximálně trojnásobné) nabohacení vzácných zemin ve srovnání s obsahy v MORB, u větší části hornin jsou obsahy REE dokonce nižší (maximálně až téměř 10x) než u MORB. V levé straně diagramu jsou nápadné rozkolísané obsahy Ba a K, to je prvků, o kterých se ví, že jsou značně mobilní. Nabohacení lehkými vzácnými zeminami není příliš výrazné, poměr La/Yb se u sedmi vzorků pohybuje mezi 3,5 - 4,6; vybočuje biotit - amfibolická rula s vyšším poměrem 6,1. Zbývající tři vzorky mají tyto poměry pod 2,5. Poměr La/Sm je kromě jednoho vzorku vyšší než 1. Především je možné zhodnotit obsahy stopových prvků a vzácných zemin se závěrem, že korespondují s hodnotami uváděnými pro bazické horniny tholeiitické asociace ale neodpovídají distribuci v klasickém (normálním) N - MORB.

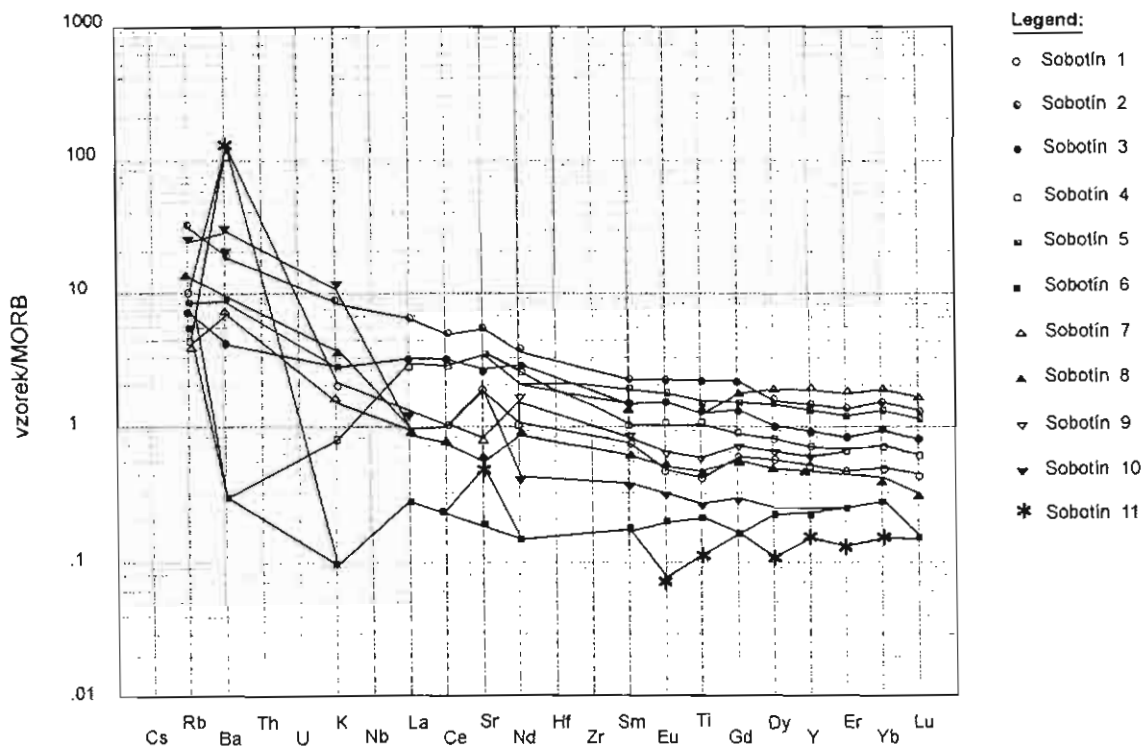
Závěr

Geochemický výzkum amfibolitů a hornblenditů ze střední části sobotínského masivu potvrdil jejich zařazení k subalkalickým horninám, konkrétně do tholeiitické asociace. Zatím nelze spolehlivě rozhodnout o jejich geotektonické pozici, distribuce stopových prvků a



Obr. 4 - Pozice subalkalických hornin z předcházejícího obr. 3 v trojúhelníkovém diagramu alk - FeO_{tot} - MgO s dělicími liniemi na alkalicko - vápenaté a tholeiitické horniny podle Irvine & Baragara (1971).

vzácných zemin ale neodpovídá N-MORB. Při srovnání s již dříve publikovanými výsledky ze studia devonských až raně karbonových vulkanitů ve šternbersko - hornobenešovském pruhu v Nížkém Jeseníku, které mají převážně alkalický charakter (Přichystal 1990), vyplývá, že nelze horniny sobotínského masivu považovat za intruzivní ekvivalenty tohoto pruhu a že vznikaly v odlišném geotektonickém postavení.



Obr. 5 - Stopové prvky, K, Ti a vzácné zemin ve studovaných horninách normalizované obsahy v MORB (použity hodnoty z programu NewPet).

Literatura

- Clarke, D. (1994): NewPet for DOS. - Memorial University of Newfoundland.
- Fiala, J. - Jelínek, E. - Pouba, Z. - Poubová, M. - Souček, J. (1980): The geochemistry of the ultrabasic rocks of the Sobotín amphibolite massif (Czechoslovakia). - N. Jb. Miner. Abh. 137, 3, 257-281. Stuttgart.
- Hanžl, P. (1995): Hornblendit ze šupiny sobotínského masívu jihovýchodně od Zámčiska. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 84. Brno.
- Irvine, T. N. - Baragar, W. R. A. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. - Canad. J. Earth Sci. 8, 523-548. Ottawa.
- Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). - Jahrb. d. geol. Reichsanst., Bd. 61, 53-179. Wien.
- Le Maitre, R. W. et al. (1989): A Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. - 193 pp. Blackwell Oxford.
- Novotný, P. (1999): Současný stav některých mineralogických lokalit u Sobotína. - Záv. zpráva úkolu Ministerstva kultury ČR „Vědecké zpracování sbírkových předmětů muzeí - pramenné základny přírodních věd“. MS Vlastivědné muzeum v Olomouci.
- Pouba, Z. (1969): The Sobotín basic complex and its metallogenesis. - Acta Univ. Carol. Geol., 105-117. Praha.
- Přichystal, A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko - hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník). - Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral. 29, 41-66. Praha.
- Souček, J. (1979): Geochemie metabazitů Hrubého a Nízkého Jeseníku. - 224 stran. MS Katedra petrologie PFF UK v Praze, Mineral. petrol. oddělení MZM Brno.

PETROGRAFIE A CHEMISMUS KVARCITŮ Z OKOLÍ PETROVA NAD DESNOU

Petrography and chemical composition of the quartzites from environs of
Petrov nad Desnou

Miloš René

Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, 182 09 Praha 8, V Holešovičkách 41, e-mail: rene@irms.cas.cz

(14-42 Rýmařov)

Key words: quartzites, petrography, geochemistry, Variscides, Bohemian Massif

Úvod

Kvarcity vystupující v širším okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic jsou součástí horninových sérií skupiny Červenohorského sedla. Kvarcity vytvářejí obvykle několik desítek až několik stovek metrů mocné polohy na bázi původně sedimentárního souvrství tvořeného dnes polohami kvarcitů, muskovitických, granátických, biotiticko - muskovitických svorů, případně svorů s variabilním zastoupením granátu, staurolitu, andalusitu, vzácně kyanitu a sillimanitu (René 1998). Kvarcity v okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic jsou pokládány za stratigrafický ekvivalent paleontologicky datovaných kvarcitů z okolí Vrbna pod Pradědem, které jsou devonského stáří.

Kvarcity byly v minulosti těženy v příležitostných malých lomech, jednak jako stavební kámen, jednak jako

žáruvzdorná surovina pro místní hutě zpracovávající ještě na přelomu 19. - 20. století magnetitové rudy v Sobotíně (Kretschmer 1911). V průběhu 70. a 80. let byly tyto kvarcity, spolu s kvarcity z okolí Vrbna pod Pradědem předmětem geologického průzkumu za účelem získání suroviny pro výrobu dinasu a ferrosilitin. Severovýchodně od obce Vikýřovice byl proveden podrobný geologický průzkum, kterým byly ověřeny prognózní zásoby metamorfních kvarcitů vhodných podmínečně jako žáruvzdorná surovina (Mališ et al. 1992). Během vrtného průzkumu, doprovázeného podrobným petrografickým a geochemickým studiem těchto kvarcitů bylo zjištěno, že kvarcity nevyhovují dnešním, jak kvalitativním, tak kvantitativním parametrům. Z hlediska kvality je nepříznivým parametrem především vyšší a často velmi proměnlivý podíl Al_2O_3 (nad 1 % hmot.), způsobený nepravidelným zastoupením muskovitu, případně chloritu.

Z kvantitativního hlediska je limitujícím parametrem nepravidelný, někdy téměř čočkovitý průběh kvarcitových poloh a časté střídání poloh kvarcitů a poloh muskovitických svorů.

Petrografie

Muskovitické, případně chloriticko - muskovitické kvarcitty jsou jemnozrné, světle šedé, šedobílé až bělošedé, eventuelně žlutošedé, obvykle masivní horniny. S přibývajícím množstvím muskovitu, které se pohybuje v rozmezí od 1 do 15 % se mění původně masivní textura v texturu břidličnatou. Plochy foliace jsou často pokryté šupinkami muskovitu šedobílé až šedozelené barvy. Kvarcitty se skládají z křemene, muskovitu, někdy obsahují větší podíl chloritu, případně biotit a granát. Obsah chloritu někdy dosahuje až 15 %, obsah granátů výjimečně tvoří až 5 % celkového složení horniny.

Křemen je xenoblasticky omezený, obvykle vytváří typickou dlažbovitou strukturu a velikost zrn je 0,05 - 2 mm. Křemen často undulosně zhází a někdy obsahuje drobné uzavřeniny apatitu, zirkonu a v intragranulárních prostorech bývají uzavírány oxidy a hydroxidy železa. Zrna apatitu a zirkonu jsou 0,05 - 0,1 mm veliká a jsou xenoblasticky až idioblasticky omezená. Granát vytváří až 4 mm veliká izometrická zrna. Muskovit tvoří samostatné šupinky nebo tabulkovité agregáty. Omezení jednotlivých tabulek je hypidoblastické až xenoblastické. Velikost šupinek je 0,005-0,02 x 0,02-0,4 mm a jejich uspořádání je nejčastěji shodné s průběhem ploch foliace v kvarcitech. Velikost tabulek chloritu je 0,02-0,06 x 0,06-0,3 mm. Chlorit někdy vytváří radiálně paprscité agregáty, mladší než je původní foliace horniny, což nasvědčuje na jeho vznik v pozdějších metamorfních stádiích nebo v důsledku povrchového navětrání kvarcitů. Pleochroismus chloritu není příliš výrazný, ve směru X je chlorit světle žlutohnědý až světle hnědý, ve směru Y a Z je hnědý. Charakter zóny je negativní. K dalším akcesorickým

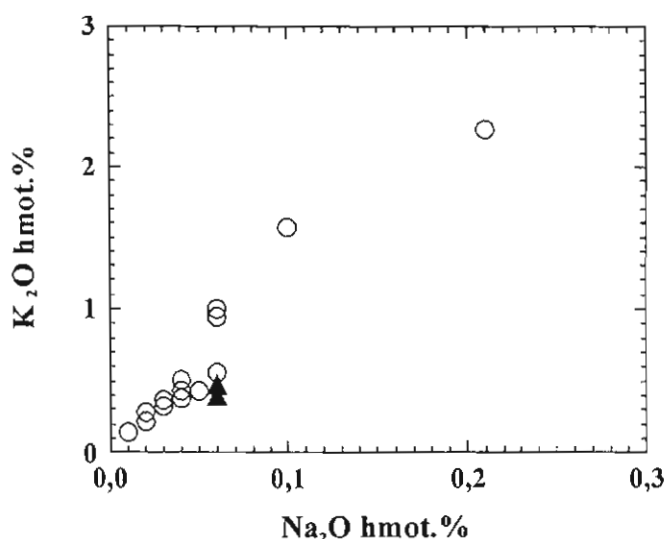
	Po 301	Geo 126
SiO ₂	97,53	97,01
TiO ₂	0,14	0,06
Al ₂ O ₃	1,44	1,71
Fe ₂ O ₃	stopy	0,05
FeO	0,07	0,07
MnO	0,004	0,01
MgO		0,07
CaO		0,21
Na ₂ O	0,06	0,06
K ₂ O	0,47	0,4
P ₂ O ₅		0,02
H ₂ O ⁺	0,46	0,12
H ₂ O ⁻	0,02	
Suma	100,194	99,79

Tab. 1 - Analýzy kvarcitů z okolí Vikýřovic. Legenda: Po 301 - Vikýřovice, opuštěný lom, analytik J, Adam PFF UK, Geo 126 - Vikýřovice, opuštěný lom, analytik Sedláčková, UNIGEO Brno.

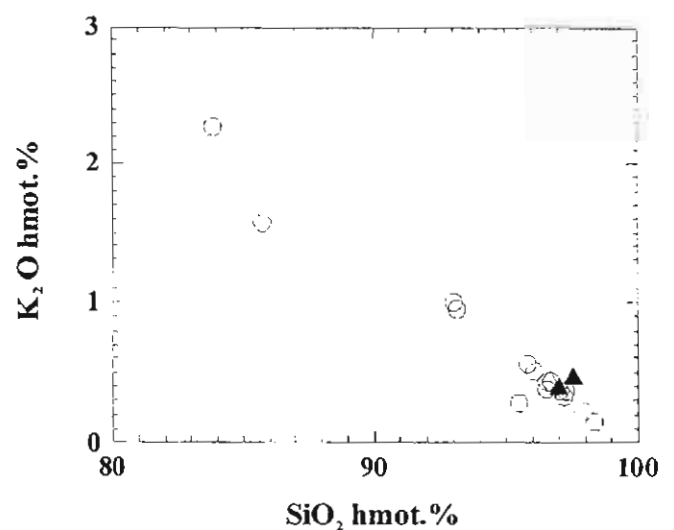
minerálům náleží magnetit a rutil. Magnetit tvoří xenoblasticky omezená zrna 0,01 - 0,1 mm veliká a rutil tvoří nepravidelná zrna nebo sloupečky veliké 0,02 - 0,1 mm. Omezení rutilu je obvykle xenoblastické až hypidoblastické. Magnetit je někdy uzavírán v chloritových agregátech. Struktura kvarcitů je nejčastěji granoblastická, s přibývajícím množstvím muskovitu přechází až do lepidogranoblastické.

Chemismus kvarcitů

Z kvarcitů byly odebrány dva vzorky pro chemickou analýzu (tab. 1) a pro diskusi chemismu byly rovněž



Obr. 1 - Diagram K₂O - Na₂O pro kvarcitty z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic. Prázdná kolečka - analýzy kvarcitů z práce Mališe et al. (1992), plné trojúhelníčky - analýzy kvarcitů z této práce.

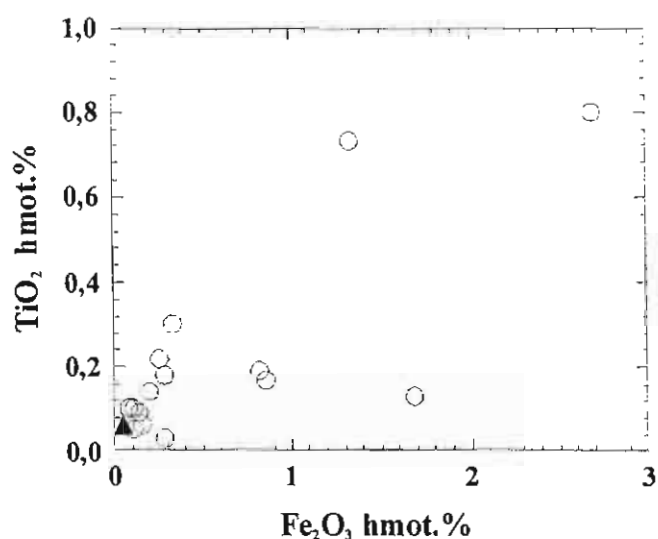


Obr. 2 - Diagram K₂O - SiO₂ pro kvarcitty z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic. Symboly viz obr. 1.

použity analýzy kvarcitů získané v průběhu vyhledávacího průzkumu na křemenné suroviny (Mališ et al. 1992). Kvarcité z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic lze na základě jejich chemického složení považovat za původně velmi dobře vytríděné sedimenty, s minimální příměsí akcesorických minerálů a proměnlivým množstvím jílovité příměsi. Velmi dobré vytrídění původních sedimentů lze odvodit zejména z diagramu $K_2O - Na_2O$ (obr. 1), v němž dva nově analyzované vzorky patří k méně čistým kvarcitům s vyšším podílem muskovitu. Obdobný obraz poskytuje rovněž diagram $K_2O - SiO_2$ (obr. 2) nebo hodnoty poměru SiO_2/Al_2O_3 (36,97) a Al_2O_3/Na_2O (51,4), které jsou považované za indikátory zralosti sedimentů (Kukal 1968, 1985). Z diagramu $TiO_2 - Fe_2O_3$ (obr. 3) je patrné proměnlivé množství akcesorického rutilu v analyzovaných kvarcitech, kdy autorem této práce publikované analýzy reprezentují kvarcité s relativně nižším obsahem TiO_2 a tudíž i rutilu.

Petrologie

Kvarcité z jižní části skupiny Červenohorského sedla, reprezentované muskovitickými kvarcité z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic vznikly regionální metamorfózou dobře vytríděných křemenných písků v podmínkách amfibolitové facie (René 1983). Dobré vytrídění lze doložit jednak malým množstvím akcesorických minerálů, jednak relativně nízkým množstvím muskovitu, který vznikl přeměnou původních jílových minerálů. Sedimentace křemenných písků probíhala pravděpodobně v mělkovodních podmínkách a nelze vyloučit, že kvarcité představují původně plážové pisky. Mělkovodní podmínky lze doložit častým střídáním kvarciticích a svorových poloh a velmi nepravidelným vývojem mocnosti jednotlivých kvarciových poloh. Podle



Obr. 3 - Diagram $TiO_2 - Fe_2O_3$ pro kvarcité z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic. Symboly viz obr. 1.

chemické klasifikace písčitých a drobových sedimentů (Pettijohn 1975), lze kvarcité z jižní části skupiny Červenohorského sedla přiřadit k sublithickým pískovcům.

Závěr

Kvarcité z okolí Petrova nad Desnou a Vikýřovic představují původně dobře vytríděné křemenné pisky, které pravděpodobně vznikly v podmínkách mělkovodní sedimentace. Jsou pro ně charakteristické vysoké hodnoty poměru K_2O/Na_2O , SiO_2/Al_2O_3 a Al_2O_3/Na_2O , proměnlivý obsah muskovitu a z akcesorických minerálů především proměnlivý obsah rutilu.

Literatura

- Kretschmer, F. (1911): Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren). - Jb. geol. Reichsanst., 61, 53-179. Wien.
- Kukal, Z. (1968): Origin, development a chemical classification of Early Paleozoic sandstones of Central Bohemia. - 23. Int Geol. Congr., Sess. 23, 8, 61-73. Praha.
- Kukal, Z. (1985): Vývoj sedimentů Českého masívu. - Kniha. Ústř. Úst. geol., 61, 1-223. Praha.
- Mališ, E. et al. (1992): Vikýřovice - kvarcit. - MS, Geologický průzkum Rýmařov.
- Pettijohn, F. J. (1975): Sedimentary rocks. - Harper and Row. New York.
- René, M. (1983): Geochemie a petrologie metapelitů obalových sérií jádra desenské klenby. - Čas. Mineral. Geol., 28, 277-286. Praha.
- René, M. (1998): Petrografie a chemismus svorů z okolí Petrova nad Desnou. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 89-90. Brno.

SKARNOIDNÍ HORNINA Z OBŘÍCH SKAL V HRUBÉM JESENÍKU

Skarn-like rock from Obří skály Rocks in the Jeseníky Mts.

Václav Vávra¹, Bohuslav Fojt¹, Dušan Kopa²

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail:

vavra@sci.muni.cz

²Slezské zemské muzeum, Tyršova 1, 746 46 Opava

(14 - 24 Bělá p. Pradědem)

Key words: *Silesicum, Keprník Group, mineralogy, chemistry*

Přibližně 650 m východně od jižní hrany Obřích skal nad osadou Ramzová byl v zářezu nově vybudované lesní silnice v nadmořské výšce kolem 1020 m zastížen výchoz horniny, která se již pouhým okem výrazně liší od keprnických rul. Je rezavě hnědá v povrchových zvětralých partiích, červenavě šedá v čerstvých vzorcích. Málo patrnou břidličnatost zdůrazňují smouhovité shluky biotitu, kumulace granátu a zelenomodrého spinelidu. Nepravá mocnost dosahuje ve sledovatelné části výchozu přibližně 3,2 m. Nezřetelně vyvinuté foliační plochy se uklánějí k SZ pod úhlem 35 - 40°.

V minerálním složení převládá granát. Je šedavě narůžovělý, zonální, vývin izometrický, někdy i automorfní, poměrně často atolovitý. Prostor jádra, místy automorfně ohraničený, vyplňuje biotit, chlorit, muskovit, občas i sfalerit a ilmenit, výjimečně i apatit. EDX analýzami (všechny EDX analýzy provedl první z autorů na elektronovém mikroskopu CamScan s připojeným EDX analyzátozem AN 10000, při výpočtu použita ZAF korekce) bylo zjištěno, že v centrech granátů převládá složka spessartinová (38 - 55 %), v okrajových almandinová (66 - 67 %). Taková zonálnost by odpovídala krystalizaci granátu při procesu prográdní metamorfózy. Celkem lze charakterizovat chemismus takto: střed zrn Mn>Fe>Ca>Mg, okraj Fe>Mn>Ca>Mg.

Staurolit tvoří jedince anizometrické, xenomorfní i hypautomorfní. Dosahuje velikosti až 3 mm. Z poměrně nečetných uzavřenin lze pozorovat granát, apatit, ilmenit, sulfidy, občas i spinel. Z EDX analýz vyplývá, že v kationové části převládá železo (FeO kolem 10 %), obsah ZnO je poměrně vysoký (3,8 - 4 %), zastoupení MgO (kolem 1,5 %) a MnO (0,4 - 0,5 %) je nízké.

Spinelid vystupuje v zrnech xenomorfních, někdy značně členitých. Dosahuje velikosti až 5 mm. Je silně rozpuštěn, poikilitický, uzavírá jen opákní zrnka, granát, případně i apatit. Je nezonální, s převahou složky gahnitové (50 - 61 %) a hercynitové (30 - 33 %), podružně i spinelové (8 - 10 %), 1 % je zastoupena molekula galaxitová.

Biotitové hypautomorfní lupínky se místy shlukují a vytvářejí okrsky granát - biotitové. Některá individua

jsou zprohýbaná. Biotit uzavírá všechny minerály daného sestavení kromě živce, koroduje a pseudomorfuje jádra granátu, staurolitem prostupuje v podobě žilek. Podle výsledků EDX analýz a diagramu Deera et al. (1992) je svým složením blízký „eastonitu“ ($X_{Mg}=0,43$). Bývá chloritizován - složení chloritu odpovídá delessitu (v nomenklatuře podle Melky, Si=3,7; F/FM=0,58)

Zastoupení plagioklasu je podřadné, značně proměnné, místy až akcesorické. Zrna jsou od okrajů vždy zatlačována hustě sericitem, jsou polysynteticky lamelovaná, uzavírají apatit, opakní zrna i granát. EDX analýzy prokázaly, že jde o kyselý labradorit $Or_2Ab_{43}An_{55}$. Jen místy se v hornině kumulují shluky lištovitých individuí muskovitu. Akcesorická zrna ilmenitu se sdružují převážně s granátem. Obsahuje 8 až 21 % pyrofanitové složky. Některá zrna jsou rutilizována. Také allanit s 8 - 9 % Ce_2O_3 , 4 - 5 % La_2O_3 , ~3 % Nd_2O_3 , 1 % Pr_2O_3 , a ~1% ThO_2 je akcesorický. Zcela zanedbatelný je blíže neurčený karbonát.

Ze sulfidických minerálů převládá pyrhotin - vlivem supergenních procesů přeměňovaný na markazit, pyrit až limonit. Běžnými jsou i drobná zrnka sfaleritu, galenit je velmi sporadický.

Zatímco nadloží popisované horniny je zahliněno, v podloží vystupuje světlešedá, drobně zrnitá hornina s nezřetelně vyvinutou břidličnatostí. Na složení se podílejí v podstatné míře: křemen, biotit ($X_{Mg} \sim 0,46$), muskovit (Si=6,25; Al^{IV}~1,76 odpovídá 1/3 fengitové složky) a plagioklas $Or_1Ab_{34}An_{65}$ - labradorit. Obě tyto komponenty jsou svým složením blízké výše uvedeným minerálům granát-staurolit-spinelidové asociaci. Z řídkých akcesorií je zastoupen drobný granát, odpovídající svým chemismem okrajovým zónám zrn granátu výše popsané horniny: (Fe>Mn>Ca>Mg), obdobně jako je tomu u ještě méně častého spinelidu (Ghn>Hc>Spl>Gx), ilmenitu (~10 % pyrofanitové složky) a allanitu (Ce>La>Nd>Pr). Také v monazitu je zastoupení lanthanoidů shodné. Chemická analýza této horniny je uvedena níže (analytik I. Zavadilová, KMPG MU Brno), výsledky v hmotnostních %:

H ₂ O ⁻ 0,22	H ₂ O ⁺ 0,66	SiO ₂ 69,00	TiO ₂ 0,30
Al ₂ O ₃ 16,28	Fe ₂ O ₃ 1,10	FeO 1,80	MnO 0,16
CaO 3,56	MgO 1,10	K ₂ O 1,24	Na ₂ O 3,95
S st.	CO ₂ 0,30	P ₂ O ₅ 0,07	Σ 99,74

V Mehnertově diagramu (Mehnert 1968) spadá projekční bod do pole drob. V TAS diagramu pro plutonické horniny (Cox et al. 1969, upraveno Wilsonem 1989 - in Rollinson, 1996) zaujímá chemismus pozici granodioritu, v trojúhelníku ACF (Barbarin 1990) se promítá do pozice blízké vrcholu A, mimo vyznačeného pole I a S. Snad by mohlo jít o keprnickou „ortorulu“ v pojetí Mísaře (1958). V dalším podloží vystupují nápadně zbřidličnatělé ruly, typické keprnické erlany a staurolitické svory.

Výskyt popisované skarnoidní horniny v území

silezika je zcela výjimečný. Také chemismus minerálních součástí se vymyká dosavadním poznatkům - např. zaznamenané obsahy ZnO ve staurolitech jesenických hornin nepřesáhly 0,2% (Němec 1978). V keprnické skupině jsou drobné rudní kumulace v erlanech běžné (viz např. lokality Vřesová Studánka, V mlynkách, Bezný a j.), avšak minerální sestavení je v daných případech zcela odlišné. Z tohoto důvodu bude nastíněné problematice věnována další pozornost.

