

# GEOLOGICKÉ VÝZKUMY

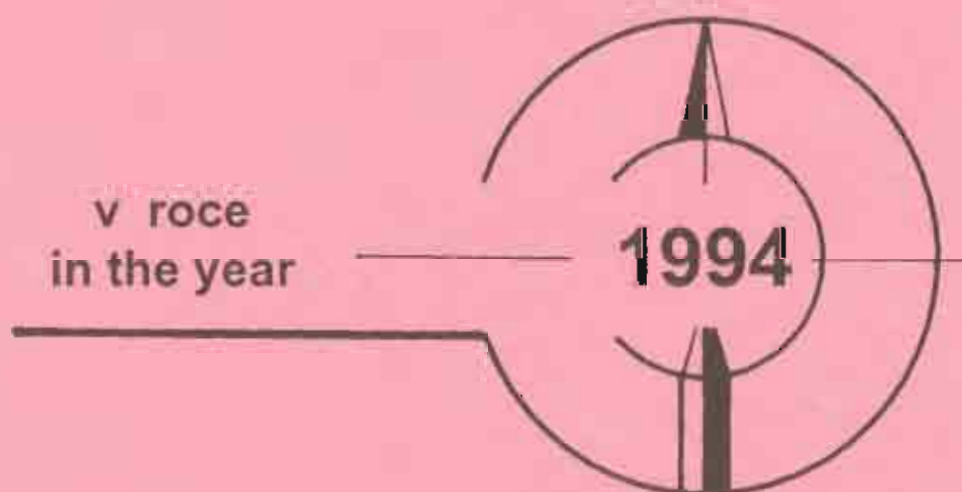
na Moravě a ve Slezsku

---

---

GEOLOGICAL RESEARCH

in Moravia and Silesia



Český geologický ústav  
Sekce geologických věd PřF Masarykovy university  
BRNO 1995



Autorský rejstřík

**KVARTER**  
**Quaternary**

**Hypr D.:**

Třídění fluviálních štěrků v jeskyních Moravského krasu metodou sdružovací analýzy  
Sorting of fluvial gravels in the caves of the Moravian Karst using the method of cluster analysis

2

**Janoška M.:**

Recentní vznik železitohlinitých konkréci na lokalitě Podhůra  
Recent origin of ferruginous concretions at the locality Podhůra

5

**Kadlec J.:**

Pliocenní a kvartérní sedimenty na mapovém listu 1:50 000 Jevíčko  
Pliocene and Quaternary sediments on the map sheet 1:50 000 Jevíčko

6

**Musil R.:**

Současný stav kvartérní biostratigrafie  
The Present Condition of the Quaternary biostratigraphy

7

**Vít J.:**

Jílové minerály fluviálních sedimentů severní části Moravského krasu  
Clay minerals of fluvial sediments in the northern part of the Moravian Karst

9

**MEZOZOIKUM A TERCIER**  
**ZÁPADNÍCH KARPAT**  
**The Mesozoic and Tertiary**  
**of the West Carpathians**

**Adamová M. - Krejčí O. - Přichystal A.:**

Neovulkanity východně od Uherského Brodu  
Neovolcanites east of the town of Uherský Brod

12

**Brzobohatý R.:**

Význam hlubokovodních makrouridů ve spodním badenu centrální Paratethydy  
Importance of the otolith-based record of macrourid fishes in the Lower Badenian of the Central Paratethys

16

**Bubík M.:**

Výskyt rodu *Eratidus* (Foraminifera) v eocénu moravského flyše  
Occurrence of the genus *Eratidus* (Foraminifera) in the Eocene of the Moravian flysch

17

**Bubík M. - Krejčí O. - Švábenická L.:**

Výsledky vrtu BJ-321 v Luhačovicích  
Results of the borehole BJ-321, Luhačovice

19

**Bubík M. - Stránil Z. - Švábenická L.:**

Nové stratigrafické výzkumy ve svrchní křídě zdounecké jednotky  
New stratigraphical research in the Upper Cretaceous of the Zdounek Unit