Literatura

- Barbarin, B. (1990): Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. - Geol. Journ. 25, 227-238. Washington.
- Deer, W. A. - Howie, R. A. - Zussman, J. (1992): Rock-Forming-Minerals. - Essex, England.
- Mehnert, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. - Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.
- Mísař, Z. (1958): Stratigrafie, tektonika a metamorfosa krystalinických sérií jižní části keprnické klenby. - Rozpr. ČSAV, ř. mat. přír. věd, 68, 13, 1-79. Praha.
- Němec, D. (1978): Zink im Staurolith. - Chem. Erde, 37, 307-314. Leipzig.
- Rollinson, H. (1996): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. - Essex, England.

SERPENTINITY SOBOTÍNSKÉHO AMFIBOLITOVÉHO MASIVU

Serpentinities of the Sobotín amphibolite massif

Jiří Zimák

Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(14-42 Rýmařov)

Key words: *serpentinities, bulk chemistry, mineralogy, microprobe analysis, Sobotín amphibolite massif*

Patrně jediný známý výskyt serpentinitů v sobotínském amfibolitovém masivu (SAM) leží zhruba 1 km jz. od vrcholu Rudné hory (914,5 m). Nejsnazší přístup do prostoru lokality je po asfaltové komunikaci vedoucí do obory od západního okraje Vernířovic. Tato komunikace vede podél potoka směrem k vrcholu Rudné hory a po

zhruba 1,5 km se ostře stáčí k JZ. Prostor lokality je na svahu porostlém vysokým smrkovým lesem, 150-250 m ZSZ až ZJZ od zmíněné ostré zatáčky lesní komunikace. Menší úlomky a až 60 cm velké bloky metamorfovaných ultramafitů (hlavně serpentinitů) se zde hojně nacházejí na ploše cca 100x200 m, a to především na starých

	serpentin		chlorit					mastek	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43.03	44.03	34.40	33.89	34.01	33.18	33.70	62.77	62.09
Al ₂ O ₃	-	0.64	11.63	14.06	13.75	13.68	13.46	0.34	-
Cr ₂ O ₃	-	-	1.35	1.55	1.26	1.40	1.36	-	-
MgO	39.91	36.89	33.71	33.84	33.23	33.06	33.45	30.14	28.96
FeO ^I	0.91	4.43	3.68	4.00	4.00	3.02	3.77	1.23	1.21
NiO	-	-	-	-	-	0.22	-	-	-
suma	83.85	85.99	84.77	87.34	86.25	84.56	85.74	94.48	92.26
počet kationů na bázi 14 atomů O (serpentin a chlorit) nebo 11 atomů O (mastek):									
Si ⁴⁺	4.12	4.17	3.34	3.20	3.25	3.22	3.24	4.01	4.06
Al ³⁺	-	0.07	1.33	1.56	1.55	1.56	1.52	0.03	-
Cr ³⁺	-	-	0.10	0.12	0.10	0.11	0.10	-	-
Mg ²⁺	5.69	5.21	4.88	4.76	4.73	4.78	4.79	2.87	2.82
Fe ²⁺	0.07	0.35	0.30	0.32	0.32	0.24	0.30	0.07	0.07
Ni ²⁺	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-

Tab. 1 - Chemismus serpentinu, chloritu a mastku v "typickém" hadci (anal.č. 1, 3-5), chlorit-mastek-serpentin-tremolitové skalně (anal.č. 2, 8, 9) a silně steatitizovaném serpentinitu (anal.č. 6, 7) - výsledek chem.analýz uveden v hmot. %.

agrárních haldách, kde jsou provázány běžnými horninami SAM (amfibolity a amfibolitickými rulami), granitoidy intruze Rudné hory a také úlomky křemenné žiloviny a aplitoidních hornin. Dva nesouvislé výchozy metamorfovaných ultramafitů v severozápadní části lokality mají rozměry 6x1,2 m a 2x1 m (vzdálenost mezi výchozy je cca 10 m). Území, na němž jsou zmíněné výchozy i haldy, náleží geologicky k SAM - na geol. mapě 1 : 200 000 (list Jeseník, redaktor Z.Pouba) lze tuto lokalitu umístit zhruba 300 m severně od na ní vyznačeného drobného tělesa chloriticko-aktinolitických břidlic a přibuzných horninových typů ("Ac"). V práci Fialy et al. (1980), která je zaměřena na geochemii ultrabazik SAM, jsou uvedeny údaje o chemismu jediného vzorku serpentinitu (vzorek č. 43), jenž pochází zřejmě z prostoru výše popsané lokality (příp. z bezprostřední blízkosti). Kromě výsledků silikátové analýzy, obsahů vybraných stopových prvků a lokalizace vzorku pomocí schematické mapky nejsou v citované práci uvedeny žádné další údaje o analyzovaném serpentinitu.

Kromě typických hadců s výraznou převahou minerálů serpentínové skupiny byly v prostoru lokality zjištěny rozložením součástí velmi nehomogenní horniny, které jsou stejně jako hadce produktem přeměny ultramafitů (peridotitů nebo pyroxenitů?), v některých případech jde zjevně o horniny, které vznikly další přeměnou hadců. I když jsou v těchto horninách přítomny partie, v nichž je serpentin hlavní složkou (někdy i dominantní), je celkový objem minerálů serpentínové skupiny zpravidla pod 20 % a je nutno tyto horniny označovat popisnými názvy typu "chlorit-mastek-serpentin-tremolitová skalina" apod. V některých případech mají tyto horniny povahu steatitizovaných serpentinitů, jindy se blíží tremolitovým krupníkům nebo i tremolitovým břidlicím.

Povrch balvanů typických serpentinitů, které jsou zde běžnou součástí haldového materiálu, je nápadně

skvrnitý (barva je celkově středně šedá, hojně nepravidelné skvrny jsou šedočerné nebo i okrové). Na čerstvém lomu (příp. řezu) jsou tyto hadce téměř černé s četnými šedými skvrnami malých rozměrů; výrazně světlejší povrchová zóna má mocnost jen několik mm (max. 1 cm). Struktura popisovaných serpentinitů se blíží smyčkové, původní minerály se však nezachovaly ani v reliktech. Dominantní složkou horniny je ve výbruse bezbarvý serpentin. Opticky lze rozlišit lupenitý antigorit a tzv. "serpofit", jenž se vyskytuje v centrální části smyček nebo v centru kanálek. Hojně je přítomen magnetit, jenž se zpravidla koncentruje ve zmíněných kanálcích. Makroskopicky šedé skvrny jsou tvořeny převážně jemně šupinkovitým mastkem, jenž bývá provázen šupinkami Mg-chloritu (někdy i undulózně zhášejícími xenoblasty až téměř idioblasty o velikosti do 1 mm), ojedinělým amfibolem bez pozorovatelného pleochroismu (v podobě jehliček uspořádaných do vějířovitých agregátů), lokálně hojnými zrny opakních minerálů (magnetit, výjimečně pyrit) a zcela ojedinělými zrny karbonátu. Teprve při studiu studiu nábrusů pomocí elektronového mikroskopu byla zjištěna přítomnost nepatrných alotriomorfních zrníček chalkopyritu a pentlanditu.

Horniny se převahou tremolitu (např. "chlorit-mastek-serpentin-tremolitová skalina") a silně steatitizované serpentinity jsou horniny šedé barvy s nepravidelnými šedočernými skvrnami, které jsou tvořeny serpentinem s drobnými zrny magnetitu. V partiích s převahou serpentinu lze pozorovat typické smyčkové struktury (někdy jsou v jádrech smyček přítomny relikty olivínu), často však i struktury připomínající mřížovité. Ve výbrusech bezbarvý amfibol tvoří nejčastěji jehličky, uspořádané subparaleně nebo do vějířovitých agregátů; někdy lze v amfibolových agregátech zjistit nepatrné relikty pyroxenu. Agregáty amfibolu jsou porušeny sítí trhlinek, podél nichž je amfibol zatlačován jemně

	olivín		amfibol			
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.38	40.38	57.74	57.59	58.88	57.98
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.40
CaO	-	-	12.45	12.75	11.36	12.75
MgO	48.67	48.55	23.07	22.92	24.08	23.22
FeO ¹	9.77	10.07	1.90	2.09	2.70	2.16
MnO	0.30	0.39	0.20	-	0.22	-
NiO	0.27	-	-	-	-	-
suma	99.39	99.39	95.36	95.35	97.24	96.51
počet kationů na bázi 4 at.O (olivín) nebo 23 at.O (amf.):						
Si ⁴⁺	0.997	0.998	8.05	8.04	8.05	8.00
Al ³⁺					-	0.06
Ca ²⁺			1.86	1.91	1.66	1.88
Mg ²⁺	1.792	1.788	4.80	4.77	4.91	4.78
Fe ²⁺	0.202	0.208	0.22	0.24	0.31	0.25
Mn ²⁺	0.006	0.008	0.02	-	0.02	-
Ni ²⁺	0.005	-	-	-	-	-

Tab. 2 - Chemismus olivínu a amfibolu v "typickém" hadci (anal.č. 1-4) a chlorit-mastek-serpentin-tremolitová skalíně (anal.č. 5, 6) - výsledek analýz uveden v hmot. %.

šupinkovitým nebo celistvým mastkem, přičemž rozsah tohoto zatlačování se silně mění i v ploše jednoho výbrusu. Rovněž partie s dominantním serpentinem bývají silně postiženy steatitizací. V některých vzorcích steatitizovaného serpentinitu byla zjištěna až 3 mm velká, hypidiomorfní až idiomorfní individua karbonátu. Zejména v silně steatitizovaných partích bývá v podstatném množství přítomen Mg-chlorit, jenž tvoří až 0,7 mm velké šupinky, které jsou jen slabě pleochroické (X=Y= velmi světle šedá, Z=bílá s jemně nažloutlým odstínem), mají negativní ráz délky a anomální hnědé interferenční barvy. Větší šupinky chloritu jsou obvykle zprohýbané a undulózně zhášejí. V malém množství bývá přítomen křemen, jenž tvoří drobné žilečky prostupující horninou.

V několika výbrusech z chlorit-mastek-serpentin-tremolitové skaliny a obdobných hornin a též ze silně steatitizovaných serpentinitů byla zjištěna přítomnost reliktní původních minerálů, a to pyroxenu a častěji olivínu, jenž tvořil individua o velikosti až 3 mm. Je tedy pravděpodobné, že studované horniny vznikly přeměnou ultramafitů, jejichž bližší determinaci však nelze provést.

V tab. 3. jsou uvedeny výsledky chemické analýzy "typického" hadce (vz.č. 1) a chlorit-serpentin-mastek-tremolitové skaliny s relikty olivínu a pyroxenu (vz.č. 2) - analytik P.Kadlec (PřF MU Brno). Ve srovnání s "typickým" hadcem je ve "skalíně" vyšší podíl SiO₂, CaO a CO₂. Naopak obsahy MgO a H₂O jsou poněkud nižší. Uvedené rozdíly mohou souviset s primárně vysokým

vz.č.	1	2	43
SiO ₂	38.73	45.62	45.02
TiO ₂	0.11	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	1.26	1.57	2.72
Fe ₂ O ₃	6.75	4.25	6.09
Cr ₂ O ₃	0.23	0.28	0.07
FeO	2.24	3.54	2.06
MnO	0.10	0.12	0.16
MgO	37.14	31.47	33.66
CaO	0.56	4.03	0.50
K ₂ O	-	-	0.08
Na ₂ O	-	st.	0.03
S	-	-	0.14
CO ₂	0.12	0.83	0.14
P ₂ O ₅	0.59	0.46	0.05
H ₂ O [*]	0.37	0.32	0.36
H ₂ O [†]	11.28	6.96	8.84
suma	99.48	99.56	100.01

Tab. 3 - Silikátové analýzy hornin (hmot. %).

podílem pyroxenů v protolitu vzorku 2 a odlišným průběhem hydratačních procesů. Pro srovnání je v tab. 3 také uveden Fialou et al. (1980) publikovaný výsledek chemické analýzy serpentinitu z Rudné hory (vz.č. 43).

Vztahy mezi jednotlivými horninovými typy nelze na lokalitě sledovat. Je možné, že steatitizací byly postiženy okrajové partie serpentinitového tělesa, avšak v některých případech steatitizace probíhala prokazatelně podél trhlin, jež jsou někdy vyplněny hrubě lupenitým mastkem šedobílým, příp. jemně nazelenalé barvy.

Všechny v této zprávě uvedené údaje o chemismu jednotlivých minerálů byly získány na přístroji CamScan s připojeným EDX analyzátozem Link AN 10 000 (urychlovací napětí 20kV, korekce programem ZAF-4, analytik Mgr.V.Vávra, PřF MU Brno). Výsledky analýz reliktního olivínu (viz tab. 2) odpovídají cca 89 mol.% forsteritové složky. Výsledky všech bodových analýz amfibolu v Leakeho klasifikaci odpovídají tremolitu. V chloritu byla prokázána dominance klinochlorové složky, v Melkově klasifikaci všechny výsledky analýz odpovídají penninu (F/FM=0,05-0,06, Si=3,20-3,34). V magnetitu byla šesti bodovými analýzami kromě Fe zjištěna přítomnost TiO₂ (0-1,47), Cr₂O₃ (0-12,77), V₂O₃ (0-0,28), MgO (0,40-0,94), MnO (0-0,67), NiO (0-0,38) a SiO₂ (0-0,48 hmot.%). V pentlanditu bylo stanoveno 39,57 hmot.% Ni, 25,18 hmot. % Fe, 2,16 hmot. % Co a 31,45 hmot.% S, což odpovídá empirickému vzorci (Ni_{5,50}Fe_{3,68}Co_{0,30})_{9,48}S_{8,00} (přepočítání ukazuje na značnou nepřesnost této analýzy).

Literatura

Fiala, J. - Jelínek, E. - Pouba, Z. - Poubová, M. - Souček, J. (1980): The geochemistry of the ultrabasic rocks of the Sobotín amphibolite massif (Czechoslovakia). - N.Jb. Miner., Abh. 137: 257-281. Stuttgart.

NOVÉ POZNATKY O HISTORICKÉM RUDNÍM LOŽISKU „U HAVÍŘSKÝCH JAM“ U JEMNICE

New data on the historical ore deposit „U havířských jam“ near Jemnice

Jiří Zimák, Pavlína Šendová

Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(23-43 Telč)

Key words: *Moldanubicum, hydrothermal mineralization, carbonates, tourmaline, chemistry*

První písemná zmínka o těžbě rud v bezprostředním okolí Jemnice pochází z r. 1227, listina s tímto údajem je však historiky považována za falzifikát. Přesto je pravděpodobné, že těžba rud v okolí Jemnice začala snad již před rokem 1200 (Dejmek 1985). Většina historických pramenů se zmiňuje o ložisku stříbra nad soutokem Želetavky a potoka, který přitéká od obce Třebětice. Toto místo je dodnes známo pod názvem „U havířských jam“.

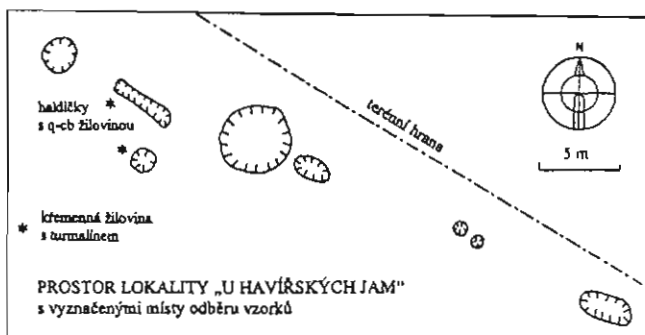
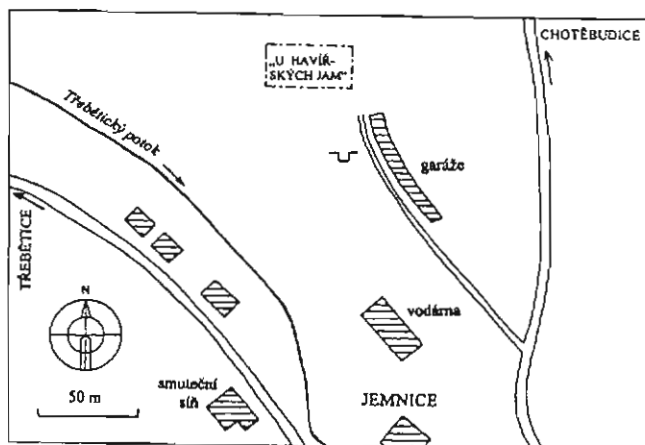
Lokalita „U havířských jam“ leží na severozápadním okraji Jemnice, cca 500 m JZ od soutoku Želetavky s Třebětickým potokem. Její poloha je zřejmá z obr. 1. V prostoru lokality lze dosud najít evidentní stopy po těžbě rud. Jde o převážně mělké prohlubeniny (max. hloubka 2,5 m, některé drobné prohlubeniny v okolí lokality jsou nejasného původu, někdy jsou to patrně pozůstatky po vývratech) a také o nevelké haldičky. Na nich lze kromě úlomků okolních hornin najít fragmenty s hydrotermální žilovinou, v níž jsou spíše výjimečně

přítomny sulfidické minerály. Úlomky křemen-karbonátové žiloviny (lokálně i se sulfidy) byly zjištěny i v ornici na poli v těsné blízkosti lokality.

Jedinou moderní prací, která se podrobněji zabývá geologickou pozicí a mineralogií rudního výskytu „U havířských jam“, je publikace Houzara a Pošmourného (1991); stručnou charakteristiku založenou na údajích v citované práci uvádí Houzar (1997a,b). Podle Houzara a Pošmourného (1991) jde o hydrotermální, poměrně nízkoteplotní Ag-Pb-Zn mineralizaci charakteru žilníku, vázaného na výraznou tektonickou linii směru SZ-JV. Žíly jsou tvořeny převážně křemenem a karbonáty, z nichž citovaní autoři uvádějí na základě DTA a RTG analýz identifikovaný kalcit, dolomit a silně limonitizovaný karbonát, odpovídající dle jejich názoru pravděpodobně Fe-dolomitu nebo ankeritu. Rudní minerály jsou podle Houzara a Pošmourného (1991) zastoupeny galenitem, chalkopyritem, pyritem a Ag-minerály (polybasitem? a freibergitem?); Houzar (1997) uvádí i ryzí stříbro.

V následujících odstavcích je souhrn nových poznatků, které se týkají chemismu karbonátů a nálezu křemenné žiloviny s hojným turmalínem skoryl-dravitové řady. Všechny námi studované vzorky byly odebrány v západní části lokality (viz obr. 1). Níže uvedené údaje o chemismu karbonátů a turmalínu byly získány pomocí elektronové mikroskopy CAMSCAN s ED analyzátozem Link AN 10.000 (urychlovací napětí 20kV, při přepočtu použita ZAF korekce, analytik Mgr. V. Vávra, PŘF MU Brno); parciální chemické analýzy limonitizovaných karbonátů na mokré cestě provedl P. Kadlec (PŘF MU Brno).

Chemismus žilných karbonátů byl sledován na dvou vzorcích s páskovanou, v některých partiích brekciovitou stavbou a s četnými drúzovými dutinami. Na obou vzorcích lze již makroskopicky rozlišit starší, silně limonitizovaný karbonát I, křemen a mladší karbonát II (sukcese: cbI - q - cbII). Karbonát II je kalcit, převážně šedobílá barva, jenž je někdy nepatrně postižen limonitizací. Karbonát I má obvykle rezavě hnědou barvu. Je velmi silně postižen limonitizací, která zejména v jeho jemnozrnnějších partiích při kontaktu s hydrotermálně alterovanou okolní horninou (granulitem?) postihuje téměř celá zrna a jejich rozlišení v optickém mikroskopu je prakticky nemožné. V relativně hrubozrnnějších partiích



	1	2
CaO	27.28	27.90
FeO	17.44	15.11
MgO	10.65	12.10
MnO	0.43	0.35
SiO ₂	0.31	0.25
suma	55.80	55.46
počet kationů (suma = 2):		
Ca	0.97	0.98
Fe	0.49	0.42
Mg	0.53	0.59
Mn	0.01	0.01

Tab. 1 - Chemismus karbonátů dolomit-ankeritové řady (výsledek analýzy uveden v hmot.%).

karbonátu I je supergenní postižení výrazně a limonitizace zde postupuje zejména podél intergranulár a ploch štěpnosti. Parciální analýza dvou vzorků limonitizovaného karbonátu I poskytla tyto výsledky (v hmot.%): 36,92 a 39,66 CaO, 14,95 a 12,55 FeO, 0,40 a 0,90 MgO, 0,51 a 0,81 MnO, 8,67 a 5,87 nerozpustného podílu (žilný křemen a alterované horninové úlomky v žilovině). Vzhledem k tomu, že podíl karbonátu II v analyzovaném materiálu byl minimální, naznačuje vysoký obsah CaO v obou vzorcích, že jde o limonitizovaný kalcit, příp. o směs karbonátů, v níž kalcit dominuje.

Složení jednotlivých fází v limonitizovaném karbonátu I bylo v obou vzorcích sledováno ED analyzátozem. Zatímco v jednom ze vzorků byl z karbonátů zjištěn pouze kalcit, v druhém vzorku je kromě převažujícího kalcitu v reliktech přítomen karbonát dolomit-ankeritové řady (Fe-dolomit - viz tab. 1).

Na svahu v západní části lokality byl nalezen velký úlomek masivní křemenné žiloviny (25x20x10 cm), v němž jsou přítomny již makroskopicky patrné vtroušeniny pyritu v podobě drobných oktaedrá, pseudomorfovaných oxyhydroxidy Fe. Žilovina má tmavě šedou barvu, přičemž v ní lze rozlišit tmavší partie, jimiž v podobě sítě nepravidelných žilek prostupuje relativně světlejší a hrubozrnnější křemen. V tmavších partiích byly mikroskopicky zjištěny reliktu hydrotermálně alterovaných hornin. V nich a v jejich bezprostředním okolí jsou velmi hojné sloupečky turmalínu (o délce až 0,1 mm) s výrazným pleochroismem (E=světle hnědá, O=šedobílá). Tmavé zbarvení žiloviny je způsobeno

	1	2
SiO ₂	38.50	38.49
TiO ₂	0.44	0.29
Al ₂ O ₃	33.29	32.35
FeO	5.46	5.84
MgO	6.96	6.83
CaO	0.91	0.95
Na ₂ O	1.82	1.78
K ₂ O	0.12	0.40
suma	87.50	86.93
počet kationů na bázi 24,5 at. O:		
Si	6.11	6.18
Al	6.23	6.12
Ti	0.05	0.04
Fe	0.73	0.78
Mg	1.65	1.63
.Y ⁺ celk.	2.66	2.57
Ca	0.15	0.16
Na	0.56	0.55
K	0.02	0.08
.X ⁺ celk.	0.73	0.79

Tab. 2 - Chemismus turmalínu (hmot. %).

hlavně zmíněným turmalínem, lokálně je však přítomen i grafit v podobě výrazně zprohýbaných šupinek a jejich drobných agregátů. Křemen v těchto partiích žiloviny tvoří undulózní zhášející alotriomorfní individua, která jsou často podél okrajů granulovaná. Žilkovité partie světlejšího křemene jsou tvořeny relativně většími individui, vykazujícími obvykle jednotné zhášení. I v tomto mladším křemeni lze konstatovat přítomnost turmalínových sloupečků obdobných optických vlastností (viz výše).

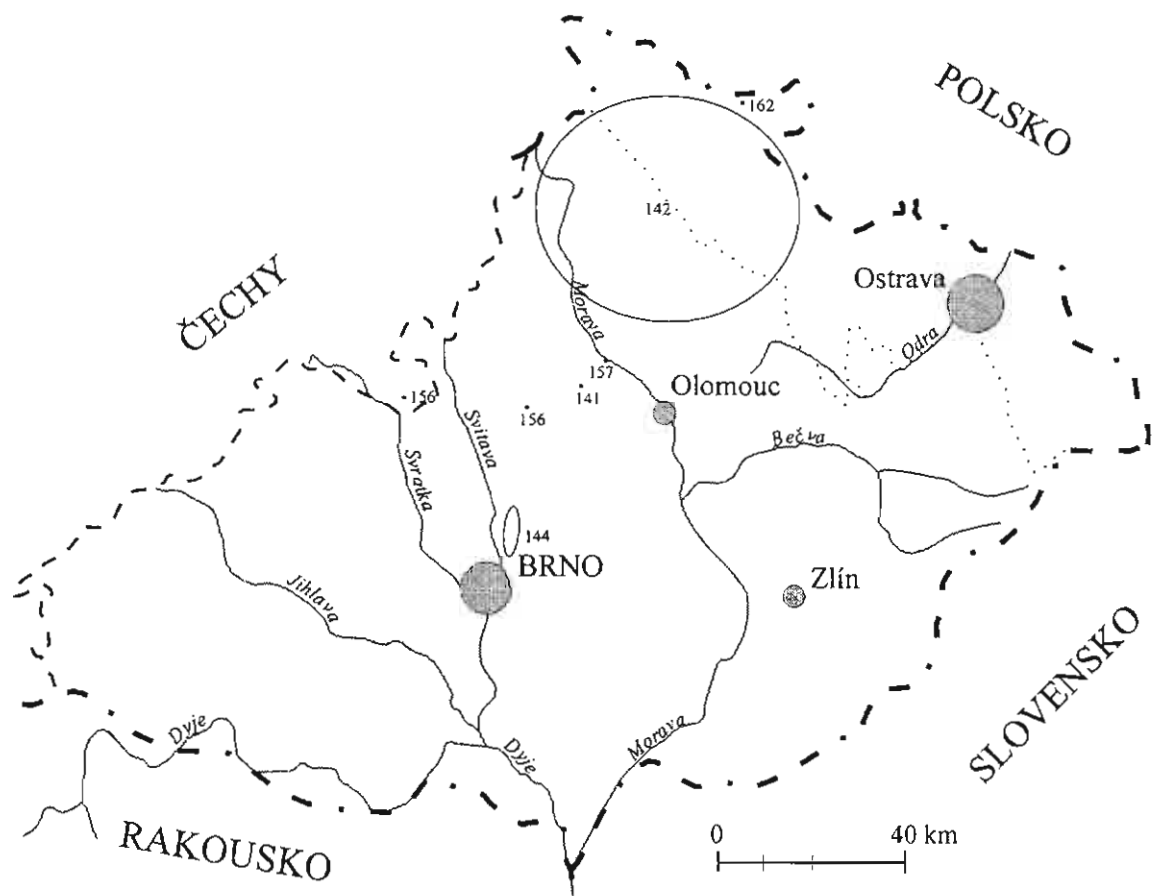
Výsledky dvou reprezentativních bodových analýz turmalínu jsou uvedeny v tab. 2. Protože nebyl stanoven obsah bóru, byl proveden přepočet výsledků analýz na bázi 24,5 atomu kyslíku (případný velmi nízký podíl F v turmalínu byl tak zanedbán). Analýzami zjištěný obsah Fe je uveden sumárně jako FeO. Vzhledem k tomu, že údaje v tab. 2 ukazují na úplné obsazení pozice T křemíkem a na úplné obsazení pozice Z hliníkem (část Al se nachází i v pozici Y), lze teoreticky předpokládat, že všechno stanovené Fe by mohlo být ve struktuře turmalínu přítomno jako Fe²⁺. Studovaný turmalín je tedy členem skoryl-dravitové řady; dravitové složka v něm výrazně převažuje.

Literatura

- Dejmek, V. (1985): Práce báňsko-historického výzkumu „Jemnické zlato“. - MS. Geofond Praha.
- Houzar, S. (1997a): O historickém dolování na jihozápadní Moravě. - Vlastivědný sborník Západní Moravy, 1, 33-49. Třebíč.
- Houzar, S. (1997b): Geologická stavba, nerosty a těžba nerostných surovin. - In: Nekuda V. (ed.): Vlastivěda moravská, sv. 65. Moravskobudějovicko, Jemnicko, 27-47. Brno.

APLIKOVANÁ GEOLOGIE

APPLIED GEOLOGY



STUDIUM INTERAKCE HORNINA–VODA: DISKONTINUÁLNÍ PRŮTOKOVÝ REAKTOR

Study of kinetics of the rock-water interaction: a discontinuous flow-through reactor

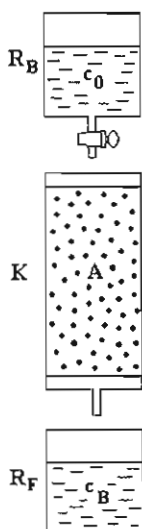
Jiří Faimon

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: faimon@sci.muni.cz

Key words: reactor, kinetics, rock/water interaction, aqueous concentrations

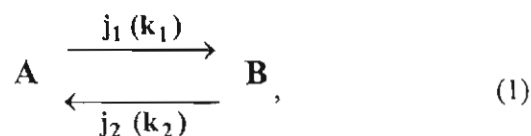
Ke studiu interakce hornina/voda byl navržen diskontinuální průtokový reaktor (dále jen DPR), jako kombinace vsádkového a průtočného reaktoru. DPR sestává z kolony naplněné zrny minerální fáze, zásobníku základního roztoku a sběrače frakcí (obr.1). Volný prostor mezi zrny v koloně (intergranulární prostor - dále jen IGP) se při experimentu vyplní minimálním objemem roztoku o koncentraci c_0 . Při použití dostatečně malých zrn (~100 μm) je roztok držen v IGP pevně kapilárními silami. Po uplynutí zvolené doby interakce (časového kroku) se roztok o aktuální koncentraci c_B vytlačí z IGP novým roztokem. Za předpokladu "homogenity" reakčního roztoku není nutno vytlačit objem kvantitativně. Kolona se však musí důkladně vymýt novým roztokem – analýzy roztoku ukazují, že postačí trojnásobek objemu IGP. Poté se celý experiment může opakovat - buď se stejným nebo odlišným časovým krokem. Koncentrace c_B se stanovuje vhodnou metodou.

Matematický popis DPR je velice jednoduchý. Vychází z předpokladu, že daleko od rovnováhy dominuje látkový tok směřující k rovnováze a tok opačným směrem lze zanedbat. Uvažujme obecně interakci jednosložkové



Obr. 1 - Diskontinuální průtokový reaktor. R_B je zásobník základního roztoku, K je kolona naplněná zrny minerální fáze A s intergranulárním roztokem o objemu V , R_F je sběrač frakcí, c_0 je počáteční koncentrace roztoku, c_B je výstupní koncentrace.

tuhé fáze, např. podle schématu



kde A je minerální fáze, B je rozpuštěná složka, j_1 a j_2 jsou parciální toky, k_1 a k_2 jsou kinetické konstanty.

Pro výsledný tok složky B do roztoku platí

$$j = j_1 + j_2. \quad (2)$$

Na počátku rozpouštění výrazně převažuje tok j_1 a tok j_2 lze zanedbat. Při velkém přesycení (např. při studiu růstu tuhé fáze) naopak převládá tok j_2 a je možno zanedbat tok j_1 . Jestliže detailně vyjádříme toky z rovnice (2), dostaneme výraz

$$\frac{dm_B}{dt} = k_1 \{A\} - k_2 \{A\} c_B, \quad (3)$$

kde m_B je celkové látkové množství látky B převedené do roztoku, $\{A\}$ je celková povrchová plocha fáze A , c_B je koncentrace složky B v roztoku, k_1 a k_2 jsou kinetické konstanty.

Po vyjádření dm_B jako součin $V \cdot dc_B$ (V je celkový objem roztoku v IGP) a po dosazení do rovnice (3) dostaneme

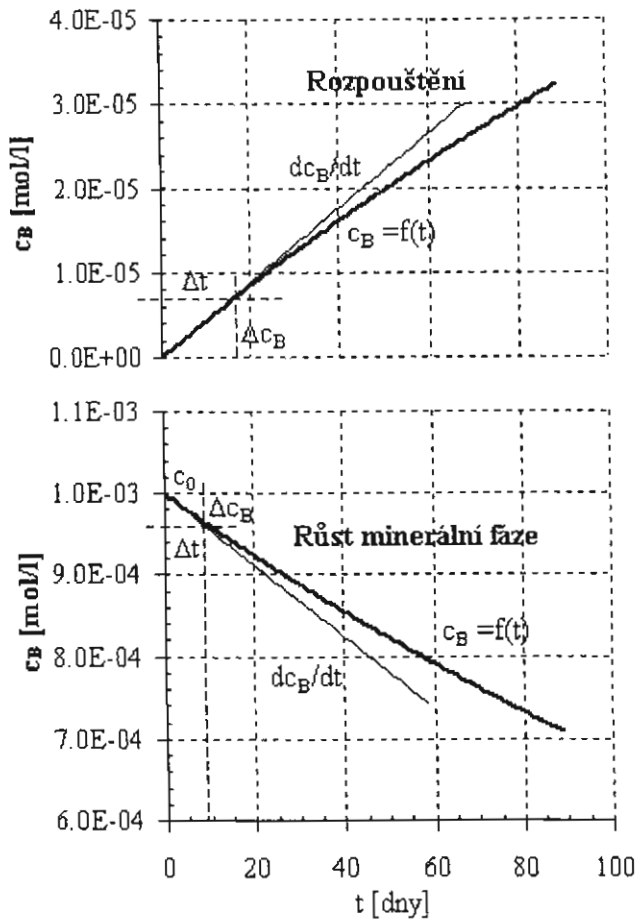
$$V \frac{dc_B}{dt} = k_1 \{A\} - k_2 \{A\} c_B. \quad (4)$$

Jestliže je časový krok interakce dostatečně krátký (u silikátů může trvat až několik dnů), pak lze nahraditdiferencí $\Delta c_B / \Delta t$. Δc_B je rovna $c_B - c_0$ a Δt je rovno $t - t_0$ (obr. 2). Pak, pro rozpouštění daleko od rovnováhy a po zanedbání druhého členu v rovnici (4), dostaneme vztah pro výpočet k_1 :

$$k_1 = \frac{(c_B - c_0)V}{\Delta t \{A\}}. \quad (5)$$

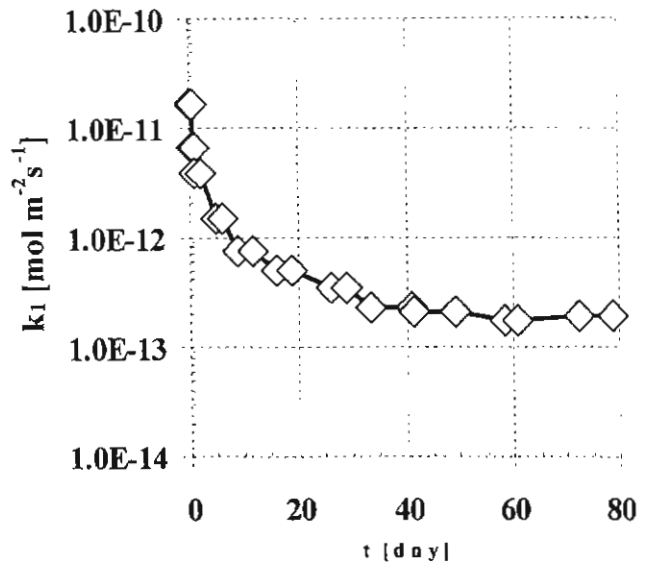
Pro růst tuhé fáze z velkého přesycení platí po zanedbání prvního členu v rovnici (4) analogicky

$$k_2 = \frac{(c_0 - c_B)V}{c_0 \Delta t \{A\}}. \quad (6)$$



Obr.2 - Linearizace počátečních průběhů kinetických křivek a nahrazení diferenciálů dc_B/dt diferencemi $\Delta c_B/\Delta t$.

DPR umožňuje detailní odlišení superponované kinetiky nových povrchů od "pravé" reakční kinetiky. Na obr.3 je prezentována interakce křemen/voda ve formě tzv. "zdánlivé kinetické konstanty". Postupné snižování její hodnoty během interakce dokumentuje vliv nových povrchů a jejich "stárnutí". Limitní hodnota $k_1 = 1,1 \cdot 10^{-13}$



Obr.3 - Experimentální studium interakce křemen/voda - vývoj hodnot k_1 v závislosti na čase. Laboratorně připravená frakce křemene s průměrem zrn 80-150 μm , navážka 200 g, celková plocha 22 m^2 . Objem IGP V~ 60 ml.

$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ odpovídá "skutečné" kinetické konstantě pro rozpouštění křemene. Tato hodnota kvantifikuje rychlost rozpouštění křemene v přírodním prostředí.

DPR dobře simuluje reálné podmínky v sedimentech, resp. v pórovitém prostředí obecně. Roztok v reaktoru nemusí být míchán, jeho homogenita je dobře udržována difúzí na krátkých vzdálenostech v IGP. Výhodou DPR je dobrý styk roztoku s tuhou fází a přímé měření rychlosti interakce. Další výhodou je minimální objem experimentálního roztoku. To dovoluje - i při extrémně nízké rychlosti interakcí - v relativně krátkém čase dosažení měřitelné koncentrace složky **B** a určení hodnot kinetických konstant.

INTERAKCE KŘEMEN-VODA: INTERPRETACE TVARU KINETICKÝCH KŘIVEK

Quartz-water interaction: interpretation of the shape of kinetic curves

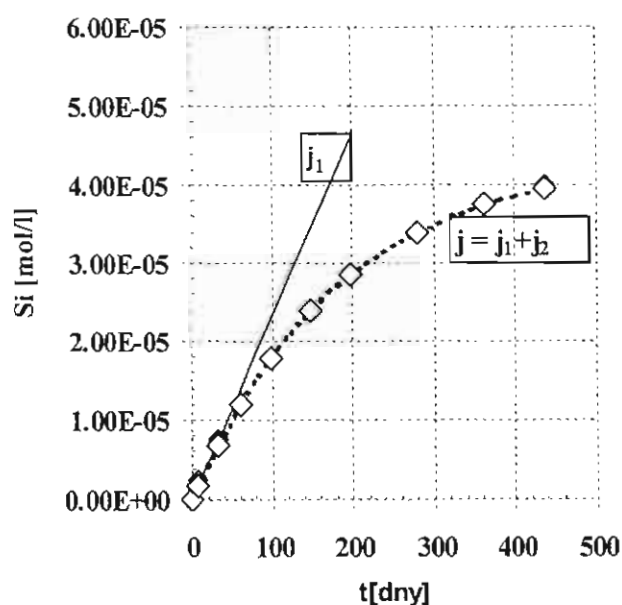
Jiří Faimon

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, e-mail: faimon@sci.muni.cz

Key words: shape of curves, fluxes, kinetics, quartz, surface defects

Kinetické křivky (závislost koncentrace na čase) nalezené při rozpouštění minerálních fází vykazují typický průběh: směrnice křivek se s časem zmenšují a křivky se asymptoticky blíží limitní hodnotě (obr.1). Tento experimentální fakt může obecně souviset s následujícími jevy:

- s poklesem afinity, jak se systém blíží k rovnováze
- se zmenšováním celkové plochy povrchu při rozpouštění
- se zánikem prachových částic s rychlejší kinetikou rozpouštění
- s ireversibilním zánikem "povrchových defektů", umožňujících rychlou "extrakci" prvků z "defektních míst" na povrchu tuhé fáze
- s precipitací odlišné /sekundární/ tuhé fáze
- s pomalou difusí produktů rozpouštění přes uniformní vrstvou precipitátu
- s pomalou difusí produktů rozpouštění přes "vylouženou" vrstvou na povrchu minerálu



Obr. 1 - Kinetická křivka rozpouštění křemene. (Vsádkový experiment, mezisítná frakce křemene 0,071-0,15 mm, navážka 100 g, celk. plocha povrchu 11 m², nezapufrovaný roztok V = 1 litr, iontová síla I = 10⁻³ mol/l (Na₂SO₄), pH ~ 5,95).

Celý problém lze diskutovat na systému křemen/voda. Křemen - jako nejjednodušší silikátová fáze - umožňuje předběžné vyloučení procesů e), f) a g), které se, jak předpokládají někteří autoři (např. Chou - Wollast 1984), mohou uplatnit při nestechiometrickém rozpouštění vícetrožkových silikátů a alumosilikátů, např. žilců. Reversibilní rozpouštění křemene lze jednoduše popsat kinetickým modelem, uvedeným na obr.2.

Podle tohoto modelu odpovídá rychlost rozpouštění v výslednému "toku" j křemíku do roztoku. Tok j je složen z dílčích toků j₁ z povrchu křemene směrem do roztoku a toku j₂ opačným směrem:

$$v = j = j_1 + j_2 \quad (1)$$

Detailní vyjádření toků vede k rovnici

$$v = + \frac{dm_{Si}}{dt} = k_1 \{A\} - k_2 \{A\} [Si], \quad (2)$$

kde m_{Si} je molární množství Si přešlé do roztoku, {A} je celková plocha povrchu křemene v m², [Si] je koncentrace kyseliny křemičité v mol.l⁻¹, k₁ a k₂ jsou kinetické konstanty.

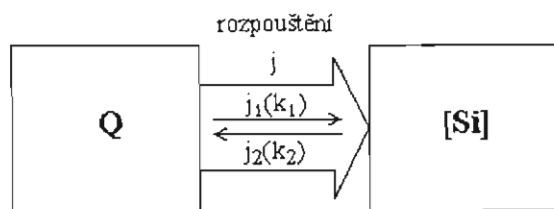
Jak tok j₁ = k₁ {A} zvyšuje koncentraci Si v roztoku, začíná se uplatňovat i druhý tok j₂ = -k₂ {A} [Si] a výsledný tok j (výsledná rychlost rozpouštění v) se snižuje. Při rovnováze se oba toky j₁ a j₂ vyrovnají a "vnější" rychlost procesu bude nulová.

Pro termodynamickou interpretaci procesu je výhodné rovnici (2) převést do jiného tvaru. Po vytknutí členu k₁ {A} a za předpokladu, že k₁/k₂ = K a [Si] = Q (kde K je rovnovážná konstanta a Q je aktuální reakční kvocient), dostaneme výraz

$$v = k_1 \{A\} \left(1 - \frac{Q}{K} \right) \quad (3)$$

Z obecného vztahu pro "hnačí sílu" procesu ΔG = RT ln [Q/K] (- ΔG je rovno chemické afinitě A) plyne

$$\frac{Q}{K} = e^{-\frac{\Delta G}{RT}} \quad (4)$$



Obr. 2 - Model rozpouštění křemene. j je výsledný "tok" Si z křemene Q do roztoku o koncentraci $[Si]$, j_1 a j_2 jsou dílčí toky, k_1 a k_2 jsou kinetické konstanty.

Po dosazení do rovnice (3) dostaneme pro rychlost rozpouštění

$$v = k_1 \{A\} \left(1 - e^{\frac{\Delta G}{RT}} \right) \quad (5)$$

Jak se systém blíží k rovnováze, ať už "zleva" (rozpuštění) nebo "zprava" (přirůstání tuhé fáze), ΔG se blíží nule a "afinitní člen" $\exp(\Delta G/RT)$ jedné. Člen v závorce snižuje hodnotu členu $k_1 \{A\}$ a tudíž i celkovou rychlost v . V rovnováze je $\Delta G = 0$, tedy i $v = 0$ a proces se "zastavuje".

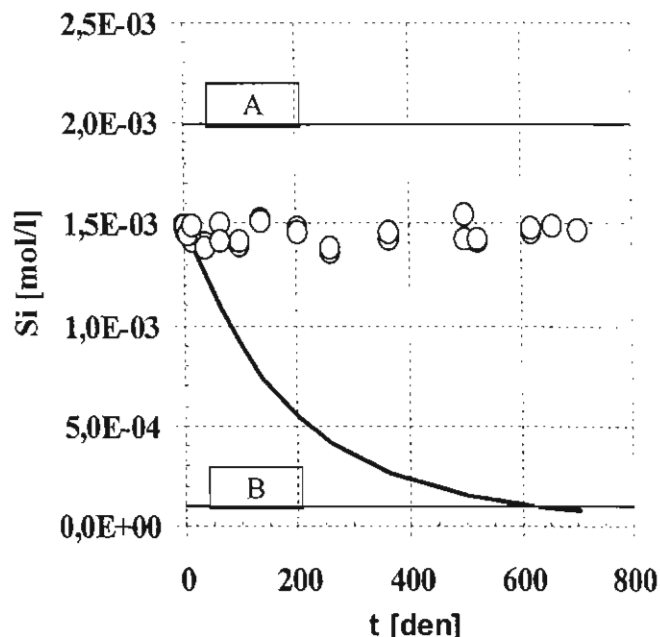
Po integraci rovnice (2) za předpokladu, že $[Si] = m_{Si}/V$ (V je objem roztoku) a $[Si]_0$ je počáteční koncentrace Si v roztoku, dostáváme

$$[Si] = \frac{k_1}{k_2} \left(1 - e^{-k_2 \frac{\{A\}}{V} t} \right) + [Si]_0 e^{-k_2 \frac{\{A\}}{V} t} \quad (6)$$

Pokud bychom interpretovali tvar kinetické křivky z obr.1 jako důsledek ustavování rovnováhy – tak jak to udělali např. Rimstidt a Barnes (1980) - pak z regrese dat závislosti (6) můžeme vypočítat kinetické konstanty $k_1 = 2,1 \cdot 10^{-8} \text{ mol m}^{-2} \text{ den}^{-1}$ a $k_2 = 4,8 \cdot 10^{-4} \text{ l m}^{-2} \text{ den}^{-1}$. Hodnoty konstant však jsou v příkrém rozporu s daty uvedenými na obr.3, které byly nalezeny při experimentálním studiu růstu křemene ve vsádkovém reaktoru (Faimon - Knápek 1998). V průběhu relativně dlouhého času zde nedošlo k prokazatelnému poklesu koncentrace Si, navzdory vysoce přesycenému roztoku vzhledem ke křemenu. To ukazuje na extrémně malý tok j_2 a nízkou hodnotu konstanty k_2 .

Data z obr.3 jsou porovnána s průběhem teoretické křivky, vypočtené z výše nalezených k_1 a k_2 . Porovnání ukazuje výrazný nesoulad: vysoký tok j_2 by měl způsobit rychlý pokles koncentrace Si s časem. Tento fakt zpochybňuje interpretaci tvaru křivky z obr.1 jako důsledek ustavování rovnováhy. Podobný přístup vedl některé autory (viz např. Brady - Walther 1990) k určení nereálně vysokých hodnot kinetických konstant k_1 a k_2 .

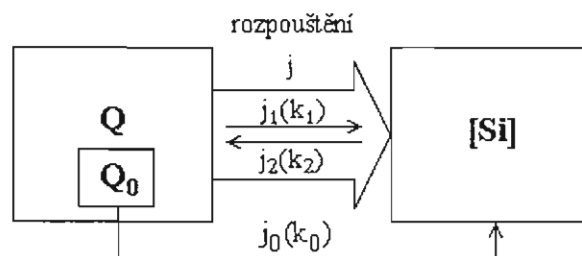
Tvary křivek z obr.1 a 3 nelze uspokojivě vysvětlit ani úbytkem celkové plochy povrchu - nehledě na experimentální fakt, že povrchová plocha obecně zůstává během interakce téměř konstantní nebo lehce roste (Zhang et al. 1993). Z rovnice (2) vyplývá, že jak tok j_1 , tak tok j_2



Obr. 3 - Kinetická křivka růstu křemene (Faimon - Knápek 1998). (Vsádkové experimenty, frakce křemene 74 – 149 mm, navážka 50 g, celková plocha povrchu ~ 5,5 m², pH ~ 6, V = 0,5 litru). Linie A odpovídá rovnováze amorfního SiO₂ a vody, $K = 10^{-2.7}$. Linie B vyjadřuje rovnováhu křemene a vody $K = 10^{-4}$. Tučná linie odpovídá teoretické křivce, vypočtené ze závislosti (6) za použití kinetických konstant $k_1 = 2,1 \cdot 10^{-8} \text{ mol m}^{-2} \text{ den}^{-1}$ a $k_2 = 4,8 \cdot 10^{-4} \text{ l m}^{-2} \text{ den}^{-1}$.

závisí na ploše povrchu $\{A\}$. Velikost $\{A\}$ tak ovlivňuje oba výměnné toky stejně: větší plocha způsobí větší tok z tuhé fáze do roztoku i větší tok z roztoku na tuhou fázi. Úbytkem $\{A\}$ tedy nelze vysvětlit rozpory ve tvaru kinetických křivek na obr.1 a 3. Podobnými argumenty lze vyloučit i hypotézu o vlivu "prachových částic", pokud předpokládáme prostý příspěvek jejich povrchu k celkové ploše povrchu.

Oba tvary kinetických křivek z obr.1 a 3 lze vysvětlit přítomností "povrchových defektů", jako artefaktu laboratorní přípravy vzorků (Faimon 1998 a,b). Tato hypotéza předpokládá, že tok j_1 je na počátku rozpouštění zesílen paralelním ireversibilním tokem j_0 z dalšího lokálního rezervoáru Q_0 na povrchu křemene (obr.4). Q_0 si lze obecně představit jako omezené množství snadno "extrahovatelného" Si v narušené "povrchové struktuře" tuhé fáze.



Obr. 4 - Model rozpouštění křemene zahrnující vliv "povrchových defektů". Q_0 je rezervoár Si v narušené struktuře nového povrchu, j_0 je tok Si z Q_0 do roztoku, k_0 je kinetická konstanta. Ostatní symboly mají obvyklý význam.

Matematický popis modelu vede k diferenciálním rovnicím

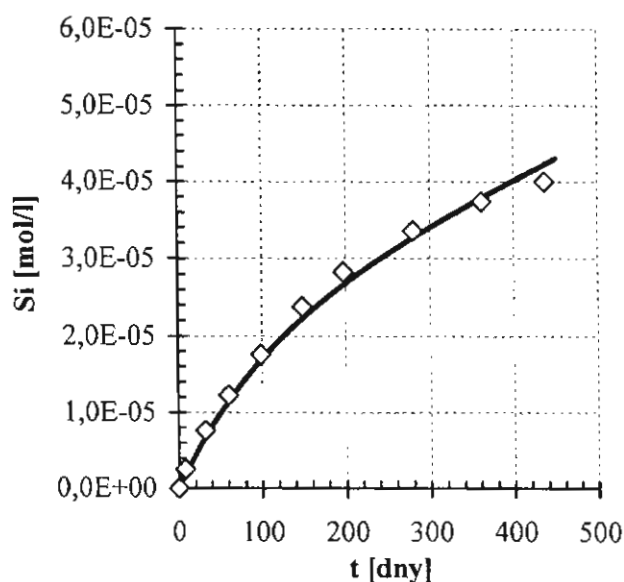
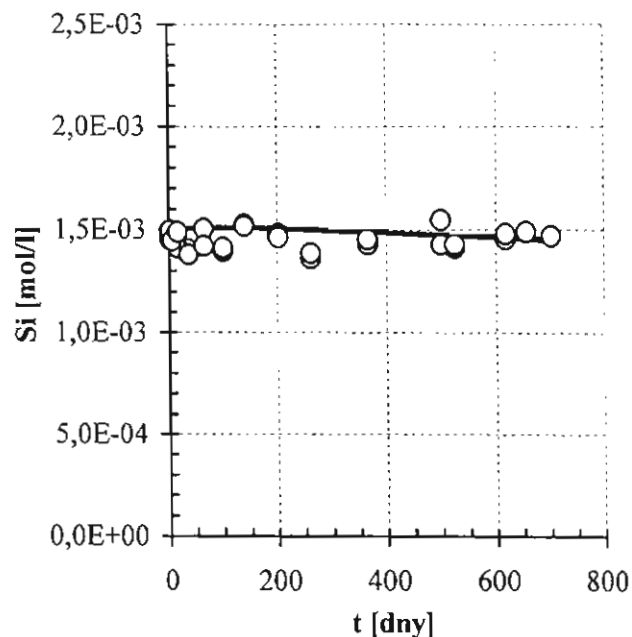
$$+ \frac{dm_{Si}}{dt} = k_1 \{A\} + k_0 Q_0 - k_2 \{A\} [Si], \quad (7)$$

$$- \frac{dQ_0}{dt} = k_0 Q_0, \quad (8)$$

kde k_0 je kinetická konstanta a Q_0 je rezervoár slabě vázaného Si (mol) v místech povrchových defektů. Ostatní symboly mají obvyklý význam.

Na obr.5 je vidět soulad teoretických křivek vypočtených z modelu za spekulativního použití konstant $k_1 = 5,5 \cdot 10^{-9} \text{ mol m}^{-2} \text{ den}^{-1}$, $k_2 = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ l m}^{-2} \text{ den}^{-1}$, $k_0 = 1,0 \cdot 10^{-2} \text{ den}^{-1}$, resp. $Q_0 = 1,75 \cdot 10^{-5} \text{ mol}$ a experimentálních dat. Počáteční tvar kinetické křivky pro rozpouštění je "kontrolován" převažujícím tokem j_0 z rezervoáru Q_0 . Výsledkem je strmější směrnice křivky. Jak se rezervoár Q_0 vyčerpává a tok j_0 doznívá - hodnota směrnice se postupně snižuje a kinetická "linie" se zakřivuje.

Obr. 5 – Porovnání experimentálních dat s teoretickými křivkami, vypočítanými z modelu zahrnujícího vliv "povrchových defektů" ($k_1 = 5,5 \cdot 10^{-9} \text{ mol m}^{-2} \text{ den}^{-1}$, $k_2 = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ l m}^{-2} \text{ den}^{-1}$, $k_0 = 1,0 \cdot 10^{-2} \text{ den}^{-1}$, $Q_0 = 1,75 \cdot 10^{-5} \text{ mol}$).



Literatura

- Brady, P.V. – Walther, J.V. (1990): Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. – Chem. Geol., 82, 253-264.
- Faimon, J. – Knápek, J. (1998): Kinetika růstu křemene z přesycených roztoků za normálních podmínek (25°C a 1 atm). - Zpr. geol. Výzk. v R. 1997, 78-80, ČGÚ, Praha.
- Faimon, J. (1998 a): Má rozpouštění "nových povrchů" geochemický význam? - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 97-98, Brno.
- Faimon, J. (1998 b): Kinetics of the release of silicon and aluminium from aluminosilicates into aqueous mildly acid solutions. – Scripta Fac. Sci., Nat. Univ. Masaryk. Brun., 25 (1995) (Geology), 59-68, Brno.
- Chou, L. – Wollast, R. (1984): Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with a fluidized bed reactor. – Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2205-2217. Amsterdam.
- Rimstidt, J. D. – Barnes, H.L. (1980): The kinetics of silica – water reactions. – Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 1683-1699. Amsterdam.
- Zhang, H. – Bloom, P.R. – Nater, E.A. (1993): Change in surface area and dissolution rates during hornblende dissolution at pH 4.0. - Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 1681-1689. Amsterdam.

STUDIUM GEOCHEMICKÝCH ROVNOVÁH V JESKYNNÍM SYSTÉMU JAVOŘÍČKO

The study of geochemical equilibrium in the Javoříčko caves

¹Jiří Faimon, ¹Jindřich Štelcl, ²Jiří Zimák

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, Brno

²Katedra geologie UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(24 – 21 Jevíčko)

Key words: cave, calcite, karst water, equilibrium, supersaturation index

Javoříčské jeskyně jsou součástí Javoříčského krasu. Vytvořily se v relativně čistých devonských sparitových (mikrokrytalických) vápencích (54,78-56,02 hmot.% CaO, 0,21-0,73 hmot.% MgO, 0,01-0,05 hmot.% FeO, 0,00-0,02 hmot.% MnO, 0,01-0,69 hmot.% nerozpustného podílu). V prostoru Javoříčka dosahují tyto vápence mocnosti minimálně 300 metrů. Sintry Javoříčských jeskyní (krápníky, desky masivních i silně porézních sintrů, připomínajících travertin) jsou tvořeny prakticky čistým kalcitem (55,14-55,94 hmot.% CaO, 0,01-0,05 hmot.% MgO, stopy až 0,16 hmot.% FeO, stopy až 0,02 hmot.% MnO, 0,13-0,55 hmot.% nerozpustného podílu).

Studium rovnováh bylo spojeno s pracemi v terénu a následně v laboratoři, vše v průběhu roků 1997 a 1998. Byly použity následující metody:

CO₂ byl stanoven přímo v prostorách jeskyně (gravimetricky absorpcí na askarit). Měření pH bylo provedeno v odebraných vzorcích v prostorách jeskyně (pH-metr Hanna Instruments HI 8314, kombinovaná elektroda Theta 90, typ HC143). Ca byl stanoven titračně následující den v laboratoři (odměrný roztok 0,01 mol.l⁻¹ komplexonu III v alkalickém prostředí, indikátor – fluorexon). Mg byl stanoven metodou atomové absorpční spektrometrie následující den v laboratoři (AAS1 Zeiss Jena, λ_{Mg} = 258,2 nm, plamen: acetylén – vzduch).

Parciální tlak CO₂ v jeskynní atmosféře byl sledován v Suřovém dómu. Vzorky atmosféry byly odebírány v úrovni svažitého dna jeskyně (zhruba v centru dómu).

Vzorky vody byly standardně odebírány na několika místech:

1) V Suřovém dómu byly odebírány skapové vody ze sintru "Bažantí kořist". Tento skap byl poměrně stabilní, v průběhu roku kolísal v rozmezí 0,1 až 0,5 litru za hodinu. Dále byly odebírány vody z jamky na vrcholku "Ledovce" pod tímto skapem.

2) Příležitostně byly v Suřovém dómu odebrány skapové vody na Křtitelnici: po silných srážkách a tání na povrchu byly provedeny dva odběry (skap ~ 2 l/hod). V dalším období byl skap minimální a neumožnil odběr. Paralelně s tím byl proveden jeden odběr z jamky na

Křtitelnici (v průběhu roku bez vody).

3) V Dómu gigantů byly odebírány vody z krasového jezírka

4) Jediný odběr byl proveden z jezírka v chodbě nad Dómem gigantů (v následujícím období bylo bez vody).

Výsledky studia jeskynní atmosféry a krasových vod

Parciální tlak CO₂ v jeskynní atmosféře se pohyboval v rozmezí 5.10⁻⁴ až 1.10⁻³ atm., přičemž nejnižší hodnoty (5,5.10⁻⁴ a 5,1.10⁻⁴ atm.) byly naměřeny v zimním období (prosinec a leden). Tento jev může souviset s poklesem biologické aktivity v půdách nadloží, nižší koncentrací CO₂ v krasových vodách a s následným nižším parciálním tlakem CO₂ v jeskynních prostorách. Určitý vliv může mít i změna ventilace jeskyně v zimním období.

V závislosti na karbonátových rovnováhách kolísalo pH krasových vod v rozmezí 7,5 až 8,2.

Celková koncentrace Ca v krasových vodách se pohybovala v rozmezí 2,2.10⁻³ až 5,6.10⁻³ mol/l. Jezírko v Dómu gigantů vykazovalo stabilní koncentrace Ca (2,3.10⁻³ až 2,5.10⁻³ mol/l), nezávisle na ročním období. Podobné složení (2,4.10⁻³ mol/l Ca) měly i vody jezírka v chodbě nad Dómem gigantů. Tyto vody byly dlouhodobě ve styku s vápencí. Ve skapových vodách z Bažantí kořisti kolísala koncentrace Ca mezi 3,7.10⁻³ a 4,8.10⁻³ mol/l a skap na Křtitelnici vykazoval ještě vyšší koncentrace (5,6.10⁻³ resp. 4,7.10⁻³ mol/l Ca).

Koncentrace Mg v krasových vodách se pohybovala v rozmezí 1,9.10⁻⁵ až 7,1.10⁻⁵ mol/l. Na rozdíl od Ca byly vyšší koncentrace Mg zaznamenány ve vodách, které byly dlouhodobě ve styku s vápencí. Zatímco ve skapové vodě z Bažantí kořisti koncentrace Mg kolísala mezi 2,0.10⁻⁵ až 4,0.10⁻⁵ mol/l, v jezírku v Dómu gigantů se pohybovala mezi 4,7.10⁻⁵ až 7,1.10⁻⁵ mol/l. Mg se zde hromadí pravděpodobně díky odparu a nevýrazné snaze Mg vstupovat do struktury kalcitu (okolních sintrů).

Ke zhodnocení stavu a vývoje jeskynního systému byl použit index přesycení SI (supersaturation index) krasových vod vzhledem ke kalcitu. Skapové vody

z Bažantí kořisti na Ledovec vykazovaly stálé přesycení - SI se pohybovalo v rozmezí 0,38 až 1,26. Nejnižší hodnoty SI (0,38 a 0,59) odpovídaly zimnímu období (prosinec, leden) a korespondovaly se sníženým p_{CO_2} . Nejvyšší hodnoty SI (1,10 a 1,26) vykazovaly vody v srpnu a v září. Především tyto vody jsou odpovědné za růst sintru.

Skapové vody na Křtitelnici (SI ~ -0,04 až 0,15) byly paradoxně téměř v rovnováze s kalcitem. Výrazné změny intenzity tohoto skapu v závislosti na venkovních meteorologických podmínkách ukazují na relativně rychlý pohyb vody po puklinách a krátkou dobu kontaktu voda/hornina. V protikladu s touto úvahou jsou však vysoké koncentrace Ca, z nichž by bylo možno usuzovat spíše na delší dobu interakce. To dokládá složitost řešeného problému. K hlubšímu pochopení bude nezbytné modelovat komplexní dynamiku systému, v němž složení

skapových vod bude záviset na způsobu migrace nadloží a době zadržení.

“Podskapové” vody z jamky na vrcholku Ledovce vykazovaly stálé přesycení ke kalcitu (SI ~ 0,27 až 0,93). Kontinuálním přítokem přesycené skapové vody nemohou dosáhnout rovnováhy s kalcitem – výsledkem je kvazi-stacionární stav, značně odlišný od rovnováhy. Přesto že tyto vody vykazují nižší přesycení než vody skapové, zajišťují růst Ledovce. Nejnižší hodnoty (SI ~ 0,27 a 0,33) odpovídaly opět zimnímu období (listopad, prosinec).

V krasových jezírcích se vody blíží podle předpokladu k rovnováze s kalcitem. Slabé přítoky - společně s ukládáním Ca do okolních sintrů - vedou k ustavení stacionárního stavu, který odpovídá jen lehkému přesycení (SI ~ 0,19 až 0,32 - výjimečně 0,44).

GEOLOGICKÉ POZNATKY Z POVODNĚ V ČERVENCI 1997 (JESENICKÁ OBLAST)

Geological knowledge of the July flood in 1997 (the Jeseníky area)

Zdeněk Gába

Okresní vlastivědné muzeum, Hlavní 22, 787 31 Šumperk

Key words: flood, fluvial erosion, pebbles transportation, sedimentation

Pozorování v terénu a sběr materiálu po velké povodni v červenci 1997 přinesly řadu aktuogeologických poznatků o činnosti tekoucí vody. Sběr valounů mimoto přispěl k poznání geologické stavby, petrografie a mineralogie oblasti (Gába 1998); to však není obsahem tohoto sdělení.

Příčinou povodně, která v geologickém pojetí byla katastrofickým procesem, byly atmosférické srážky ve dnech 5.- 8.7.1997 nad velkou částí střední Evropy. Těžiště srážkové činnosti bylo v jesenické oblasti (včetně přilehlého Kladska) a Moravskoslezských Beskydech, kde bylo naměřeno během souvislého deště, trvajícího 65–75 hodin, na jednotlivých stanicích 250–600 mm srážek (viz Gába – Gába 1997). Následkem byly průtoky, které na většině řek převýšily tzv. stoleté průtoky. Tak intenzivní vícedenní srážky a tak vysoké průtoky v řekách nebyly za dobu přístrojových pozorování (120–150 let) zaznamenány. Šlo jednoznačně o povodeň více než stoletou. O “tisícileté vodě” lze mluvit ovšem jen metaforicky, protože z minulých století polehlivé údaje ke srovnání neexistují.

Geologickou činnost tekoucí vody za povodně jsem sledoval v jesenické oblasti, zvláště v povodí horní a střední Moravy, v rámci dokumentace tohoto výjimečného jevu, který je v našich zemích zřejmě geologickou událostí století.

Eroze

Eroze mimo vodní toky byla významná pouze v horských oblastech. Šlo zejména o erozní rýhy až strže do hloubky 3 m a o sesuvy (o sesuvech podrobněji viz Aichler – Pecina 1998). Sesuvy murového typu byly výjimečné (chyběla potřebná intenzita srážek) a spíše šlo při nich o krátké “muroidní” sesuvy.

Silné erozní účinky vodních toků byly pro tuto událost charakteristické, přičemž výrazně převládala boční eroze nad hloubkovou. Významnější hloubkovou erozi na větších tocích při stabilních erozních bázích nelze ani očekávat; pozorovali jsme jen na některých místech mírnou erozi prahů v řečištích. Více se projevila

hloubková eroze na bystřinách s velkým spádem a pak při divočení řek. Při divočení na nivách, které bylo nejvýraznější u Krupé, se tvořila nová vedlejší koryta, která se zahlubovala zpětnou erozí až do hloubky 2,5 m.

Boční eroze u horských řek (Morava, Desná, Branná aj.) dosahovala běžně kolem 10 m, maximálně bylo koryto rozšířeno o 90 m. Na mohutné boční erozi se projevovalo zvláště dlouhé trvání vysokých povodňových stavů, za nichž měly řeky energii dostačující k erozi. Podle pozorování byla eroze neintenzivnější při spádech toků 10 – 30 ‰ a vyznívala při spádech mezi 1 a 2 ‰.

Transport a rychlost proudění

Jak eroze, tak transport materiálu v tocích závisí na kinetické energii vody, která je v podstatě součinem rychlosti proudu a hmotnosti vody. Rychlost proudu na horních tocích našich řek za povodně nikdo neměřil, avšak pro její odhad lze využít velikosti přemísťovaných valounů a balvanů. Ta na horních tocích řek (Moravy, Desné, Merty aj.) převyšovala středním rozměrem 1 m a na Hučivé Desné dokonce byl zjištěn pohyb bloků rozměrů kolem 3 m. Podle Hjulstrom-Sundbergova diagramu a ze srovnání s hodnotami uváděnými z polských Tater Dudziakem (1979, 1984) lze rychlost proudu na horních tocích odhadnout na 6 – 7 m/s a místně mohla být i vyšší. Tyto hodnoty potvrzují i zprávy očitých svědků (např. ze samoty Splav u Branné). Na zmíněné lokalitě transport šterku trval asi 3 dny a děl se nejen vlečením a válením po dně, ale i saltací.

O délce transportu valounů během jedné povodně se ví jen málo. Kukul (1983) uvažuje o stovkách metrů, výjimečně několika kilometrů. Podle uložených valounů hornin ji nebylo možno přesněji stanovit, bylo to však možné u produktů lidské činnosti. Železné a betonové části mostů o váze několika tun byly transportovány po proudu nezdědky stovky metrů. Valouny hutní strusky ze Sobotína byly běžně nacházeny ještě u šumperského jezu ca 10 km po proudu (v mnoha případech však mohlo jít o několikanásobné přemístění za povodní v posledních 200 letech). Valouny skloviny z erodované skládky v Rapotíně byly přemístěny tokem Desné za této jediné povodně také až k šumperskému jezu, tj. ca 7,5 km (střední osa valounů až 6 cm, váha až 220 g). Zmíněná pozorování dokazují, že transport velkých balvanů v délce stovek metrů a valounů v délce několika kilometrů, popř. i více než 10 km, nebyl za této povodně ničím výjimečným.

Sedimentace

Při poklesu energie vodního proudu nebo před překážkami dochází k sedimentaci. Ukládání šterkových lavic mimo toky na nivách řek bylo pro povodeň 1997

charakteristické. Lavice a výspy často dosahovaly výšek 2 – 3,5 m i velkých horizontálních rozměrů. Rozměry uložených valounů, resp. balvanů, byly největší na úsecích toků se spády 20 – 50 ‰. Na Desné pod Šumperkem a na Moravě pod Bludovem byly již šterkové lavice mimo toky výjimečným jevem, většinou jen u protržených hrází a náspů.

Tvorba a zaoblování valounů

Valouny jsou horninové částice velikosti nad 10 mm, opracované (zaoblené) vodním transportem. Jak se ukázalo názorně za povodně, zdrojem valounů v tocích jsou převážně erodované zvětraliny, svahové uloženiny a náplavové kužely v horách. Jen malá část valounů vznikla hloubkovou a boční erozí skalního podkladu vodním tokem. Stopy zaoblení lze dosti často pozorovat i u částic mimo vodní toky, do nichž se tedy dostávají již jako valouny.

Postup zaoblování jsem studoval na horských bystřinách, na nichž bylo možné stanovit teoretickou délku transportu, a na lidských produktech. K vyjádření stupně zaoblení používám pětičlenné stupnice podle Petránka (1963). První stopy zaoblení na hranách lze pozorovat u většiny hornin po desítkách až stovkách metrů transportu. Asi od 500 – 1000 m do několika kilometrů převládají tvary poloostrohanné; polozaoblené a zaoblené se objevují více až po 5 – 10 km transportu. To se týká průměrně odolných hornin – rul, amfibolitů apod., popř. hutní strusky a skloviny. Jako nejméně odolné se jeví svory, které mohou být polozaoblené již po 500 m a které ze šterků zcela mizí asi po 10 – 12 km transportu.

Geologická práce vody a činnost člověka

Člověk se vzhledem ke geologické činnosti tekoucí vody projevuje zpravidla jako retardující činitel. Zvláště regulace toků, jezy, přeprážky a přehradý snižují kinetickou energii vody a stabilizují místní erozní báze. Stavby, zejména dopravní, jsou pro tekoucí vodu překážkami. Na druhé straně se voda člověku "mstí" tím, že ničí jeho díla, při jejichž budování nebral ohled na možnost extrémních průtoků.

Trvalost všech geologických a geomorfologických jevů a tvarů je jen relativní a to platí i o jevech vytvořených erozí či sedimentací vodních toků. A zase je to člověk, který dbá na to, aby většinu geomorfologických jevů vzniklých za povodní co nejrychleji zlikvidoval a uvedl krajinu do původního stavu. To byl osud většiny nově vzniklých jevů již během let 1997 a 1998. Potvrzuje se, že dnes, alespoň v našich středoevropských podmínkách, je člověk nejefektivnějším geologickým činitelem.

Literatura

Aichler, J. – Pecina, V. (1998): Dokumentace sesuvů spojených s povodněmi v roce 1997 v jesenické oblasti. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 94 – 96. Brno.

- Dudziak, J. (1979): Przebieg rozpraszania energii kinetycznej w potoku wysokogorskim. – Wiad. Inst. Meteor. Gospod. Wodnej, 5 (36), 3 – 4, 61 – 70. Warszawa.
- Dudziak, J. (1984): Rezente grobkörnige Flussablagerungen im Vorfeld des Tatra-Gebirges (VR Polen). – Z.geol. Wiss., 12, 735 – 749. Berlin.
- Gába, Z. (1998): Sběr valounů z povodňových štěrků v roce 1997. – Sev. Morava, 76, 45 – 53. Šumperk.
- Gába, Z. – Gába, Z. ml. (1997): Povodeň z července 1997 jako přírodní jev. – Sev. Morava, 74, 5 – 30. Šumperk.
- Kukal, Z. (1983): Rychlost geologických procesů. – 280 stran. Academia. Praha.
- Petránek, J. (1963): Usazené horniny. – 717 stran. Nakladatelství Čs. Akademie věd. Praha.

VARIABILITA INTENZITY KRASOVĚNÍ VÁPENCŮ V ZÓNĚ VERTIKÁLNÍ CIRKULACE V MORAVSKÉM KRASU

Variability of intensity of limestone karstification in the zone of vertical circulation in the Moravian Karst

Jan Himmel

Úprkova 15, 621 00 Brno

(24-42 Vyškov)

Key words : Moravian Karst, infiltration, corrosion of limestones

Úvod

Výzkumy směřujícími ke stanovení intenzity rozpouštění vápenců a tím i rychlosti denudace v Moravském krasu se zabývalo několik autorů. Skapávajícím vodám v jeskyních Punkevních a Sloupsko-šošůveckých věnoval pozornost Štelcl (1964), který bez bližšího popisu způsobu výpočtu uvádí pro obě jeskyně hodnoty odnosu vápence. Raušer - Štelcl - Vlček (1965) konstatují, že chemická eroze (koroze) je v hydrologické zóně vertikální cirkulace 10x vyšší než v zóně horizontální. Pojem chemická eroze použili autoři zřejmě pod vlivem práce Corbela et al. (1965), který se však jako předchozí autoři věnuje bilančnímu chodu CaCO_3 v ponorech a vývěrech, a to v povodí Punkvy (udávají odnos o velikosti $8 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$) a Jedovnického potoka ($6 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$).

Štelcl - Vlček - Piše (1969) uvádějí vztah mezi Q a transportovaným CaCO_3 a popisují křivku mineralizace na podzemní Punkvě v profilu Tunel ve vztahu k průběhu povodně a popisují vytlačování mineralizované staré vody před povodňovou kulminací. Hodnotu denudace uvádějí $25,4 \text{ mm}$ za $1\ 000$ let. Na okolnost, že více než 50% ročního transportu CaCO_3 probíhá v období tání sněhu z jara v povodí Punkvy, upozornil Helldén (1974), který se korozi v Moravském krasu zabýval v době svého

čtyřměsíčního pobytu (únor - květen 1972) a předpokládá, že celoroční hodnota koroze bude zde v přepočtu nižší než 50 mm za $1\ 000$ let.

Srovnávací údaje o intenzitě koroze různých typů karbonátových hornin v České republice uvádějí Štelcl - Vlček - Panovský (1976), kteří jako všichni autoři počítají odnosy na základě koncentrace CaCO_3 v tocích a velikosti jejich průtoku v odtokovém profilu z krasu.

Všichni shora uvedení autoři se zabývají korozi Moravského krasu zejména v povodí Punkvy, méně již v povodí Jedovnického potoka a vůbec ne v povodí Říčky. Výlučně povodím Jedovnického potoka se zabýval Demek (1962) a intenzitu koroze hodnotí odneseným vápencem v množství $258,46 \text{ m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ a povodí.

Vliv Moravského krasu na chemické a fyzikální vlastnosti vod toků v povodí Říčky popisuje Ondráček (1982). Popisuje výsledky systematického a důkladného studia odnosových poměrů vápenců z povodí po dobu 1,5 roku a zjišťuje, že v hydrologickém roce 1979 v období jarního tání v délce 1/5 roku (březen - část května) dosahoval odnos CaCO_3 62% z celoročního odnosu, zatímco minimální odnos uvádí pro období konce podzimu a začátku zimy v rozsahu 8% . Uvádí několik způsobů výpočtu a dochází k hodnotám specifického odnosu vápenců z celého povodí v množství $24,7 - 67,7 \text{ tun}$ z km^2 v uvedeném hydrologickém roce (426 m^3 z celého povodí,

tj. $9,2 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$). Hodnotu denudace uvádí 12 mm za 1 000 let. Podle vztahu koncentrace rozpuštěného CaCO_3 v toku k velikosti průtoku vypočítává pro období 1969 - 1978 teoretickou hodnotu odnosu vápence 385 m^3 z celého povodí, tj. $8,3 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$.

Ze všech autorů jedině Štelcl (1964) se pokusil rozlišit proces koroze v Moravském krasu v zóně vertikální cirkulace a kvantifikovat jej.

Předložená studie přináší výsledky výzkumu autora a členů České speleologické společnosti ZO 6-11 z této hydrologické zóny, v níž se koroze nejvíce uplatňuje a kde se rozhodujícím způsobem vytváří kvalita krasové autochtonní vody.

Metodika

Intenzita koroze a variabilita odnosu rozpuštěných vápenců působením prosakujících srážek zónou vertikální krasové cirkulace je v Moravském krasu řešena soustavným měřením v Ochozské jeskyni od roku 1987 do dneška.

Na 6 - 8 skapových lokalitách v Ochozské jeskyni (viz obr. 1), situovaných v hloubkách 35 až 65 m, byly 10x až 25x za rok (v roce 1992 pravidelně 1x týdně) odebrány vzorky vod pro chemické analýzy a měřena intenzita skapu. V roce 1992 bylo vyvinuto a v jeskyni instalováno zařízení automatické kontinuální registrace množství stoku (skapu) infiltrujících srážek na dvou lokalitách (A - ve vstupní chodbě Hadice 35 m pod povrchem, E v Hlavních dómeh

64 m pod povrchem (a současně hodnot vodivosti vody jako jednoho z kritérií její mineralizace. Od 15.1.1989 jsou ve skapech reprezentativní lokality kontinuálně sledovány i změny v koncentraci chloridů a dusičnanů.

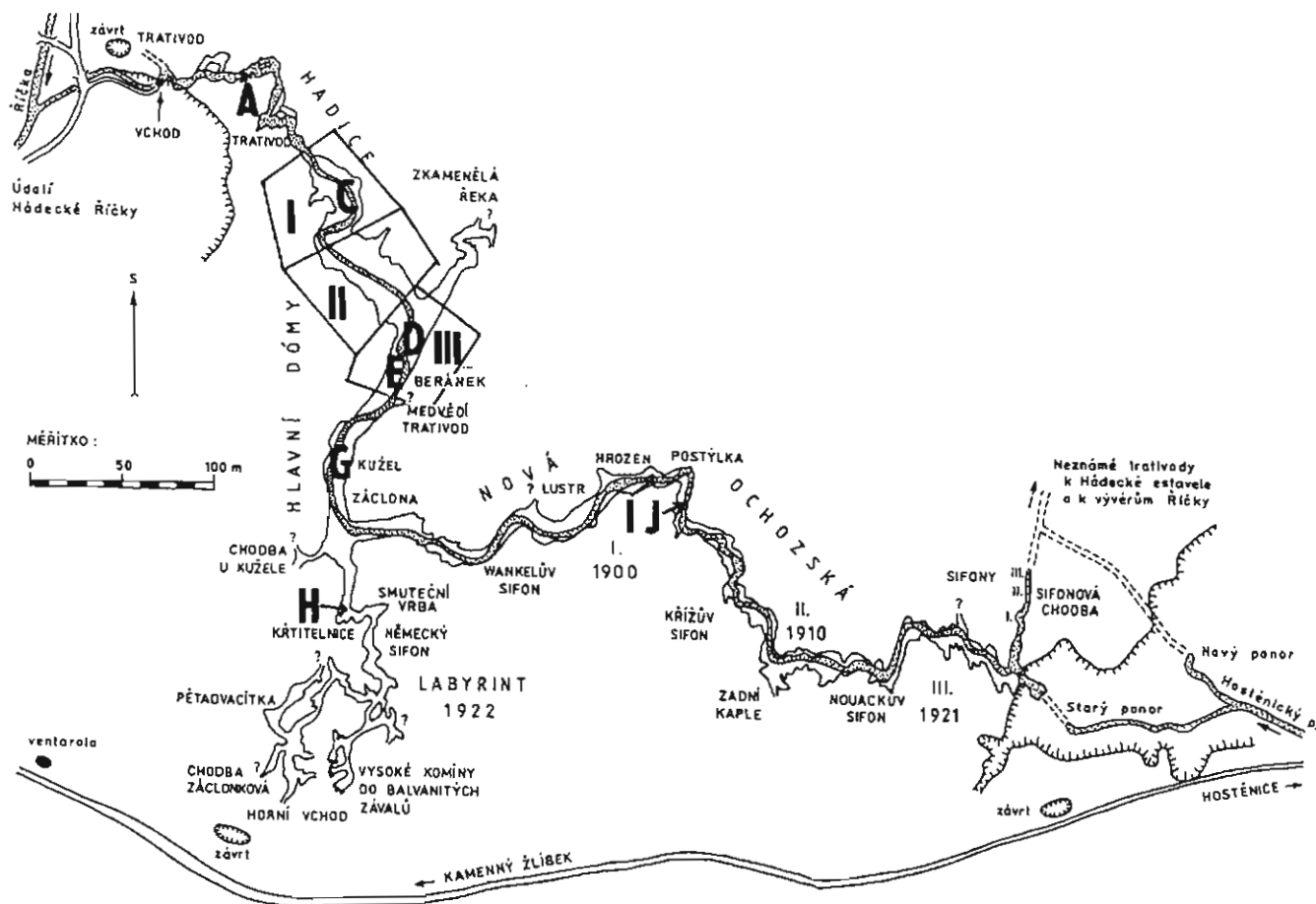
Spadlé srážky byly denně měřeny a dle potřeby vzorkovány ve srážkoměrné stanici, která byla zřízena jednak na pokraji Hostonic ve vzdálenosti asi 500 m od Ochozské jeskyně, jednak v Brně - Kníničkách.

Odnos rozpuštěných vápenců byl počítán z proteklého množství vody, skapávající na sledovaných lokalitách. Měsíční suma stoku (skapu) v litrech byla násobena měsíční průměrnou hodnotou celkové tvrdosti vody, sníženou o tvrdost vody srážkové ($0,98 \text{ mval.l}^{-1}$).

Mineralizace infiltrující srážkové vody v zóně vertikální cirkulace

Nejsvrchnější zónu vertikální cirkulace lze označit jako zónu absorpce, v níž dochází k pohlcení většiny srážek, neboť povrchový odtok přichází v krasu v úvahu jen za výjimečných situací, jako je např. tání sněhu na zmrzlém podkladu. Tato zóna absorpce je v podmínkách Moravského krasu tvořena půdními pokrývými útvary různé mocnosti; nad výzkumnými lokalitami v Ochozské jeskyni obnáší tato absorpční zóna mocnost 30 - 50 cm (pět sond s půdními profily popisuje autor jinde - Himmel 1993).

Půdní profil s izolovanými vápencovými zkorodovanými kameny různé velikosti, zbytky dřívějších



Obr. 1 - Situování skapových lokalit A - J v Ochozské jeskyni a sektory I, II, III pro výzkum skapového spektra a zjištění přepočtených vztahů ke specifickým odtokům z odnosu na reprezentačním profilu E.

škrapů, přechází na své bázi v silně rozpukaný, zkorodovaný a výrazně nerovný povrch matečné vápencové horniny. Část vody, absorbovaná do půdního profilu, se vegetačním výparem (evapotranspirací) vrací zpět do ovzduší, zbytek zahajuje podzemní odtok po korozně výrazně rozšířených puklinách a naplňuje i drobné mikrotrhlíky (viz vodosvodné cesty I. a II. řádu - Himmel 1992 a).

Ještě než podzemní odtok dospěje k vápencové hornině, výrazně se sytí oxidem uhličitým z půdního vzduchu a začíná se sytit rozpuštěnými uhličitany. V přirozených infiltrátech po srážkách, odebíraných v jednom odkrytém půdním profilu nad Ochozskou jeskyní z vrstvy krasové rendziny v hloubce 25 cm s 3 - 5 cm vegetačního opadu na povrchu, byl již zvýšen obsah rozpuštěného CaCO_3 o 100 mg.l^{-1} . Vzhledem k celkovému nárůstu obsahu rozpuštěných vápenců, zjištěnému ve vodě skapávající na sledované jeskynní lokalitě v hloubce 64 m, došlo již ve svrchní části půdního profilu k obohacení rozpuštěným CaCO_3 o 23 %.

Průchodem skalní vápencovou částí zóny vertikální cirkulace vzrostlo množství odkorodovaného vápence do hloubky 35 m o dalších 146 mg.l^{-1} CaCO_3 (skapová lokalita A) a do hloubky 64 m (skapová lokalita E) o 283 mg.l^{-1} CaCO_3 , tj. o vzrůst mezi hloubkou 35 a 64 m o dalších 137 mg.l^{-1} CaCO_3 . Srovnáním těchto dvou hloubkově různě položených skapových lokalit v jeskyni byl zjištěn až do této hloubky probíhající lineární přírůstek v množství 4,4 mg.l^{-1} rozpuštěného CaCO_3 na 1 m.

Proměnnost intenzity koroze vápenců v průběhu roku

Výzkumem byl detailně dokumentován vliv intenzity vodovyměny v zóně vertikální cirkulace na obsah rozpuštěného vápence a zjištěno, že množství rozpuštěného CaCO_3 se vlivem zvyšující se intenzity skapu zvyšuje. Je tedy v průběhu roku výrazně nejintenzivnější odnos koroze rozpuštěného vápence v měsících s největší vodovyměnou. Roční chod průměrných měsíčních hodnot rozpuštěného vápence ze čtyř skapových lokalit v Ochozské jeskyni udává tabulka 1.

Za měsíce s největší vodovyměnou ve studované hydrografické zóně lze v oblasti Ochozské jeskyně podle aktuálního klimatického vývoje považovat únor-květen, zejména pak březen a duben. Měsíční podíl stoku infiltrované krasově autochtonní vody ve skapových lokalitách A až H podává tab. 2.

Efektivní koroze vápenců v podmínkách Moravského krasu, spojená s odnosem a rekrystalizací v krasových kavernách, probíhá v poměrně krátkém období konce zimy a začátku jara, kdy za měsíce březen, duben a květen proběhne roční korozně-krasový proces ze 70 %, zatímco v teplé a vegetační části roku šesti měsíců červen-listopad pouze z 10 % (obr. 2). Blíže je tento jev zmíněn ještě v diskusi tohoto článku.

Doba nejvyšší koroze vápenců je rovněž obdobím nejvyšší tvorby sintrů v jeskyni. Orientačně to lze dokumentovat sintrem, vytvořeným na standardních

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
495	516	503	507	470	414	425	425	-	430	-	434

Tab. 1 - Měsíční průměrná koncentrace odnášeného CaCO_3 v mg.l^{-1} v roce 1992.

měsíc	označení skapové lokality					
	A	C	D	E	G	H
leden	7,2	3,5	2,2	18	3,5	5,3
únor	5,7	2,3	9,6	7,8	2,7	3,6
březen	42,2	21,3	19,4	32	7,5	45,6
duben	22,4	35,2	35,6	26,2	29,8	20,6
květen	5,5	20,6	10,8	6,6	14,8	8,6
červen	0,8	3,7	2,4	1,5	14,3	5,6
červenec	0,3	0,6	0,1	0,5	11,8	4,1
srpen	0,09	0,01	0,09	0,3	7,5	2,9
září	0,04	0	0,08	0,3	4,0	1,1
říjen	0,03	0	0,08	0,2	2,2	0,9
listopad	1,0	0,30	0,2	0,09	0,8	0,5
prosinec	14,6	12,4	19,4	6,2	0,9	1,3
celkové odvedené množství vody (hl)	9,15	2,49	13,53	26,06	3,1	5,73

Tab. 2 - Měsíční podíl stoku vod skapovými lokalitami A - H v Ochozské jeskyni v roce 1992 v %.

měrných skleněných nárostových plochách. Na lokalitě C byl průměrný přírůstek za období 21.4. - 16.6. 0,03240 g.týden^{-1} , zatímco v letním období 16.6 - 25.8. jen 0,00034 g.týden^{-1} , tedy 100x méně. Na malém pahýlu stalagmitu v chodbě Staré Ochozské v blízkosti útvaru Váza byl v jarním období přírůstek na stejném podkladu 0,1020 g.týden^{-1} , zatímco v následném letním období jen 0,0599 g.týden^{-1} . Lze tedy jarní měsíce v Ochozské jeskyni a zřejmě i jinde v Moravském krasu považovat za období růstu krápníků.

Autor zpracoval publikovaný faktografický materiál ze Slovenského krasu, hlavně z Gombasecké jeskyně (Roda - Rajman - Erdos - Szabová 1982) a zjistil, že i tam byly nejvyšší přírůstky v roce na krápníkových robotech v období nejvyššího stoku infiltrovaných krasově autochtonních vod; toto období tam však připadalo na měsíce květen-říjen.

Kolísavost koroze v průběhu let 1987 - 1998

Při studiu skapového spektra a jeho vodosvodného významu v Hlavních dómech Ochozské jeskyně bylo zjištěno, že skapové lokality C, D a E odvádějí společně plných 20 % všech vertikálních odtoků, procházejících vyšetřovanou plochou 2900 m^2 , kde bylo celkem nalezeno a vyšetřeno 185 aktivních skapových míst o různé intenzitě skapu (Himmel 1992 a).

Za předpokladu, že část se chová úměrně k chování celku, byly hodnoty stoku vody i odnosy rozpuštěného vápence měřeními skapovými lokalitami C, D a E vztaženy

	A	C	D	E	G	H	C,D,E
měsíc							
I	199,8	33,3	106,1	2334,4	40,8	131,1	2473,8
II	160,9	22,3	639,2	968,8	35,2	93,3	1630,3
III	1166,5	203,1	1253,9	3931,2	100,7	1150,1	5388,2
IV	630,8	335,2	2285,4	3215,5	442,5	512,7	5836,1
V	737,0	195,9	615,2	782,6	184,4	189,0	1593,7
VI	19,9	35,5	131,2	147,7	158,6	120,3	314,4
VII	5,9	5,8	6,9	57,2	128,6	83,1	69,9
VIII	1,9	0,1	4,5	30,7	86,6	59,6	35,3
IX	0,9	0	4,1	31,2	46,6	32,9	35,3
X	0,7	0	4,2	16,6	25,4	18,4	20,8
XI	22,2	2,8	12,0	9,9	9,4	10,6	24,7
XII	392,1	118,4	1177,6	683,6	10,4	28,2	1979,6
celkem	3338,5	952,5	6240,4	12209,3	12609,0	2429,2	19402,0

Tab. 3 - Odnos rozpuštěného vápence v Ochozské jeskyni v roce 1992 skapovými lokalitami [g].

na celé detailně naměřené skapové spektrum různé aktivity na 2900 m² a přepočteny na plochu 1 km². Výsledky z let 1987 - 1998 shrnuje tab. 5.

Tak například bylo-li skapovými lokalitami C, D a E v roce 1992 odvedeno celkem 19 402,2 g CaCO₃, bylo plochou 2900 m² odvedeno 97 011 g CaCO₃, tzn., že z vápenců zóny vertikální krasové cirkulace pod plochou 1 km² bylo rozpuštěno 33 452,1 kg CaCO₃. Toto množství odpovídá při specifické váze vápence 2,7 objemu 12 389,7 dm³=12,4 m³.

Z plochy 1 km² došlo tedy ve sledovaném roce při zidealizovaném vztažení tohoto objemu ke korozi povrchu o snížení tohoto povrchu o 0,0124 mm.rok⁻¹. Zjištěná intenzita rozpouštění vápenců shora popsáním způsobem představovala tedy 12,4 mm za 1 000 let. Je to přesně týž údaj, který pro jižní část Moravského krasu, tj. povodí Říčky, udává Ondráček (1982). Jmenovaný autor k hodnotě 12 mm za 1 000 let dospěl v hydrologickém roce 1979 na základě stanovování CaCO₃ v koncovém profilu krasového povodí pod vývěry Říčky.

Z tabulky je zřejmé, že roční intenzita koroze je funkcí intenzity spodního odtoku. Poměr ročního specifického odnosu CaCO₃ ku ročnímu specifickému odtoku vody se pohyboval od 3,7 - 9,4. Ze sledovaných let patřil rok 1987 k srážkově nejbohatším za posledních 27 let, podobně jako rok 1979, který korozně vyhodnocuje shora citovaný autor. Naproti tomu byl rok 1989 s 4,8x nižším ročním specifickým odnosem vápenců než rok 1987 srážkově absolutně nejchudší. Průměrná hodnota ročního specifického odnosu CaCO₃ v důsledku koroze vápenců jižní části Moravského krasu za období let 1987 - 1998 představovala 9,67 m³. km⁻². rok⁻¹.

Uvedené změřené hodnoty odnosu CaCO₃ představují zřejmě mezní rozsah rychlosti krasování Moravského krasu v současné době. Z pohledu zidealizované denudace je tedy zřejmé výrazné roční kolísání hodnot v rozmezí 3,18 mm až 15,13 mm za 1 000 let.

	A	C	D	E	G	H	%A-H
měsíc							
I	6,0	3,5	1,2	19	3,2	5	6,3
II	4,8	2,3	10,2	7,9	2,0	3,6	5,1
III	34,9	21,3	20	32	7,9	47,3	27,2
IV	18,9	35,2	36,6	26	34,9	21,1	28,8
V	22,1	20,6	9,9	6,4	14,5	7,8	13,6
VI	0,6	3,7	2,1	1,2	12,5	5	4,2
VII	0,2	0,6	0,1	0,5	10,1	3,4	2,5
VIII	0,1	0	0,1	0,3	6,8	2,5	1,6
IX	0	0	0,1	0,3	3,7	1,3	0,9
X	0	0	0,1	0,1	2,0	0,8	0,5
XI	0,1	0,3	0,2	0,1	0,7	0,4	0,3
XII	11,7	12,4	19,0	5,6	0,8	1,2	8,5
celkem	100	100	100	100	100	100	100

Tab. 4 - Podíl odnosu rozpuštěného vápence v jednotlivých měsících v průběhu roku sledovanými skapovými lokalitami v %.

Diskuse

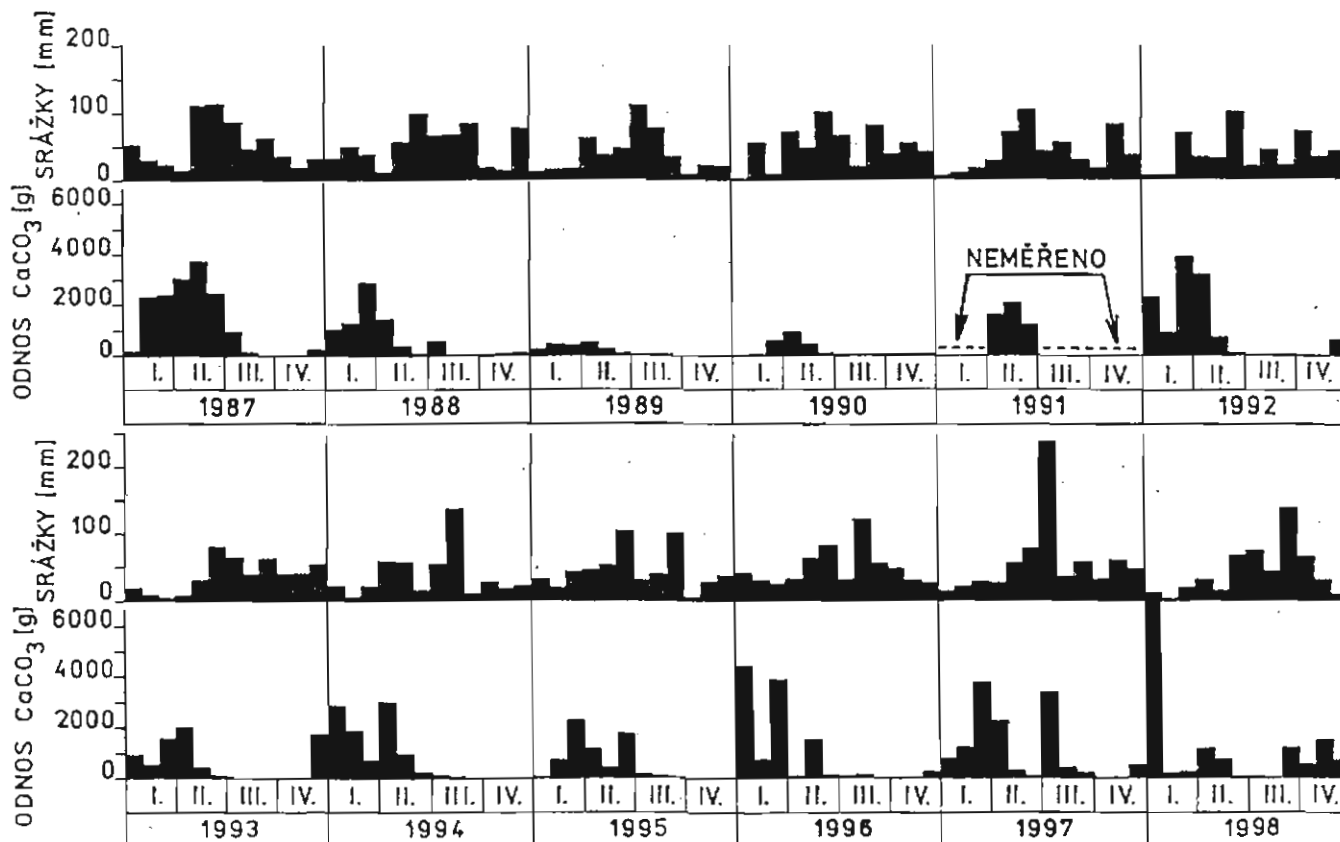
Paradoxní jev, kdy zvyšováním skapu na téže skapové lokalitě v čase anebo při testování různých skapových lokalit s různou skapovou intenzitou ve stejném časovém horizontu je zjišťována u vyšších skapů vyšší hodnota vodivosti než u skapů nižších, vysvětluje autor vytlačováním staré málo vyměňované vody ze stále většího a většího objemu vodosvodných cest korozně málo narušených a vážících fyzikálními silami vodu téměř bez pohybu do hlavních korozně výrazně rozšířených cest, jimiž voda stéká jako v potrubí. Autor vidí v tomto jevu informaci o způsobu vodovyměny v celém povodí, příslušejícímu k jedné skapové lokalitě. Autor zatím nemůže vyvrátit teoretickou námitku, že k uvedenému jevu může docházet i z jiných příčin.

To, že tato více mineralizovaná voda nepochází z půdního profilu jako následnými srážkami vytlačená stará půdní voda, jak se domníval např. Gams (1969), který si

rok	odnos CaCO ₃ lokalitami C+D+E/g/	roční spec. odnos m ³ .km ² .rok ⁻¹	odvod vody lokalitami C+D+E/l/	spec. odtok l.km ² .sec ⁻¹
1987	23 694,7	15,13	60 211,62	3,29
1988	13 184,7	8,42	33 455,37	1,83
1989	4 972,6	3,18	11 113,31	0,61
1990	5 036,1	3,22	15 630,86	0,85
1991	20 206,5	12,9	-	-
1992	19 402,2	12,38	42 071,66	2,3
1993	7 506*)	7,60	16 376,1*)	1,42
1994	9 874	10,00	20 900,8	1,81
1995	6 727	6,82	14 994,0	1,30
1996	11 251	11,52	23 801,3	2,07
1997	13 064	13,24	28 980,5	2,52
1998	13 376	13,55	16 520,2	1,43

*) od roku 1993 měřeno jen na reprezentativní lokalitě E

Tab. 5 - Odnos rozpuštěného vápence a spodní odtoky vody v letech 1987 - 1998 v prostoru Ochozské jeskyně.



Obr. 2 - Měsíční změny v odnosu CaCO_3 [g] v letech 1987 - 1998. Ochozská jeskyně, lokalita E, srážkoměrná stanice Brno-Kníničky.

v prostoru Postojenských jeskyní všiml rovněž vztahu mezi vzrůstajícím skapem a hodnotami tvrdosti vody, bylo prokázáno experimentálně (Himmel 1992 c). I. Gams si všiml závislosti mezi teplotou a uhlíkatou tvrdostí, kdy při vyšší teplotě v létě byla vyšší tvrdost vody.

Autor tohoto článku se domnívá, že v Ochozské jeskyni lze podobnou závislost konstatovat rovněž. Vypočítáme-li průměrnou hodnotu celkové tvrdosti ze skapových lokalit D, E, G a H (A leží mělce pod povrchem), zjistíme nejnižší celkovou tvrdost vody v měsíci červnu, v dalších měsících se opět celková tvrdost zvyšuje. Toto zvyšování vidíme jako důsledek přebývajících množství CO_2 v půdním profilu vlivem bakteriální dekompozice organických látek v průběhu léta úměrně k půdní teplotě, která tyto bakteriální pochody a tvorbu CO_2 urychluje. Jelikož půdní profil je hlavním donátorem CO_2 do infiltrující srážkové vody, má takto vydatněji nasycená voda vyšší korozní vlastnosti než chladnější voda v červnu, kdy tvorba CO_2 teprve začíná. Hodnota celkové tvrdosti je pak každý další měsíc vyšší a vrcholí v únoru na čele vytlačované vody z nových srážek.

Na vývoj obsahu koncentrace CO_2 v půdním vzduchu ukázal Gerstenhauer (1969), který pro bukový smíšený les uvádí křivku koncentrace CO_2 v půdním vzduchu s vrcholem hodnot v září. Stejnou křivku

vykazoval obsah CO_2 v půdě pod drnem. Prokázal, že od prosince do května je podíl CO_2 v půdním vzduchu pouze 2 - 7 %, zatímco v červnu začíná se jeho množství prudce zvyšovat a ve shora uvedené době maxima v září - říjnu dosahuje 23 - 65 %. Je tedy nasycenost infiltrujících srážkových vod CO_2 a následná koroze vápenců výslednicí několika faktorů: teploty, koncentrace CO_2 v půdním vzduchu a rychlosti infiltrace.

Závěr

Bylo prokázáno, že nejintenzivnější korozní krasovění v Moravském krasu podle výzkumů z Ochozské jeskyně probíhá v březnu a dubnu, kdy je při vodovyměně vodosvodných cest zóny vertikální cirkulace odneseno 56 % rozpuštěných vápenců, zatímco za období červen - listopad pouze 10 %. Souvisí to s intenzivní vodovyměnou z jara, která má v uvedené krasové hydrografické zóně v průběhu roku stejný režim. Z toho důvodu je ve stejném jarním období nejintenzivnější tvorba sintrů v jeskyni. Metodou měření přímého snosu karbonátů ze známé plochy v Ochozské jeskyni byla vypočítána hodnota koroze, která činí - vztažena na povrch krasu - jeho snížení o 3,18 - 15,13 mm za 1000 let souhlasně s množstvím srážek za rok.

Literatura :

Corbel, J. et al. (1965) : Chemical Erosion in the Moravian Karst. - Problems of the Speleological Research, 107 - 124. Academia Prague.

- Demek, J. (1962) : Vliv Moravského krasu na fyzikálně chemické složení vody Jedovnického potoka. - Československý kras 13, 184 - 186. Praha.
- Gams, I. (1969) : Ergebnisse der neueren Forschungen der Korrosion in Slowenien (NW-Jugoslawien). - Studia geographica 5, 9 - 20. Brno.
- Gerstenhauer, A. (1969) : Offene Fragen der klimagenetischen Karstgeomorphologie der Einfluss des CO₂ Konzentration in der Bodenluft auf die Landformung. - Studia geographica 5, 43 - 51. Brno.
- Helldén, U. (1974) : Some Corrosion Analyses from Moravian Karst in Czechoslovakia. - Speleologický věstník GÚ ČSAV, 7-20. Brno.
- Himmel, J. (1992 a) : Význam heterogenity vodovodných cest při infiltraci srážek a tvorbě vodních zásob ve zkrasovělých vápencích Moravského krasu. - Knižnice odborných a vědeckých spisů FAST VUT v Brně, sv. B - 134, 23 - 41. Brno.
- Himmel, J. (1992 b) : Heterogenita vodosvodných cest při infiltraci srážek karbonáty. - Sborník Speleofórum '92, 67 - 70. Praha.
- Himmel, J. (1992 c) : Výsledky modelových zkoušek infiltrace srážek pokrývnými útvary vápenců Moravského krasu ve vztahu ke změně některých fyzikálně-chemických parametrů. - Sborník konference FAST, 303 - 305. Brno.
- Himmel, J. (1993) : Výzkum změn chemismu skapové vody v závislosti na intenzitě skapu a vliv půdního profilu. - Sborník Speleofórum '93, 65 - 67. ČSS Praha.
- Ondráček, S. (1982) : Vliv Moravského krasu na některé chemické a fyzikální vlastnosti vod v tocích povodí Říčky. - Československý kras 33, 35 - 51. Praha.
- Raušer, J. - Štelcl, O. - Vlček, V. (1965) : Principal Characteristic of Karst Water in the Central European Area According to the Results of Research from the Moravian Karst. - Problems of the Speleological Research, 85 - 105. Academia Prague.
- Roda, Š. - Rajman, L. - Erdos, M. - Szabová, T. (1982) : Vznik a vývoj sintrových foriem v piatich jaskyniach Slovenského krasu. - 230 stran. Rožňava.
- Štelcl, O. (1964) : Intensity of Karstification of Limestone in the Zone of the Vertical Circulation in the mild Climate of Central Europa. - Journal of the Czechoslovak Geographical Society, 117 - 123. Praha.
- Štelcl, O. - Vlček, V. - Piše, J. (1969) : Limestone Solution Intensity in the Moravian Karst. - Studia geographica 5, GÚ ČSAV, 71 - 86. Brno.
- Štelcl, O. - Vlček, V. - Panovský, K. (1976) : Intenzita koroze různých typů karbonátových hornin v ČSR. - Československý kras 28, 29 - 46. Praha.

FRAKTÁLNÍ VLASTNOSTI GEOLOGICKÝCH OBJEKTŮ

Fractal properties of geological objects

Vít Prudil

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: *fractal and topological dimensions, Richardson effect, self-similarity, banded rocks*

Abstract

The irregularity is a usual property of all natural objects. The classical geometry is unable to describe these shapes strictly. These troubles can be removed by using new fractal geometry. The fractal geometry is based on fact, that each irregular pattern in nature can be divided into parts, each of which is at least approximately reduced copy of the whole, i.e. the irregular objects are self-similar. The fractal dimension strictly determines shape properties of irregular objects.

The morphological description of geological structures is often used for explanation of their genesis. If we are able to perform fractal analysis of such structures, we can get not only exact description of their shape but we will be able to simulate their development. For example the arrangement of bands in banded rocks can be simulated by using fractals similar to Cantor dust.

K často řešeným problémům nejen v geologii, ale i v ostatních přírodních vědách patří morfologický popis studovaného objektu. Tato činnost často také vede ke značným komplikacím. Charakteristickou vlastností veškerých přírodních objektů je totiž geometrická

nepravidelnost. Použijeme-li k jejich kvantitativní charakteristice klasickou geometrii, prakticky vždy se dostáváme do zásadních problémů spojených s popisem základních morfologických charakteristik - jak zjistit např. délku, povrch nebo objem nepravidelných útvarů. Tvary

pobřežních linií, pohoří, říčních sítí, oblak, stromů, jeskyní, korálových útesů, morfologické vlastnosti rudních žil, puklin a pórů v horninách, dendritů, zonálnosti v krystalech nebo uspořádání minerálů v horninách můžeme jen stěží aproximovat pomocí tvarů, které nám nabízí klasická geometrie, jako jsou přímky, obdélníky, kružnice, kužely, apod.

Tyto nedostatky se snaží odstranit fraktální geometrie, která na rozdíl od klasické geometrie považuje nepravidelnost za základní charakteristiku studovaných objektů. Slovo fraktál poprvé použil B. Mandelbrot pro všeobecné označení objektů, jejichž tvar je nezávislý na velikosti měřítka, pod kterým objekt pozorujeme. Mandelbrot vyšel z významu latinského slova „fractus“. Z něj odvozené slovo „frangere“ znamená „rozlámat“ - vytvořit nepravidelné úlomky. Jako fraktály se tedy označují nepravidelné geometrické útvary dělitelné na jednotlivé části, z nichž každá je v ideálním případě zmenšenou kopií celku. Mluvíme o tzv. opakování vzoru. Jedná se tedy o tvary, které jsou samopodobné a nezávislé na měřítku.

V současné době je pravděpodobně nejvýstižnější Mandelbrotova definice fraktálu (1977): Fraktál je množina, jejíž hodnota Hausdorffovy-Besicovichovy dimenze přesahuje hodnotu dimenze topologické. Topologická dimenze (D_T) je vždy celočíselná. Představuje nám klasický geometrický rozměr tělesa (Tak např. bod má nulovou topologickou dimenzi, přímka má rozměr roven jedné, pro plošný útvar $D_T = 2$ a pro prostorový útvar $D_T = 3$. Hausdorffova-Besicovichova (nebo také fraktální) dimenze nám podává daleko přesnější informaci o tvaru tělesa. Je vyjádřením míry nepravidlosti tvaru. Pro každý objekt platí vztah $D \geq D_T$, ale jako fraktály označujeme jen ty, jejichž $D > D_T$. Hodnota D nám slouží k tomu, abychom přesně určili, jak je útvar rozměrově vzdálený od daného celočíselného rozměru (např. pro fraktální křivku, pro kterou platí $1 < D < 2$, určíme, do jaké míry se svým tvarem odlišuje od linie a od plochy).

Pomocí fraktální geometrie lze morfologii nepravidelného objektu popsat daleko přesněji než použitím klasických geometrických tvarů. Fraktální analýzou charakterizujeme vlastnosti z hlediska stupně nepravidlosti tvaru.

Aplikace v geologii

V petrografii existuje rozsáhlé názvosloví, které je určeno ke kvalitativnímu popisu staveb hornin. Charakter struktur a textur bývá dáván do souvislosti s genezí horniny. Nevýhodou je, že se jedná pouze o popis kvalitativní, což může vést k tomu, že se charakteristika jednoho typu horniny v podání různých geologů mírně liší. K jednoznačnému určení mechanismu geneze horniny takový postup mnohdy nemusí vést.

Fraktální analýzou horniny získáme zcela exaktní popis. Pro hledání, jakou cestou hornina vznikla, má takový postup nesrovnatelně větší význam. Fraktální popis přesně charakterizuje míru nepravidlosti objektu. Uvedme si některé příklady, jak může stupeň

nepravidlosti souviset s genezí: Např. tvarové vlastnosti bahenních prasklin mohou být dány mineralogickým složením bahna i rychlostí jeho vysychání. Stejným způsobem závisí tvar dendritů na složení původních roztoků a rychlosti krystalizace. Studujeme-li uspořádání pásků v páskovaných horninách, můžeme nalézt cestu jejich vzniku zkoumáním příslušného procesu, který může vést k danému charakteru uspořádání.

Stanovení fraktální dimenze

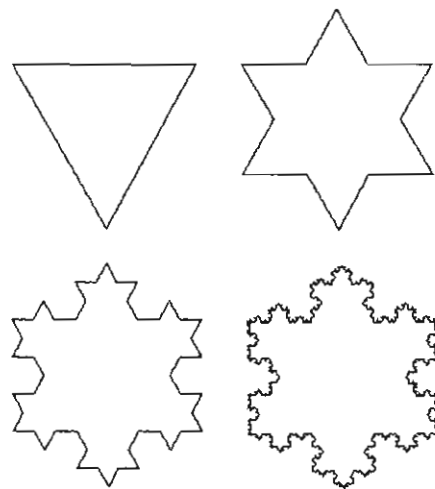
Vztah hodnoty fraktální dimenze a nezávislosti tvaru fraktálu na měřítka je možné ověřit měřením délky objektu. Vezmeme si objekt s celočíselnou hodnotou D ($D = D_T$), např. úsečku, jejíž $D_T = 1$. Použijeme několik měřítok o různé velikosti. Čím menší měřítka použijeme, tím více narůstá délka - zpřesňujeme naměřenou hodnotu. Výsledná délka směřuje k nějaké limitní hodnotě. Tuto vlastnost fraktály nemají. Při zjemňování měřítka nedochází ke zpřesňování hodnoty, ale tato hodnota stále narůstá. Vysvětlení je velmi jednoduché.

Jako názorný příklad se často uvádí měření délky pobřeží (např. in Mandelbrot 1977 - How Long Is the Coast of Great Britain). Měříme-li pomocí hrubého měřítka, spousta detailů nepravidelného útvaru nám uniká, zmenšujeme-li měřítka, stále více detailů zohledňujeme. V důsledku toho měřená délka stále narůstá. Takový jev označujeme jako Richardsonův efekt.

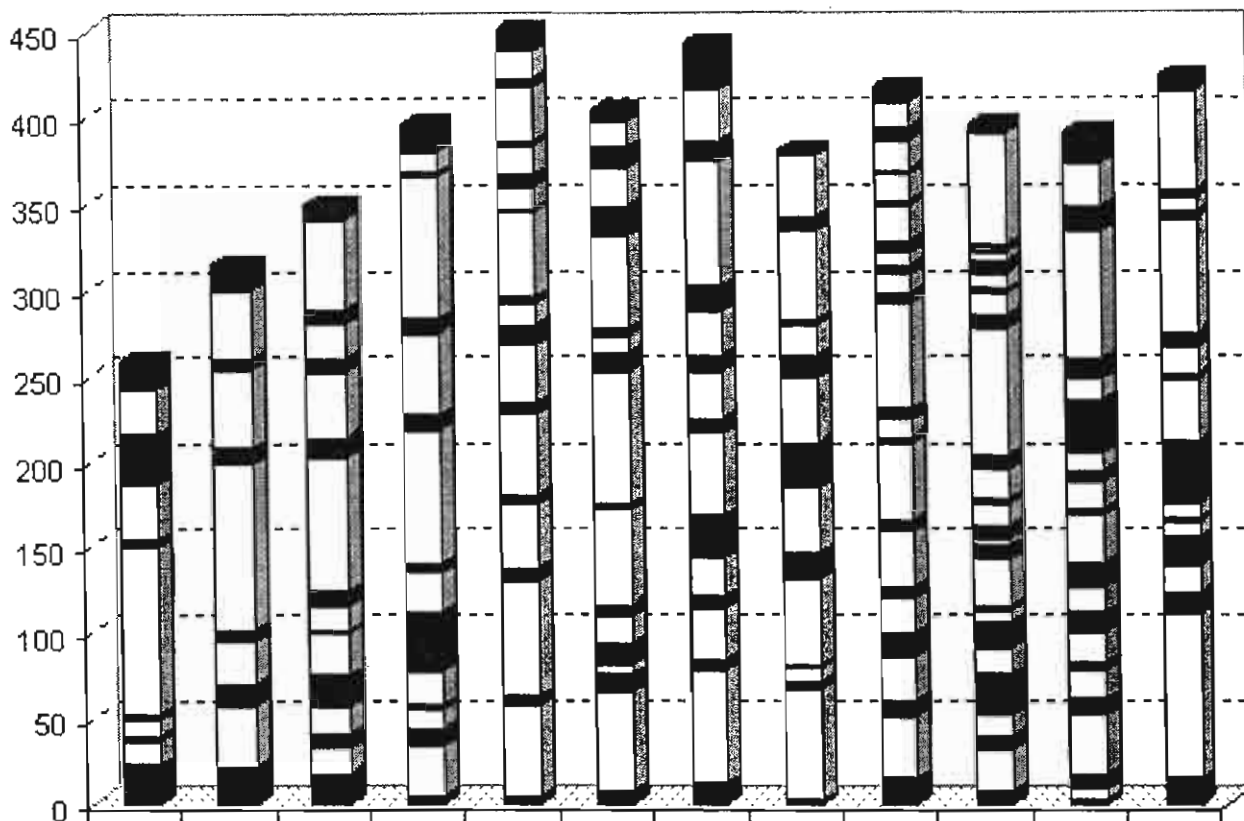
Závislost měřené délky na velikosti měřítka je u fraktálů dána empirickým vztahem:

$$L(\varepsilon) \approx \frac{\text{konst.}}{\varepsilon^{D-1}},$$

kde L je naměřená délka objektu, ε je velikost měřítka a D je fraktální dimenze. Vidíme, že délka závisí nepřímo úměrně na hodnotě ε . Důležitá je závislost délky na exponentu $D-1$. Čím je exponent $D-1$ vyšší (tzn., že je vyšší stupeň nepravidlosti objektu), tím je potom změna délky



Obr. 1 - Nulté, první, druhé a čtvrté stádium generování Kochovy křivky.
Fig. 1: Zero, first, second and fourth stage of Koch curve generation.



Obr. 2 - Zjednodušená rekonstrukce struktury páskování.
Fig. 2 - Simplified reconstruction of the structure of banding.

se změnou se změnou měřítka výraznější.
Rovnici převedeme na výraz

$$L(\varepsilon) \sim \varepsilon^{1-D}$$

Platnost tohoto vztahu můžeme ověřit na příkladu jednoho z nejjednodušších fraktálů - Kochovy křivky (obr. 1):

Předpokládáme, že původní délka strany $\varepsilon = 1$. Po první transformaci se délka jedné strany mění z 1 na $4/3$. Tzn., že při každé transformaci se délka prodlužuje o $1/3$. Pokud je počet transformací původní křivky $p = 0, 1, 2, \dots$, tak pro celkovou délku platí:

$$L = 3 \left| \frac{4}{3} \right|^p = \frac{3}{\left[(1/3)^p \right]^{D-1}}$$

Položíme např. $p = 1$ $4/3 = (1/3)^{1-D}$. Po zlogaritmování a úpravě můžeme vypočítat fraktální dimenzi:

$$D = \frac{\log 4}{\log 3} = 1,2618\dots$$

Vznik struktur s fraktální povahou

Vyznačuje-li se studovaná přírodní struktura samopodobností, pak její nepravidelnost není nahodilá, ale obsahuje nějaký vnitřní řád - mechanismus vzniku

struktury musel být deterministický, tzn. popsatelný vhodnými přírodními zákony.

Fraktální povaha páskovaných hornin

Páskované horniny se v rámci zemské kůry vyskytují v obrovském rozsahu. Mechanismus jejich vzniku je ve většině případů značně nejasný. Studium uspořádání pásků přináší důležité poznatky, které mohou přispět k objasnění evoluce takových hornin. Fraktální geometrii lze velmi dobře uplatnit.

Většinou můžeme pozorovat, že pásy jsou strukturované - páskování můžeme pozorovat na různých úrovních (makroskopická a často i několik mikroskopických úrovní páskování). Zřejmě tedy dochází k opakování podobného vzoru při různém měřítku, což znamená samopodobnost.

Uspořádání pásků bylo mimo jiné studováno na migmatitu z Jasenie. Měřena byla mocnost tmavých a světlých pásků. Jako příklad jsou zde znázorněny řezy horninou, jak byly rekonstruovány z naměřených hodnot mocností na mikroskopické úrovni (obr. 2). Použity byly tři výbrusy a v každém z nich byly měřeny čtyři profily.

Studujeme-li rozmístění tmavých proužků pozorujeme podobný typ obrazce jako umělý fraktál - tzv. Cantorova množina. Ta je vytvářena velmi jednoduchou transformací úsečky. Z úsečky odstraníme prostřední třetinu, a tento postup opakujeme na nově vzniklých úsečkách (obr. 3).

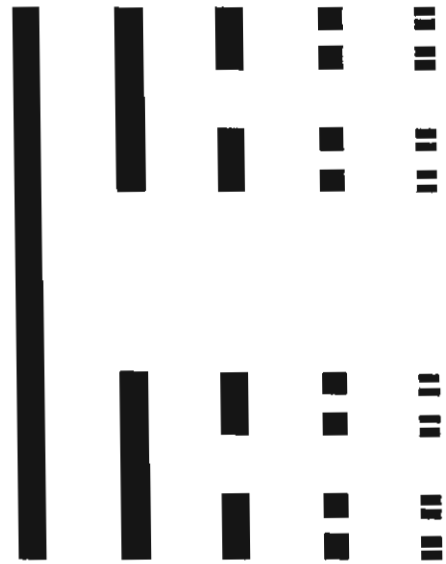
Protože dochází k odebrání částí úsečky, bude hodnota fraktální dimenze pro Cantorovu množinu v

rozmezí od 0 po 1. Přesná hodnota je $D = \log 2 / \log 3$.

Ve stejném rozmezí se bude pohybovat hodnota fraktální dimenze struktury páskování. Rozmístění pásků v horninách tedy zřejmě bude možné generovat použitím fraktálů podobného typu.

Závěr

Fraktální analýza objektu se skládá ze dvou základních kroků. V první fázi je to výpočet hodnoty fraktální dimenze, která nám přesně charakterizuje morfologii objektu na základě míry nepravidlosti. V druhé fázi je to hledání jednoduchého pravidla generování fraktálu, který se tvarově podobá zkoumanému objektu. Tímto postupem získáme nejen jednoduché pravidlo konstrukce daného nepravidelného tvaru, ale můžeme postupným generováním fraktálu i simulovat vývoj geologické struktury v čase.



Obr. 3 - Cantorova množina.
Fig. 3 - The Cantor dust.

Literatura

Mandelbrot, B. (1977): The fractal geometry of nature. - W. H. Freeman and company, New York.

VYUŽITÍ LINDENMAYEROVÝCH SYSTÉMŮ K SIMULACI VÝVOJE PÁSKOVÁNÍ HORNIN

The application of Lindenmayer systems for simulation of banded rocks development

Vít Prudil

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie, PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: banded rocks, box counting procedure, fractal dimension, fractals, self-similarity

Abstract

Banded rocks are widely spread in the Earth's crust. The study of the arrangement of bands yields an information which can contribute to understanding of evolution of such rocks. The fractal geometry has great possibilities in that field. The bands are mostly structured - for example, if we enlarge dark band, we can see, that it is formed by set of dark and light bands. It is very probable that these patterns are self-similar. This property enables us to use fractal modeling for simulation of such patterns development. L-systems are very convenient for natural fractals modeling. Several patterns formed by migmatite from Jasenie were studied. The fractal dimension is calculated by use of box counting procedure. Several L-systems which are similar to these patterns and have similar fractal dimension were created.

Zastoupení páskovaných hornin v rámci zemské kůry je velmi výrazné. Páskování můžeme pozorovat u všech základních typů hornin. Mechanismy geneze jsou dosud značně nejasné. K objasnění procesu vedoucího k samovolnému vzniku uspořádání v původně homogenním

prostředí může významně přispět studium struktury pásků. Zde nalézá uplatnění fraktální geometrie. Struktura pásků je na první pohled velice komplikovaná. Fraktální geometrie je založena na předpokladu, že velmi složité fragmentované útvary je možno vytvářet opakováním

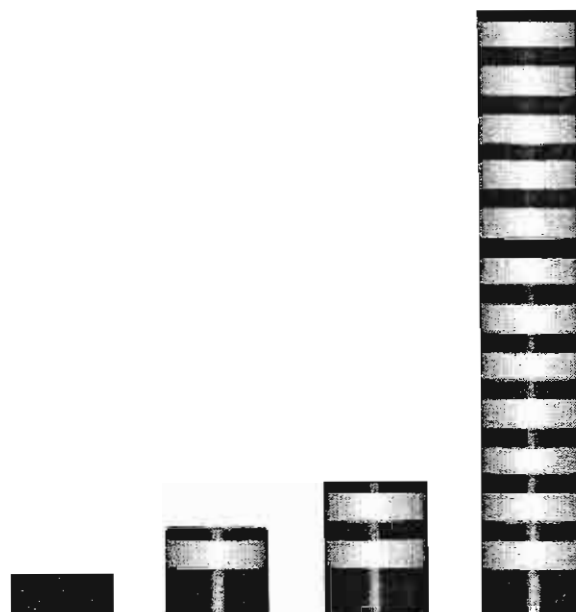
velmi jednoduchého strukturního vzoru. Pokud tedy komplikovanou strukturu můžeme rozdělit na části, z nichž každá je alespoň přibližně kopií celku, říkáme, že struktura se vyznačuje samopodobností. Samopodobnost je základní vlastností fraktálů. Se samopodobností se v přírodě setkáváme velmi často. Opakováním jednoduchého strukturního vzoru můžeme konstruovat prakticky jakékoliv přírodní útvary (morfologii rostlin, terénu, říční sítě, puklin v horninách apod.).

U páskovaných hornin můžeme často pozorovat několik úrovní páskování: Zvětšíme-li si v makroskopickém měřítku tmavý pruh, vidíme, že se skládá opět ze sady tmavých a světlých proužků atd. Fraktální model vzniku páskování bude založen na předpokladu, že se určité vzory v jednotlivých úrovních opakují.

L-systémy

Pro modelování přírodních fraktálů se ukazují jako velmi vhodné tzv. Lindenmayerovy systémy (L-systémy). Tento druh fraktálů byl poprvé použit botanikem Aristidem Lindenmayerem (1968) pro simulaci vývoje mnohobuněčných organismů. Základem pro generování L-systémů je tzv. axiom (iniciátor), který je vyjádřen určitým symbolem nebo řetězcem symbolů - představuje jednoduchý geometrický tvar. Konstrukce fraktálů se provádí opakovanou geometrickou transformací jednotlivých segmentů příslušného axiomu (rekurze). Transformační pravidlo označujeme jako L-pravidlo nebo generátor. Symboly použité pro vyjádření geometrických útvarů a transformací označujeme písmeny abecedy. Můžeme jim přiřadit libovolný význam (s výjimkou symbolů, které stanovíme jako chráněné, např. F, které má předem daný význam - posun + zakreslení).

Jako příklad L-systému zde uvádím vznik pravidelného páskování, které můžeme vygenerovat např. pomocí vzorce

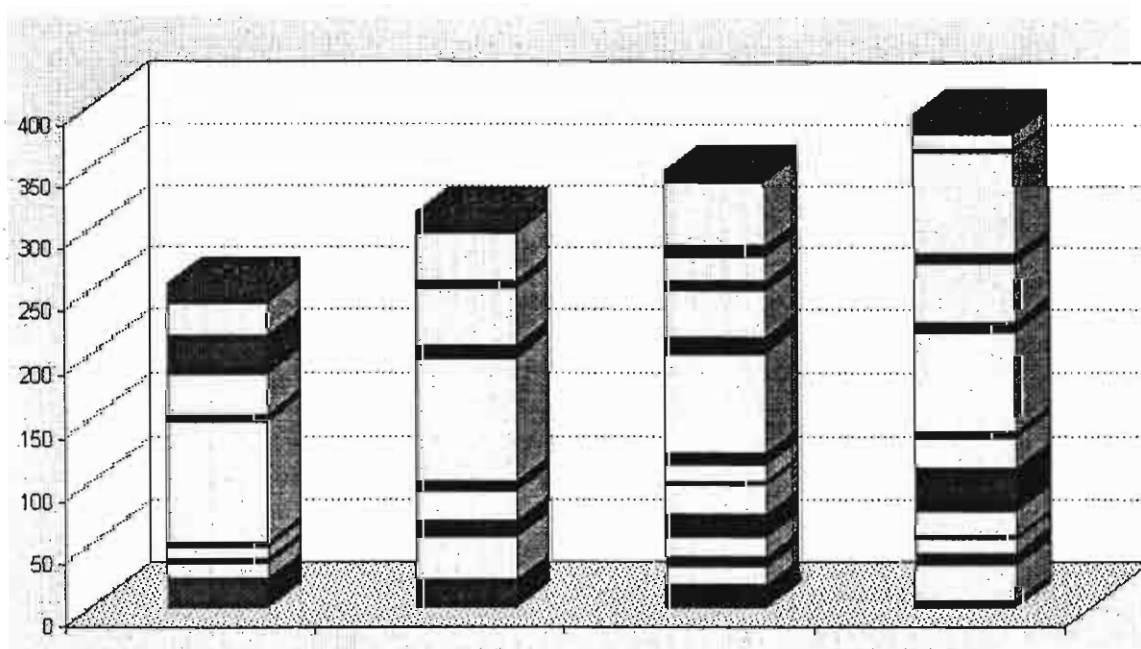


Obr. 1 - Generace pravidelného uspořádání.

$$\omega : F_1 F_1 F_1 F_1 A$$

$$p_1 : A \rightarrow F_1 F_2 F_2 F_2 F_1 A$$

Linie F_1 a F_2 od sebe odlišíme např. barevně. Pokud se před symbolem objevuje číslo v závorce, např. $(2)K$, znamená to, že délka řetězce tvořeného symbolem K bude zdvojnásobena. Nultému stádiu generace (rekurzí hloubka je rovna nule) odpovídá řetězec, kterým je vyjádřen axiom. Symbolu A je přiřazen řetězec, jehož vznik je reprezentován produkcí p_1 . Symbol A je umístěn na pravé straně řetězce, tzn., že struktura se bude vyvíjet pouze jedním směrem. Na obr. 1 máme znázorněn výsledek generace - jednotlivé obrázky odpovídají rekurzí hloubce 0, 1, 2, 12.

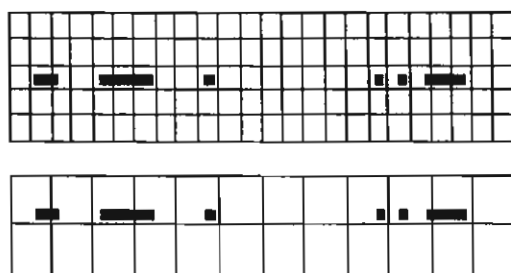


Obr. 2 - Naměřené mocnosti proužků u studovaného migmatitu.

Uspořádání pásků bylo studováno na vzorku migmatitu z Jasenie. Světla část této horniny je tvořena křemenem a plagioklasem, tmavé proužky tvoří biotit. V malé míře je v hornině zastoupen také muskovit. K měření mocnosti pásků byly použity výbrusy. Na obr.2 jsou vyneseny mocnosti tmavých a světlých proužků ve čtyřech profilech v rámci jednoho výbrusu.

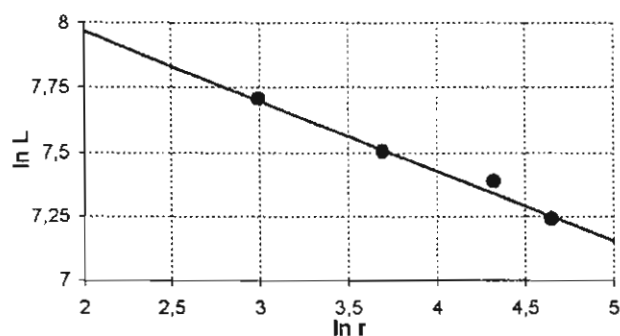
Stanovení fraktální dimenze - metoda „box counting“

V praxi nejčastěji používaná metoda stanovení dimenze fraktálního objektu vychází z pokrývání objektu mřížkami s rozdílnou velikostí jednotlivých buněk. Strana každé buňky má délku strany r (viz obr. 3).



Obr. 3 - Měření fraktální dimenze metodou „box counting“.

Použijeme několik mřížek s různou velikostí buněk. Sledujeme počet buněk, které pokrývají daný objekt - v našem případě např. tmavé proužky. Do logaritmického grafu vynášíme závislost délky strany buňky vzhledem k počtu buněk pokrývajících objekt (viz obr.4) Zjistíme hodnotu směrnice proložené přímkou, která nám umožní zjistit hodnotu fraktální dimenze (např. in Fowler, T. - Roach, D. 1991).



Obr. 4 - Závislost velikosti buňky na počtu buněk pokrývajících objekt.

Měřeno bylo rozmístění tmavých proužků v rámci profilu. Hodnoty fraktální dimenze pro profily 1 až 4 jsou: 0,557; 0,543; 0,571; 0,559. Pro každý profil byl vytvořen fraktál, který má podobné tvarové charakteristiky - blízkou hodnotu fraktální dimenze a podobné rozmístění tmavých a světlých proužků.



Obr. 5 - Fraktál odpovídající rekurzním hloubkám 1, 2, 3, 6.

L-systém na obr. 5 odpovídá rekurzním hloubkám 1, 2, 3, 6. $D=0,53$.

$$\begin{aligned} \omega &: F_1 A X B F_1 \\ p_1 &: A \rightarrow A K L F_2 F_2 \\ p_2 &: B \rightarrow F_2 F_2 S T B \\ p_3 &: L \rightarrow L F_1 \\ p_4 &: S \rightarrow F_1 S \\ p_5 &: K \rightarrow K F_2 F_2 \\ p_6 &: T \rightarrow F_2 F_2 T \\ p_7 &: X \rightarrow F_2 X F_2 \end{aligned}$$

L-systém na obr. 6 odpovídá rekurzním hloubkám 2, 3, 6. $D=0,54$.

$$\begin{aligned} \omega &: K L \\ p_1 &: K \rightarrow A A B A B A B \\ p_2 &: A \rightarrow \left| \frac{1}{3} \right| F_1 A \\ p_3 &: B \rightarrow F_2 B \\ p_4 &: L \rightarrow M N O \\ p_5 &: M \rightarrow \left| \frac{3}{2} \right| F_2 M \\ p_6 &: N \rightarrow A B A A B \\ p_7 &: O \rightarrow K \end{aligned}$$



Obr. 6 - Fraktál odpovídající rekurzním hloubkám 2, 3, 6.

L-systém na obr. 7 odpovídá rekurzním hloubkám 2, 3, 6. $D=0,626$.

$\omega : S$

$p_1 : S \rightarrow ABCBAOP$

$p_2 : O \rightarrow B(0,5)B(0,5)AT$

$p_3 : T \rightarrow BCU$

$p_4 : P \rightarrow AVCBCBVS$

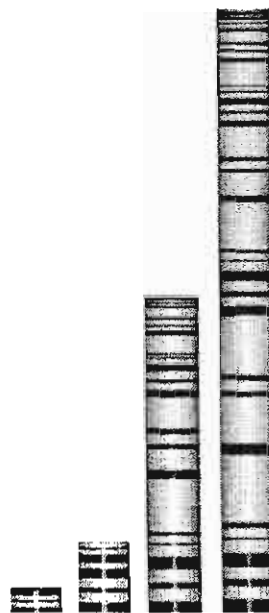
$p_5 : A \rightarrow (0,5)F_1A$

$p_6 : B \rightarrow (0,5)F_2B$

$p_7 : C \rightarrow (0,25)F_1C$

$p_8 : U \rightarrow (3,5)F_2U$

$p_9 : V \rightarrow (0,2)UV$



Obr. 7 - Fraktál odpovídající rekurzním hloubkám 2, 3, 6, 9.

L-systém na obr. 8 odpovídá rekurzním hloubkám 2, 3, 6. $D = 0,557$.

$\omega : J$

$p_1 : J \rightarrow KLMN$

$p_2 : M \rightarrow ABACAB$

$p_3 : A \rightarrow \left| \frac{1}{3} \right| F_1A$

$p_4 : B \rightarrow F_2F_2F_2B$

$p_5 : C \rightarrow F_2F_2C$

$p_6 : K \rightarrow A(0,5)CK$

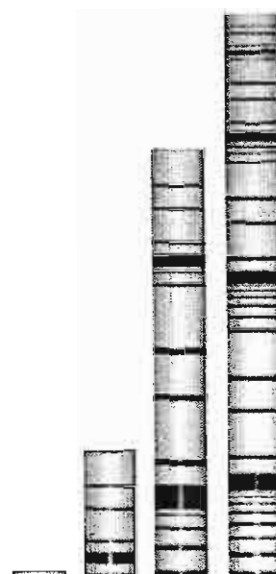
$p_7 : L \rightarrow OP$

$p_8 : O \rightarrow (1,2)F_1O$

$p_9 : P \rightarrow F_2P$

$p_{10} : M \rightarrow (0,2)F_1M$

$p_{11} : N \rightarrow (0,5)F_2J$



Obr. 8 - Fraktál odpovídající rekurzním hloubkám 2, 3, 6, 8.

Závěr

Ukazuje se, že vlastnosti L-systémů, a to zejména schopnost vytvářet velmi komplikované struktury na základě velmi jednoduchých pravidel, umožní v blízké době jejich rozsáhlou aplikaci v přírodovědných oborech. Tato teorie má zcela jistě daleko obecnější význam, než jen pro napodobení tvaru přírodních objektů. Do fraktálního modelu lze zahrnout i vlastnosti reálného procesu vedoucího ke vzniku prostorových struktur. K

takovým procesům patří například chemická reakce spojená s difúzí (Hammel -Prusinkiewicz, 1996). Do L-systému lze zahrnout síly a toky charakterizující daný proces, čímž získáme model, který má přímý vztah ke genezi přírodního objektu. Integrace těchto dvou postupů může v blízké budoucnosti vést k daleko obecnějšímu pochopení zákonitostí evoluce přírodních struktur.

Literatura

- Hammel, M. - Prusinkiewicz, P. (1996): Visualization of developmental processes by extrusion in space time. - Proceedings of Graphics Interface, 246-258. Toronto.
- Lindenmayer, A. (1968): Mathematical models for cellular interaction in development. - Journal of Theoretical Biology, 18, 280-315. London.
- Fowler, T. - Roach, D. (1991): Dimensionality analysis of objects and series data. - In: Nonlinear dynamics, chaos and fractals with applications to geological systems (Middleton, G.V. ed.), 3-11. Toronto.

LOKALIZACE SLABÝCH TEKTONICKÝCH OTŘESŮ Z OKOLÍ JEVÍČKA A POLIČKY V ROCE 1998

Localisation of weak micro-earthquakes near Jevíčko and Polička in 1998

Zuzana Skácelová, Zdenka Sýkorová, Josef Havíř

Ústav fyziky Země, PřF MU, Tvrdeho 12, 602 00 Brno

(24-21 Jevíčko; 24-12 Letovice; 14-33 Polička)

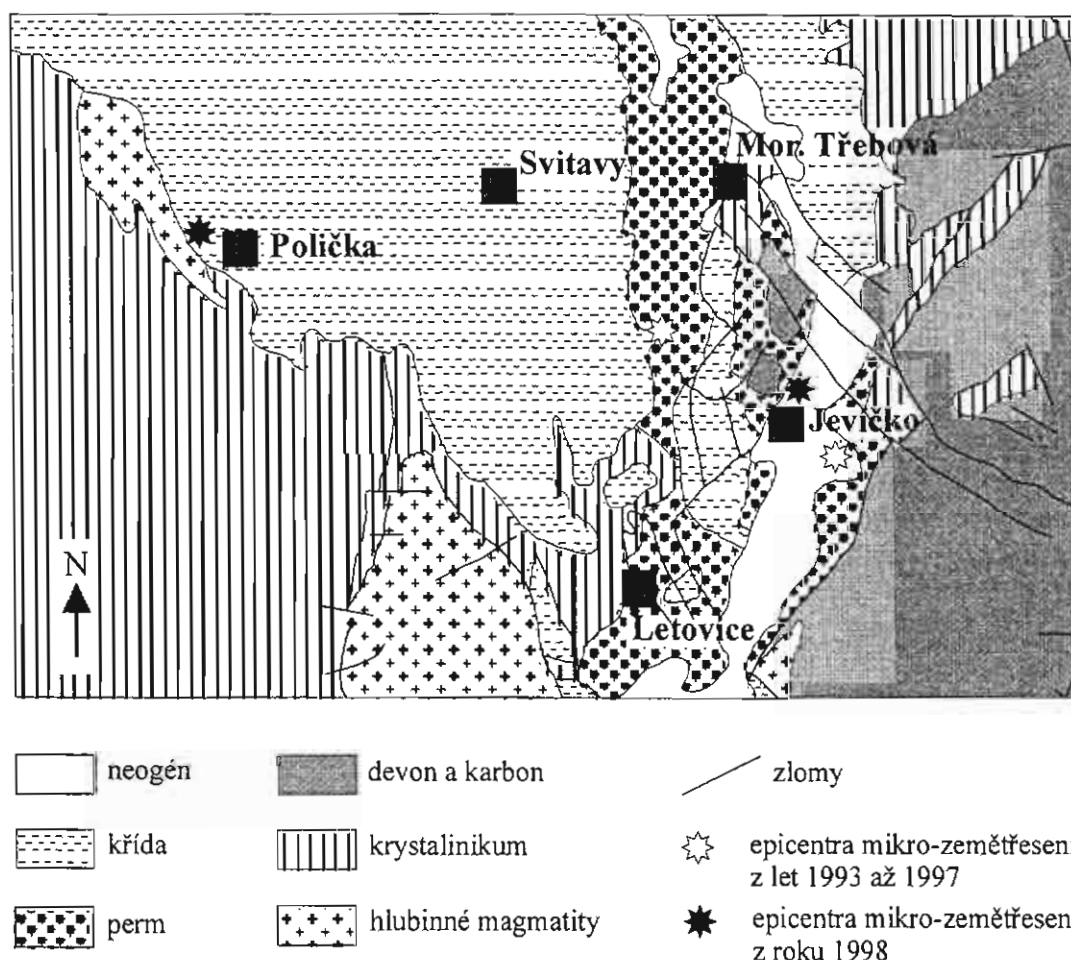
Key words: micro-earthquakes, recent tectonics

Existence slabých projevů seizmotektonické aktivity při s. ukončení boskovické brázy byla zjištěna již v lednu 1993 (Havíř - Pazdírková 1995). Epicentra těchto otřesů byla předběžně lokalizována do vjv. okolí Jevíčka. Slabé tektonické otřesy z okolí Jevíčka byly seismickými stanicemi, provozovanými Ústavem fyziky Země, registrovány také v dalších letech. Prakticky shodné rozdíly mezi časem příchodu Pg a Sg vlny na stanici Vranov u Brna (4,3 – 4,4 sekundy) ukazují, že lokalizace epicenter všech těchto jevů je vzájemně blízká. Poněkud odlišná lokalizace byla ale zjištěna u slabého tektonického otřesu z 15.9.1995. Poloha jeho epicentra nebyla umístěna v epicentrální oblasti

u Jevíčka, ale byla posunuta více k ZSZ, do oblasti mezi Jevíčkem a Svitavami.

V roce 1998 byly zaregistrovány při s. ukončení boskovické brázy další dva tektonické otřesy, a to i vzdálenějšími stanicemi ÚFZ. Dostatečně kvalitní registrace seismického signálu na více stanicích umožnila přesnější lokalizaci jevů pomocí programu HYPO3D vyvinutého na Ústavu fyziky Země. Lokalizace epicenter obou jevů je rozdílná (viz tab.1 a obr.1).

Tektonický otřes z 10.5.1998 svým charakterem (vlnový obraz, rozdíl mezi časem příchodu Pg a Sg vlny) odpovídá tektonickým jevům lokalizovaným do vjv. okolí



Obr. 1 - Schematické znázornění poloh epicenter lokálních mikrozemětřesení z okolí Jevíčka a Poličky, které byly registrovány stanicemi ÚFZ.

Jevíčka v předchozích létech. Jeho epicentrum dobře souhlasí s již dříve uváděnými epicentry tektonických otřesů z ledna 1993 i dalších otřesů z let 1995-1997. Lokalizace programem HYPO3D jej klade pouze o několik kilometrů dále k SZ, z. od Biskupic. Tento rozdíl je pravděpodobně způsoben pouze menší přesností dřívějších lokalizací, poloha epicentra jevu z května 1998 se ve skutečnosti zřejmě výrazně neliší od ostatních dříve určených epicenter.

Oproti tomu souřadnice epicentra jevu z 25.11.1998 jsou zřetelně posunuty k ZSZ, až do z. okolí Poličky. Lokalizace tohoto tektonického otřesu se tedy zřetelně liší od lokalizací jevů z v. okolí Jevíčka. Otázkou byl vztah tohoto jevu k již zmíněnému otřesu z 15.9.1995, jehož epicentrum leží rovněž zsz. od epicentrální oblasti u Jevíčka. Časy příchodů Pg a Sg vln na stanice Vranov u Brna (VRAC) a Moravský Beroun (MORC) ukazují, že lokalizace epicentra otřesu z 25.11.1998 se jednoznačně liší také od lokalizace jevu z 15.9.1995. Vzdálenost

datum	čas	zeměpisná šířka	zeměpisná délka
5/10/98	22:39	16.7102	49.6515
11/25/98	2:36	16.2274	49.7300

Tab.1 - Souřadnice epicenter dvou tektonických otřesů z okolí Jevíčka a Poličky zaregistrovaných v roce 1998.

epicentra nově registrovaného jevu z 25.11.1998 od uvedených seizmických stanic je zřetelně větší. Otřes z listopadu 1998 tedy pochází z oblasti, kde dosud nebyla žádná seizmotektonická aktivita pozorována.

Lokalizace tektonického otřesu z května 1998 zpřesnila dosavadní znalosti o poloze epicentrální oblasti slabých tektonických otřesů u Jevíčka, současně lokalizace jevu z listopadu 1998 ukázala na existenci dalších míst tektonického neklidu v tomto regionu. Vztah otřesů z těchto dalších míst k jevům z blízkého okolí Jevíčka není dosud zcela zřejmý.

Literatura

Havíř, J. – Pazdírková, J. (1995): Série otřesů z okolí Jevíčka (leden 1993) a tektonické otřesy z Nížkého Jeseníku (listopad a prosinec 1994). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, II, 110. Brno.

VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO, PETROGRAFICKÉHO A GEOCHEMICKÉHO VÝZKUMU V PROSTORU SPELEOTERAPEUTICKÉ LÉČEBNY MLADĚČ

Results of geological, petrographical and geochemical study
in the speleotherapeutic sanatory at Mladeč

¹Jindřich Štelcl, ²Jiří Zimák

¹Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

²Katedra geologie PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

(24-21 Jevíčko)

Key words: Mladeč Karst, tectonics, limestone, soil, geochemistry, speleotherapy

Pro potřeby speoterapie jsou u Mladče využívány podzemní prostory, označované jako jeskyně "Ve štolě". Jde o vyraženou štolu, jejíž ústí je asi 300 m jižně od vrcholu Třesína (344,6 m), a jí zpřístupněný jeskynný systém.

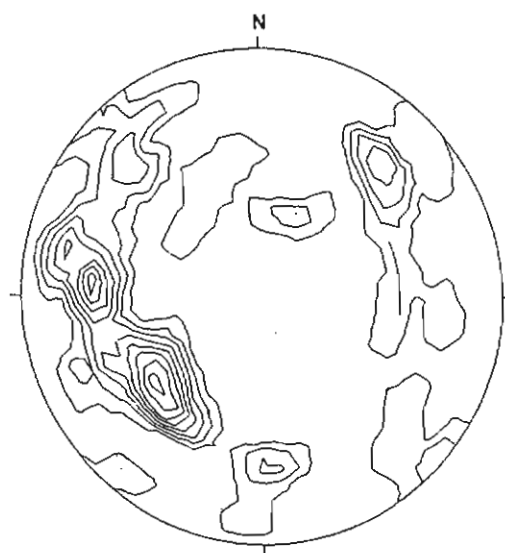
Štola je ražena do masivu Třesína nejprve SZ směrem v délce cca 200 m, v místě proniknutí do jeskynného systému se lomí k V (délka tohoto úseku je

zhruba 15 m) a dále pak pokračuje v délce cca 110 m k SSZ. Délka pacientům přístupných chodeb jeskynního systému je kolem 120 m. Průběh štoly a jeskynního systému je na obr. 1 naznačen hvězdičkami.

V dalším textu označujeme úvodní 200 m úsek štoly jako "štola I", cca 110 m dlouhý úsek směřující k SSZ jako "štola II".

Masiv Třesína je tvořen vilémovickými vápenci devonského stáří (givet, frasn), jejichž mocnost v okolí Mladče dosahuje několik set metrů (např. Dvořák 1994). Třesín má patrně povahu "bradla" (vytvořeného během variské tektonogeneze vyvlečením antiklinálních částí devonu do plastických kulmských sedimentů) a lze jej považovat za součást moravskoslezského bradlového pásma, definovaného Přichystalem (1996). V masivu Třesína je častým jevem zavrásnění kulmských břidlic do vilémovických vápenců (Otava 1997). Tento fenomén je pozorovatelný i v nejsevernější části štoly II za "Tělocvičnou" (v místě, kde dochází postupně k zavalování štoly kulmskými horninami, které zde mají povahu fylitických břidlic).

Masiv Třesína je silně porušen dislokacemi směru SZ-JV, tj. orientovanými konformně s labským lineamentem; méně výrazné jsou poruchy směru SSV-JJZ a VSV-ZJZ (Starobová 1978). Vrstvy vápenců zde mají



Obr. 1- Diagram pólů puklin ve vápencích (projekce horní hemisféry): štola I (horní polovina obrázku, počet měření 100), štola II (dolní polovina obrázku, počet měření 51).

Vzorek	9	15	20	36	57	75
Prachová + jílová frakce	51	55	62	62	78	69
Písečná frakce	48	44	37	35	22	30
Šterková frakce	1	1	1	3	0	1

Tab. 1 - Kvantitativní zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí ve studovaných vzorcích jeskynních hlín (v hmot. %).

podle citované autorky převážně směr SV-JZ a sklon 55-80° k SZ, místy jsou vertikální.

V rámci projektů GA/28/94 a PPŽP/870/1/98 "Ochrana přírodních zdrojů v krasových oblastech" (podpůrné projekty k projektu PHARE EC-HEA-10-cz) jsme v roce 1998 provedli geologický výzkum v prostoru speleoterapeutické léčebny, zaměřený zejména na sledování obsahů přirozených radioaktivních elementů v horninovém prostředí a na studium dislokací, které zde mohou hrát významnou roli při migraci radonu z podloží. Současně bylo v potřebném rozsahu prováděno petrografické a geochemické studium devonských vápenců a jeskynních hlín.

Výsledky strukturně geologického výzkumu, zaměřeného na sledování dislokací ve vápencích ve "štole I" a "štole II", jsou vyhodnoceny ve formě konturových diagramů (obr. 1). Zatímco ve "štole I" jsou dva výrazné systémy strmých dislokací směru SZ-JV a S-J a také četné horizontální pukliny, ve "štole II" dominují pukliny směru S-J až SZ-JV s úklonem přibližně 40-75° k Z, resp. JZ. Zjištěné rozdíly mezi oběma úseky jsou dokladem komplikované geologické stavby Třesína a celého regionu.

Vilémovické vápence v prostoru speleoterapeutické léčebny mají převážně světle šedou barvu, lokálně jsou středně šedé, v jiných úsecích šedobílé. Jsou převážně masívní, jen místy laminované. Vápence jsou tvořeny

vzorek	9	15	20	36	57	75
SiO ₂	60,66	65,43	72,78	60,25	67,25	72,09
TiO ₂	0,66	0,68	0,63	0,70	0,70	0,67
Al ₂ O ₃	16,48	14,66	11,07	16,44	13,93	11,72
Fe ₂ O ₃	7,10	5,45	4,16	6,54	5,16	3,90
MnO	0,33	0,10	0,17	0,16	0,13	0,23
CaO	1,06	1,12	1,06	1,29	1,12	1,06
MgO	0,94	1,11	0,71	1,16	0,93	0,71
K ₂ O	2,10	2,57	2,08	2,56	2,35	2,31
Na ₂ O	0,08	0,42	0,61	0,18	0,13	0,43
CO ₂	0,45	0,31	0,43	0,56	0,29	0,24
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,10	0,15	0,15	0,10
H ₂ O ⁻	2,56	1,98	1,56	3,11	2,03	1,65
H ₂ O ⁺	6,94	5,58	4,15	6,30	5,40	4,31
suma	99,56	99,54	99,51	99,40	99,57	99,42

Tab. 2 - Chemické složení jeskynních hlín. Obsahy všech komponent jsou uváděny v hmot. %; celkové množství Fe je vyjádřeno jako Fe₂O₃. (K analýzám byla použita písečná a prachová frakce; analytik P. Kadlec, PŘF MU Brno).

anizometrickými zrný kalcitu, jejichž protažení probíhá shodně s plochami foliace. Jde o mikrokrytalické vápence (dominují zrna 0,005 až 0,05 mm velká), které však někdy obsahují hojně shluky nepravidelného tvaru, tvořené středně až hrubě krystalickým kalcitem, jehož individua mají rozměry obvykle 0,2-0,5 mm, někdy až 3 mm. V některých úsecích jsou vápence prostoupeny hustou sítí bílých žilek hrubě zrnitého kalcitu. Ve většině vzorků vápenců byla ve výbrusech (pomocí polarizačního mikroskopu) zjištěna přítomnost nepatrného množství organické hmoty.

Souhrn výsledků parciálních chemických analýz devonských vápenců ze štoly I a II (analytik P. Kadlec, PŘF MU Brno, 9 analýz): CaO 55,08-55,66, MgO 0,25-0,35, FeO 0,02-0,06, MnO 0-0,01 a nerozpustný podíl 0,27-0,65 (hmot.%). Obsahy vybraných stopových prvků ve vápencích jsou uvedeny v tab. 3 (tyto analýzy byly provedeny v laboratořích ČGÚ Praha).

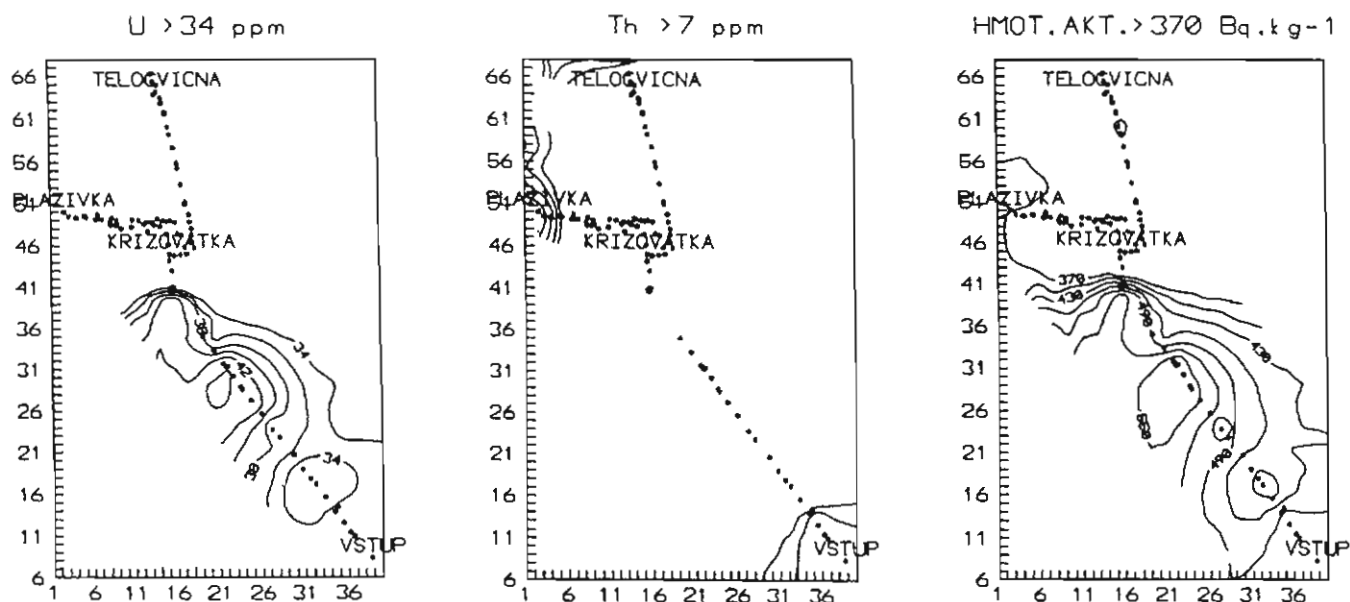
V celém prostoru speleoterapeutické léčebny se hojně vyskytují jeskynní hlíny, které zde tvoří výplň puklin, depresí, nesouvisle pokrývají dno chodeb v jeskynním systému a nacházejí se i na počvě štol. Jeskynní hlíny mají žlutohnědou, okrově hnědou, místy až oranžově hnědou barvu. Zrnitostně jsou velmi variabilní: podíl

vz.č.	devonské vápence					jeskynní hlíny					
	4	18	19	40	46	9	15	20b	36	57	75
As	0,5	0,3	0,2	0,3	1,1	16,6	13,3	10,0	22,1	12,7	10,0
Ba	4	6	5	10	4	207	134	150	153	124	149
Be	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	1,4	<0,8	<0,8	1,8	1,4	1,0
Bi	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	0,22	0,26	0,09	0,28	0,11	0,09
Cd	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	<0,8	<0,8	<0,8	<0,8	<0,8	<0,8
Co	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	19	10	24	11	13	13
Cr	42	44	42	42	42	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.
Cu	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	36	29	18	41	24	21
Li	0,9	0,9	1,4	1,4	0,9	14,9	20,0	9,8	22,3	15,3	15,8
Ni	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	55	34	36	31	30	29
Pb	16	14	15	13	14	30	21	30	27	22	19
Sb	0,11	0,15	0,13	0,11	0,08	0,88	0,64	0,59	0,77	0,70	0,60
Sr	132	137	136	167	146	22	21	12	20	16	10
Ti	<12	<12	<12	<12	18	42	144	192	84	138	174
V	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	38	42	25	38	23	26
Zn	3	4	4	5	4	102	81	52	107	84	69

Tab. 3 - Chemismus devonských vápenců a jeskynních hlín (obsahy v ppm).

frakce 2-10 mm (případně větší horninové úlomky byly při odběru vzorků odstraněny) je 0-3 %, podíl písčité frakce je 22-48 %, prachové a jílové frakce je 51-78 % (tab. 1).

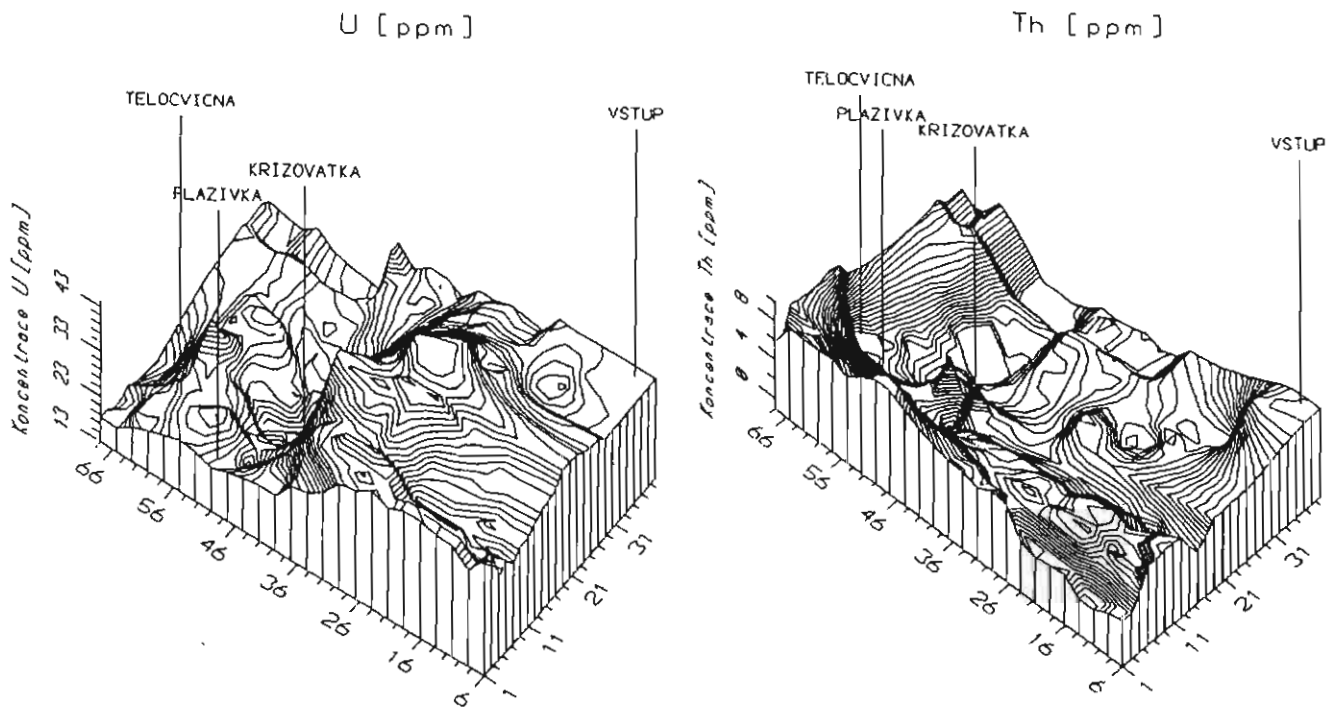
Zrnitostní frakce o velikosti nad 2 mm je, s výjimkou vzorku 57, součástí veškerého studovaného materiálu. V této frakci jsou přítomny drobné úlomky vzhledu a



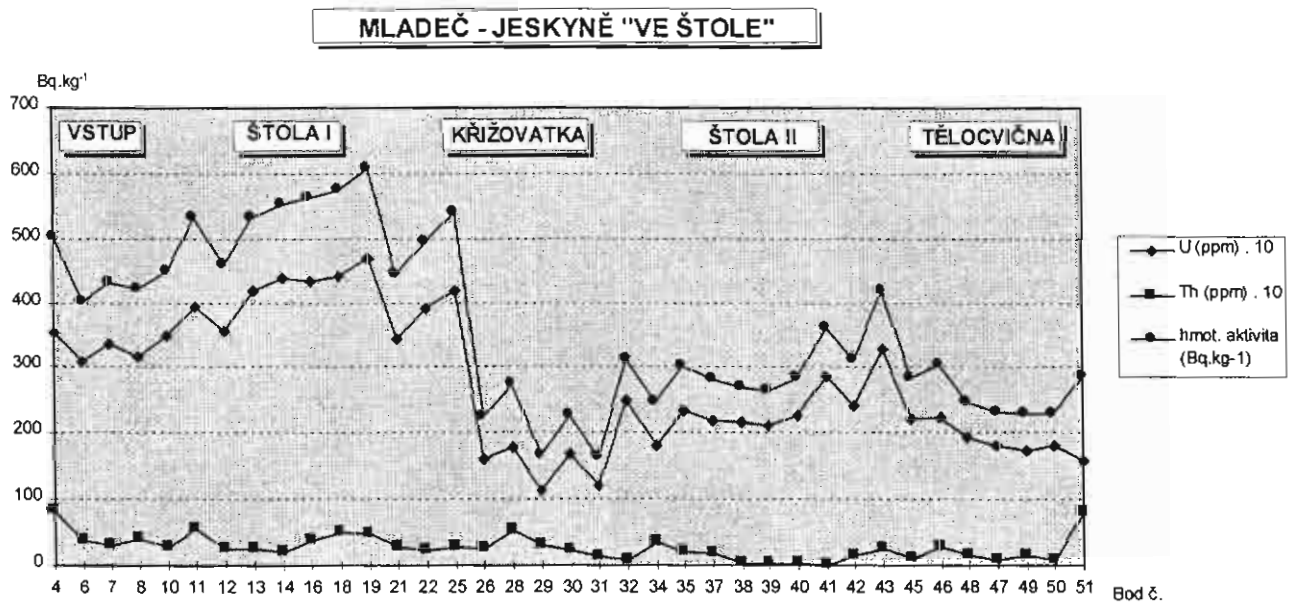
Obr. 2 - Distribuce obsahů U a Th a vypočtené hmotnostní aktivity v devonských vápencích (pro přehlednost uvedeny jsou obsahy U nad 34 ppm, obsahy Th nad 7 ppm a hodnoty a_m nad 370 Bq.kg⁻¹).

hornina	K (%)		U (ppm)		Th (ppm)		Th/U		a_m (Bq.kg ⁻¹)	
	rozpětí		rozpětí		rozpětí		rozpětí		rozpětí	
dev.vápence	0-1,3	0,3	8,4-46,9	24,7	0,2-10,2	2,9	0,01-0,45	0,13	125-608	328
kulm.břidlice	1,8		15,8		8,1		0,51		285	
jeskynní hlíny	0,3-3,1	1,6	16,6-47,5	28,3	2,2-21,2	12,3	0,12-0,85	0,46	246-678	455
spraše	2,5-3,5	3,0	24,8-29,7	27,3	15,3-23,1	19,7	0,52-0,86	0,69	497-544	521

Tab. 4 - Gamaspektrometricky stanovené obsahy draslíku, uranu a thoria, poměr Th/U a vypočtená hmotnostní aktivita (a_m) v různých typech sedimentů. Obsahy K a Th pod mezí detekce použitého přístroje uvádíme jako "nulové", pro výpočet poměrů Th/U byly tyto "nulové" obsahy nahrazeny hodnotou 0,03.



Obr. 3 - Prostorové diagramy distribuce gamaspektrometricky stanovených obsahů U a Th v devonských vápencích (izolinie nacházející se na obrázku mimo měřené profily jsou výsledkem počítačového vyhodnocení dat a nemusí být zcela v souladu s reálnou geologickou situací).



Obr. 4 - Gamaspektrometricky stanovené obsahy U a Th a vypočtené hodnoty a_m v devonských vápencích v profilu štolou I a II (hodnoty na vertikální ose jsou pro U a Th vyjádřeny desetinásobkem ppm, pro a_m v $Bq.kg^{-1}$).

vlastností velmi silně připomínajících jílovce žlutohnědé až okrově žluté barvy. Jejich velikost se ve většině případů pohybuje v rozmezí 3-5 mm. Tyto "jílovce" lze s největší pravděpodobností považovat za produkt počáteční diagenese jeskynních hlín. Ve vzorku 36 byly ve frakci nad 2 mm zjištěny také klasty žilného křemene a hornin makroskopicky připomínajících biotitové ruly. Výsledky silikátových analýz jeskynních hlín (tab. 2) ukazují na převahu křemene v minerálním složení všech studovaných

vzorků. V podstatném množství jsou zastoupeny jílové minerály (patrně montmorillonit, illit a kaolinit (?)). Karbonáty jsou přítomny jen v nepatrném množství. Převážná většina stanoveného železa je s největší pravděpodobností vázána na oxy-hydroxidy Fe.

V pacienty využívané části jeskynního systému a ve všech úsecích štol byla provedena gamaspektrometrická stanovení koncentrací K, U a Th v devonských vápencích, jeskynních hlínách, kulmských břidlicích a také v eluviích

a ve spraších v úvodní části štoly I. Pomocí gamaspektrometru GS-256 (výrobce Geofyzika Brno) bylo proměřeno celkem 92 "bodů" - výsledky jsou shrnuty v tab. 4. Výpočet hmotnostní aktivity a_m byl proveden postupem uvedeným ve zprávě Štelcl a Zimáka (1998).

Jednotlivé úseky ve studovaných podzemních prostorech se značně liší stanovenými obsahy U a Th a vypočtenými hodnotami a_m . Z obr. 2 a 3 je zřejmé, že jak obsahy uranu, tak i thoria v devonských vápencích jsou vysoké zejména ve vstupní chodbě do vlastní speleoterapeutické léčebny (tj. ve štole I, mezi vchodem a "Křížovatkou"). V části jeskyně, která je bezprostředně využívána pro pobyt pacientů, a také ve štole II (včetně "Tělocvičny") se koncentrace uranu a thoria snižují. Obdobné závěry lze vyvodit i z profilu, v němž jsou zahrnuty hodnoty hmotnostní aktivity v jednotlivých

úsecích podzemních prostor (obr. 4). Zatímco ve vstupní štole I se hmotnostní aktivita pohybuje výrazně nad limitní hodnotou 370 Bq.kg^{-1} , "pobyťová část" podzemních prostor (tj. prostor jeskynního systému a část uměle vyražené štoly od "Křížovanky" po "Tělocvičnu") je z hlediska úrovně hmotnostní aktivity výrazně podlimitní. Obdobný trend v distribuci U a Th lze konstatovat i v případech studovaných jeskynních hlín.

Na základě stanovených hodnot (viz tab. 3) lze v souladu s literárními údaji devonské vápence i jeskynní hlíny považovat za geochemickou facii nízkého poměru Th/U, která silně limituje tvorbu radonu v daném prostředí (spraše a eluvia v úvodní části štoly I vzhledem ke svému nepatrnému rozšíření nemohou celkovou přirozenou radioaktivitu zásadněji ovlivnit).

Literatura

- Dvořák, J. (1966): Hlavní výsledky orientačního výzkumu severní části Dražanské vrchoviny. - Zpr. geol. Výzk. v R. 1964, 182, Praha.
- Dvořák, J. (1994): Styk geologických struktur jesenického a dražanského regionu mezi Mohelnicí, Uničovem a Litovlí. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 30-31, Brno.
- Otava, J. (1997): Geologie paleozoika CHKO Litovelské Pomoraví, střední Morava. - Čas. Mor. muz., Sci. geol., 82(1997), 93-103, Brno.
- Pošmourný, K. - Coubal, M. (1993): Geologická a strukturní pozorování ve vilémovických vápencích v širším okolí lomu Skalka u Měrotína. - Zpr. geol. Výzk. v R. 1991, 119-120, Praha.
- Přichystal, A. (1996): Moravskoslezské bradlové pásmo. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1995, 113-118, Brno.
- Starobová, M. (1978): Hydrogeologie krasového území mezi Ludmírovem a Litovlí. - Geol. Průzk., 20 (1978), No. 7, 217-219, Praha.
- Štelcl, J. - Zimák, J. (1998): Výsledky gamaspektrometrických měření v Javoříčských jeskyních. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 112-115, Brno

VÝSLEDKY DETAILNÍHO PETROGRAFICKÉHO A GAMASPEKTROMETRICKÉHO VÝZKUMU VE VYBRANÝCH ČÁSTECH SPELEOTERAPEUTICKÉ LÉČEBNY NA 2. PATŘE LOŽISKA ZLATÉ HORY-JIH

Results of detailed petrographic and gamaspectrometric study in selected parts of the speleotherapeutic sanatory at the 2nd level of the deposit Zlaté Hory-South

¹Jiří Zimák, ²Jindřich Štelcl

¹Katedra geologie PŘF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

²Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(15-13 Vrbno pod Pradědem)

Key words: Zlaté Hory, speleotherapy, natural radioactive elements, petrography

Část důlních děl v úrovni 2. patra ložiska Zlaté Hory-jih je v současnosti využívána pro potřeby dětské speleoterapie. Geologickou charakteristiku této speleoterapeutické léčebny spolu s údaji o jejím mikroklimatu lze najít v práci Sase a kol. (1998). Zhodnocení obsahu a distribuce přirozených radioaktivních elementů v horninovém prostředí léčebny obsahuje zpráva Štelcla a Zimáka (1998). Z této zprávy je zřejmé, že gamaspektrometricky stanovené obsahy přirozených radioaktivních elementů (K, U a Th) jsou ve sledované části důlního díla relativně nízké. Pouze ve dvou úsecích, a to ve vstupní štolě a v "učebně" (spolu se sousední "místností sester"), jsou vypočtené průměrné hodnoty hmotnostní aktivity nad 200 Bq.kg⁻¹. Jen v jediném bodě ve vstupní štolě byla stanovena hmotnostní aktivita mírně nad limitní hodnotou 370 Bq.kg⁻¹. (Poznámka: V současně platné Vyhlášce SÚJB č. 184/1997 Sb. není uváděna tato limitní hodnota, avšak pouze směrné hodnoty hmotnostní aktivity pro jednotlivé druhy stavebních materiálů, při jejichž překročení nesmí být tyto uváděny do oběhu. Aplikace této vyhlášky na podmínky podzemních prostor ražených v horninovém prostředí tak není možná.)

Zatímco "učebna" je místem dlouhodobého pobytu pacientů, je vstupní štola využívána pouze k přesunu osob do prostorů vlastní léčebny. I když nelze ani v jednom z uvedených úseků považovat dlouhodobý pobyt pacientů za rizikový (ve vztahu k radioaktivitě horninového prostředí), byl v letech 1997-1998 v rámci projektů GA/28/94 a PŽP/870/1/98 "Ochrana přírodních zdrojů v krasových oblastech" (podpůrné projekty k projektu PHARE EC-HEA-10-cz) proveden detailní gamaspektrometrický a petrografický výzkum části vstupní štoly a jižní stěny "učebny".

Obsahy přirozených radioaktivních elementů byly gamaspektrometricky detailně sledovány v 122 m dlouhém úseku na severní stěně vstupní štoly (jde o úsek, v jehož

podstatné části byly zjištěny relativně vysoké koncentrace U a Th - viz Štelcl, Zimák 1998). Gamaspektrometrická měření byla provedena za použití přenosného terénního gamaspektrometru GS-256 se scintilačním detektorem (výrobce Geofyzika Brno). Měřené body jsou označeny čísly 201 až 262 (vzdálenost mezi měřenými body je 2 m). Zhruba 20 m dlouhý úsek (mezi body 216 až 225) je zapažen; gamaspektrometrická měření byla provedena i v tomto úseku a jejich výsledky v bodech 216 a 225 dokládají, že betonové zapažení vzhledem ke své malé síle výrazněji neovlivňuje spektrometricky stanovené obsahy K, U a Th v horninovém prostředí za ním.

Podle základní geologické dokumentace v měřítku 1:200, jež nám byla zapůjčena Rudnými doly Jeseník, je horninové prostředí ve sledovaném úseku vstupní štoly tvořeno chloritickými kvarcitickými břidlicemi, chloritickými kvarcity a rohovcovými kvarcity. Vzhledem k tomu, že námi prováděné makroskopické hodnocení hornin na stěnách štoly naznačovalo určitý nesoulad mezi realitou a zmíněnou geologickou dokumentací, byla provedena mikroskopická determinace hornin, založená

vzorek	201	204	210	212	232	238	254	257	261
křemen	37,75	23,80	45,10	56,60	15,35	44,60	84,35	94,15	85,40
muskovit	17,95	45,70	26,25	13,60	72,15	17,05	5,20	5,25	13,20
chlorit	1,00	11,45	-	-	2,95	30,20	0,50	-	-
karbonát	41,05	13,10	25,05	9,05	0,50	0,15	0,15	-	-
albit	1,15	-	-	-	-	-	-	-	0,20
Ba-zivec	-	-	-	-	-	-	0,30	-	-
opakní složka	0,45	2,85	3,35	17,05	7,35	5,60	8,75	0,45	0,85
rutil	0,65	3,10	0,25	0,05	1,70	2,40	0,75	0,15	0,35
sek. FeOOH	-	-	-	3,65	-	-	-	-	-

Tab. 1 - Modální složení hornin ve vstupní štolě.

201 - karbonátická muskovitická břidlice, 204 - karbonátická chlorit-muskovitická břidlice, 210 - karbonátická muskovitická břidlice, 212 - grafitická karbonátická muskovitická kvarcitická břidlice, 232 - grafitická muskovitická břidlice, 238 - muskovit-chloritická břidlice, 254 a 257 - kvarcit, 261 - muskovitický kvarcit.

na modálním složení. Výsledky planimetrických analýz jsou uvedeny v tab. 1.

Sledovaný profil lze rozdělit na dva petrograficky výrazně odlišné úseky. Úsek mezi body 254 a 262 je tvořen kvarcicity. V úseku vymezeném body 201 až 253 dominují různé typy břidlic, lokálně přecházejících až do kvarcitů; posouzení petrografických poměrů v zapaženém úseku jsme nemohli provést (podle starší geologické dokumentace jde "chloritické kvarcitické břidlice"; určité závěry o petrografii zapaženého úseku však umožňují gamaspektrometricky získaná data a také mechanické vlastnosti hornin, které si vynutily zapažení tohoto úseku).

Kvarcicity sledovaného úseku vstupní štoly jsou světle šedé masivní horniny rohovcovitého vzhledu. Makroskopicky jsou jejich foliační plochy jen nevýrazné. Jejich struktura je granoblastická (vz. 254 a 257), jen v partiích s lokálně vyšším podílem fylosilikátů přechází do lepidogranoblastické (vz. 261). Fylosilikáty jsou zastoupeny především muskovitem, k němuž někdy přistupuje chlorit (viz tab. 1). V akcesorickém množství jsou v kvarcitech přítomny kyselé plagioklasy (polysynteticky lamelovaná allotriomorfni zrna, někdy i "šachovnicový" albit) a také barnaté živce (snad jde o celsian); ojediněle byla zjištěna drobná allotriomorfni zrna s optickými vlastnostmi odpovídajícími barytu. Typickou akcesorií je rutil v podobě drobných zrníček a sloupečků, koncentrujících se v muskovitem bohatých páscích (v řadě případů jde o shluky drobných zrníček, která v některých případech vznikla prokazatelně rutilizací ilmenitu). Ojediněle byl zjištěn zirkon. Zastoupení opakní složky je velmi variabilní. Z nábrusů (ze vzorků 254 a 257) je zřejmé, že opakní složku tvoří sulfidické minerály (zastoupené pyrotinem a pyritem, problematická je přítomnost minerálu tetraeditové skupiny) a zcela ojedinělý ilmenit, silně postižený rutilizací.

Složení břidlic v úseku vymezeném body 201 až

vzorek	78	302	303	307	82	83
křemen	86,75	77,60	25,65	37,50	27,00	55,40
muskovit	1,60	2,65	56,45	6,40	36,60	31,60
chlorit	6,65	-	2,80	-	-	8,20
karbonát	0,05	1,75	0,25	55,65	28,20	2,05
opakní složka	4,60	18,00	14,10	0,40	6,25	1,40
rutil (+leukoxen)	0,35	-	0,75	0,05	1,95	1,35

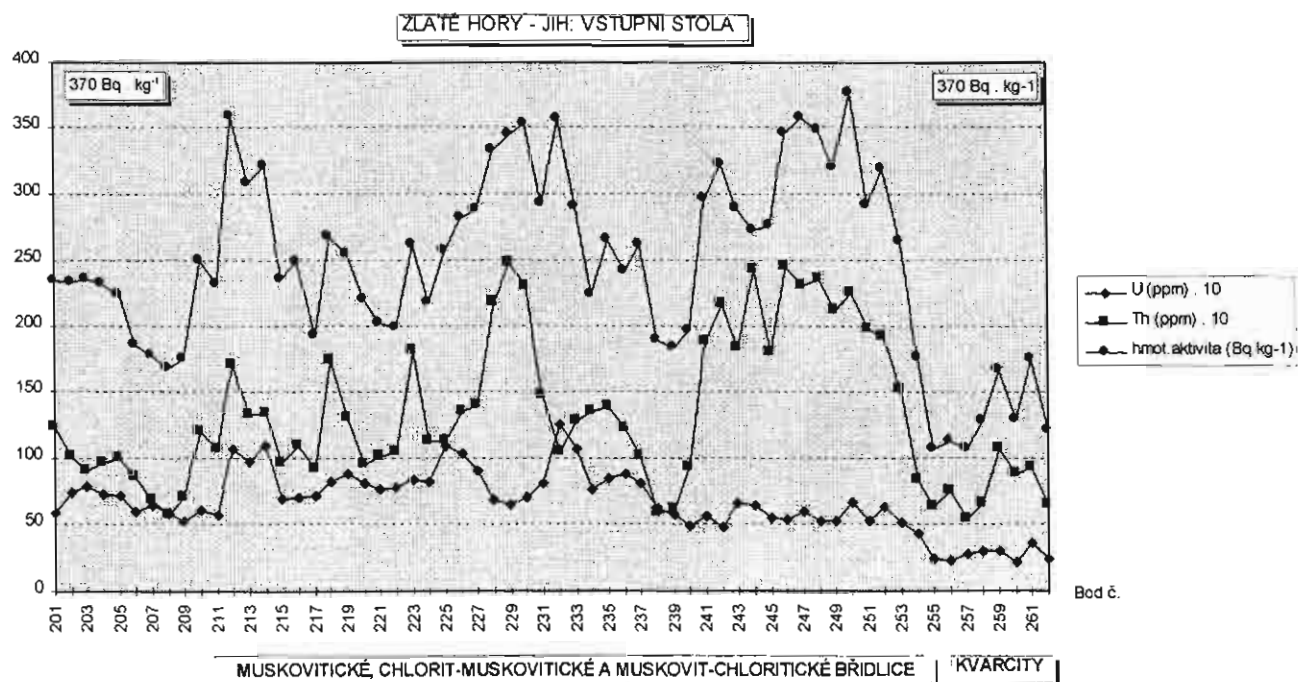
Tab. 2 - Modální složení hornin v jižní stěně "učebny". 78 - kvarcit, 302 - kvarcit, 303 - muskovitická břidlice, 307 - příměsí bohatý mramor, 82 - karbonátická muskovitická břidlice, 83 - muskovitická kvarcitická břidlice.

úsek	draslík (%)		uran (ppm)		thorium (ppm)		a_n (Bq kg ⁻¹)	
	rozpětí	prům.	rozpětí	prům.	rozpětí	prům.	rozpětí	prům.
I-celk.	1,7-6,7	3,6	2,1-12,6	6,6	5,3-24,7	13,2	99-461	247
I-kvarc.	1,7-3,1	2,3	2,1-4,3	2,8	5,3-10,7	7,6	99-191	136
I-břidl.	1,9-6,7	3,9	4,7-12,6	7,2	5,7-24,7	14,2	138-461	265
II-celk.	1,6-5,1	3,6	1,8-5,8	4,4	5,0-13,8	9,8	91-279	201
II-kvarc.	1,6-1,9	1,8	1,8-3,3	2,8	5,0-6,6	5,8	91-125	112
II-břidl.	3,4-5,1	4,1	3,4-5,8	4,8	8,0-13,8	10,8	174-279	223

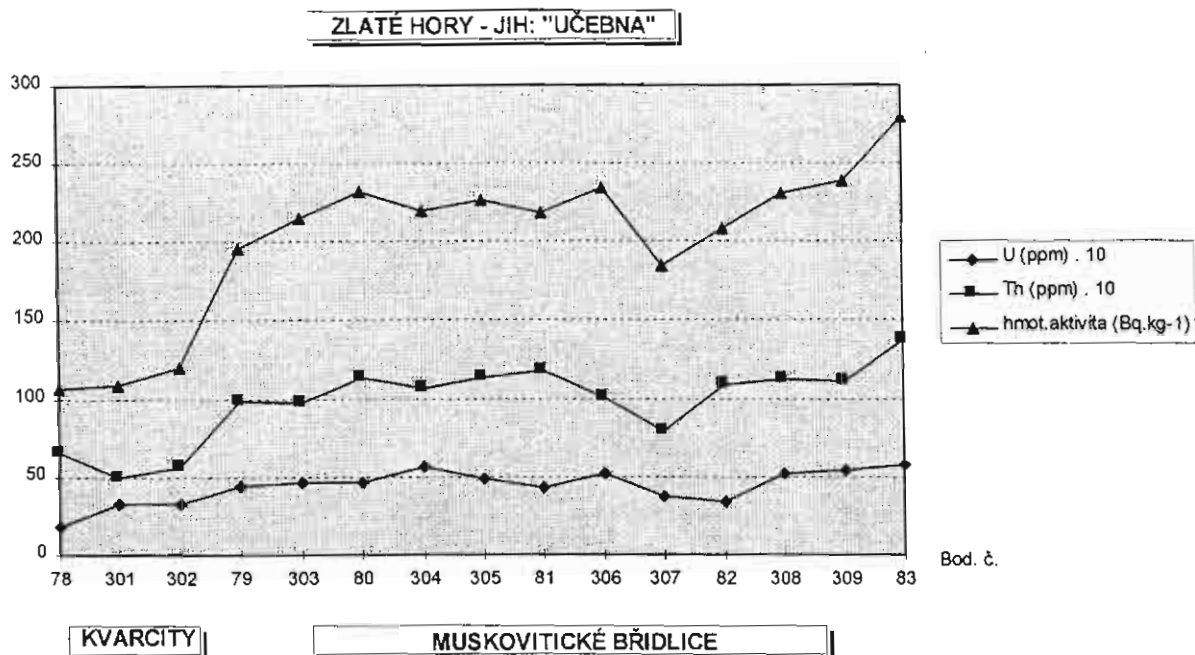
Tab. 3 - Obsahy přirozených radioaktivních prvků a vypočtená hmotnostní aktivita v detailně sledovaném úseku vstupní štoly (úsek I) a v jižní stěně "učebny" (úsek II).

253 je velmi variabilní. Přibýváním křemene tyto břidlice přecházejí do kvarcitických břidlic a lokálně až do kvarcitů, tvořících zde tělesa o mocnosti až několik dm. Barva břidlic ve sledovaném úseku je nejčastěji šedá až šedo zelená, šedočerná až téměř černá. Horniny mají velmi výraznou plošně paralelní texturu. Zejména šedočerné až černé břidlice (grafitické) jsou místy silně rozpadavé, což bylo důvodem k zapažení zhruba 20 m dlouhého úseku ve sledované části vstupní štoly.

Břidlice mají granolepidoblastickou nebo lepidogranoblastickou strukturu. Jsou výrazně páskované.



Obr. 1 - Výsledky detailního gamaspektrometrického měření obsahu přirozených radioaktivních prvků v profilu severní stěnou vstupní štoly (hodnoty na vertikální ose jsou pro U a Th vyjádřeny desetinásobkem ppm, pro a_n v Bq.kg⁻¹).



Obr. 2 - Výsledky detailního gamaspektrometrického měření obsahu přirozených radioaktivních prvků v profilu jižní stěnou učebny (hodnoty na vertikální ose jsou pro U a Th vyjádřeny desetinásobkem ppm, pro a_m v Bq.kg⁻¹).

Fylosilikáty jsou v těchto břidlicích zastoupeny především muskovitem, jen v některých úsecích je v podstatném množství přítomen chlorit a jen někdy chlorit kvantitativně převažuje nad muskovitem.

V jižní stěně "učebny" jsou přítomny kvarcité a různé typy muskovitických břidlic, které lokálně přecházejí do příměsí bohatých mramorů.

Kvarcité ve východní části jižní stěny "učebny" jsou světle šedé horniny rohovcovitého vzhledu. Mají granoblastickou strukturu. Fylosilikáty, zastoupené v různém poměru chloritem a muskovitem, jsou přítomny jen jako jejich vedlejší složka (viz tab. 2, vzorky 78 a 302). Ve velmi malém množství obsahují karbonát, někdy je v akcesorickém množství přítomen rutil a leukoxen. Celkové množství opakních minerálů (pyrhotinu, pyritu a ojedinělého sfaleritu) je velmi proměnlivé (až 20 %).

Složení břidlic v úseku mezi body 303 a 83 je velmi variabilní již při makroskopickém hodnocení. Přibýváním křemene tyto břidlice přecházejí do kvarcických břidlic a lokálně až do poloh kvarcítů, přibýváním karbonátů přecházejí do příměsí bohatých mramorů. Barva břidlic na stěně "učebny" je obvykle šedá, béžová nebo šedozeleň. Mají výraznou plošně paralelní texturu a granolepidoblastickou až lepidogranoblastickou strukturu. Fylosilikáty jsou v nich zastoupeny hlavně muskovitem. V muskovitem bohatých partiích se hojně vyskytuje rutil. Množství karbonátů velmi kolísá, což je zřejmé z údajů v tab. 2. Variabilní je i podíl opakních složky, která je

zastoupena hlavně pyritem, ojediněle pyrhotinem a sfaleritem. Asociaci opakních minerálů doplňuje ilmenit, jenž je velmi silně postižen rutilizací.

Z výsledků provedených gamaspektrometrických měření, které jsou shrnuty v tab. 3, je zřejmé, že obsahy přirozených radioaktivních elementů a vypočtené hodnoty hmotnostní aktivity (a_m) bezprostředně souvisí s modálním složením horninového prostředí. Jak ve vstupní štolě, tak i v jižní stěně "učebny" jsou nejnižší obsahy U a Th spjaté s kvarcité (viz obr. 1 a 2); jen mírně zvýšené jsou jejich koncentrace v muskovitických břidlicích. Je zajímavé, že v poloze příměsí bohatého mramoru (bod 307) jsou obsahy obou radioaktivních prvků o něco nižší než v okolních muskovitických břidlicích. Celé sledované úseky jsou označeny jako I-celk. a II-celk., jejich části tvořené kvarcité jako I-kvarc. a II-kvarc., části tvořené hlavně muskovitickými, chlorit-muskovitickými nebo muskovit-chloritickými břidlicemi jsou označeny jako I-břidl. a II-břidl. (viz tab. 3).

Detailní gamaspektrometrická měření v prostoru vstupní štoly a v "učebně", která je z hlediska pobytu některých skupin pacientů velmi exponovaná, prokázala, že koncentrace přirozených radioaktivních elementů jsou i zde relativně nízké, i když v rámci celé speleoterapeutické léčebny na 2. patře ložiska Zlaté Hory-jih byly v obou úsecích zjištěny jejich "anomálně vysoké" koncentrace a následně relativně vysoké hodnoty hmotnostní aktivity.

Literatura

- Sas, D. - Navrátil, O. - Sládek, P. - Surý, J. - Štelcl, J. - Zimák, J. (1998): Geologická a mikroklimatická charakteristika speleoterapeutické léčebny na 2. patře ložiska Zlaté Hory-jih. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 25(1995), Geology, 37-46. Brno.
- Štelcl, J. - Zimák, J. (1998): Zhodnocení obsahu a distribuce přirozených radioaktivních prvků v prostoru speleoterapeutické léčebny na 2. patře ložiska Zlaté Hory-jih. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 109-112. Brno.