21

**Bubík M. - Stránil Z. - Švábenická L.:**

Výskyty svrchnokřídového pálavského souvrství v příležitostných odkryvech ve městě Mikulov  
Occurrences of the Upper Cretaceous Pálava Formation in the occasional outcrops in Mikulov town

24

**Hladilová Š.:**

Nové nálezy miocenních měkkýšů v podloží příkrovů vnějších Karpat u Franštátu pod Radhoštěm  
New finds of Miocene molluscs under the Outer Carpathian Nappes near Frenštát pod Radhoštěm

28

**Krejčí O.:**

Geologická stavba flyšového podloží vídeňské pánve  
Geology of the flysch basement of the Vienna Basin

29

**Krhovský J. - Hamršíd B. - Švábenická L. - Čech S.:**

Kdy byl vyhlouben nesvačilský a vranovický kaňon?  
When the Nesvačilka and Vranovice canyons were eroded?

32

**Nehyba S. - Petrová P.:**

Výskyt vulkanických zirkonů v diatomitech  
Occurrence of volcanic zircons in diatomites

35

**Novák Z. - Bubík M.:**

Miocenní výplň Žabovřeské kotliny ve světle nových poznatků z vrtu Žabovřesky HV-100  
Miocene filling of the Žabovřesky Depression in the light of new results from the borehole Žabovřesky HV-100

35

**PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU**  
**The Paleozoic of the Bohemian Massif**

**Bábek O.:**

Svahová karbonátová sedimentace ve spodním karbonu Drahanské vrchoviny  
Carbonate-slope sedimentation of the Lower Carboniferous of the Drahany Upland

39

**Bábek O. - Kalvoda J. - Melichar R.:**

Spodnokarbonské vápence při západním okraji brněnského masívu  
Lower Carboniferous limestones at the western margin of the Brno Massif

40

**Havíř J.:**

Předběžné výsledky deformační a paleonapětíové analýzy ve východní části Nizkého Jeseníku  
Preliminary results of the strain and the paleostress analysis in the eastern part of the Nizký Jeseník Highland

42

<b>Hladil J.:</b> Argumenty pro pravostrannou rotaci bloků ve variscidech Moravy - analýza faciálních disjunkcí devonu Arguments in favour of clockwise block rotation in Variscides of Moravia - analyzing the Devonian facies disjunctions	44
<b>Kalvoda J.:</b> Devonské pánve při okraji východní Avalonie na Moravě Devonian basins at the margin of Eastern Avalonia in Moravia	48
<b>Kalvoda J. - Bábek O.:</b> Příspěvek ke stáří spodní části rozstáňského souvrství (Drahanská vrchovina, Morava) Contribution to the age of the lower part of the Rozstání Formation (Drahany Upland, Moravia)	50
<b>Kalvoda J. - Otava J. - Hladil J. - Bábek O.:</b> Nové stratigrafické údaje z bouzovského a západodrahanského kulmu New stratigraphic data from the Bouzov and West Drahany Culm	51
<b>Krs M. - Hladil J. - Krsová M. - Pruner P.:</b> Paleomagnetický doklad pro variskou paleotektonickou rotaci moravských devonských hornin Palaeomagnetic evidence for Variscan palaeotectonic rotation of Moravian Devonian rocks	53
<b>Maštera L.:</b> Petrofacie ve spodnokarbonských drobách na severním okraji Drahanské vrchoviny Petrofacies in the Lower Carboniferous graywackes at the northern margin of the Drahany Upland	57
<b>Maštera L. - Otava J.:</b> Příspěvek k chemismu, petrografii a genezi paleozoických břidlic střední Moravy Contribution to the chemistry, petrography and genesis of Palaeozoic shales of central Moravia	61
<b>Melichar R.:</b> Tektonický význam boskovické brázd Tectonic significance of the Boskovice Furrow	64
<b>Nebyba S. - Mastalerz K.:</b> Sedimentologický příspěvek ke studiu račických a lulečských slepenců Sedimentological remarks to the Račice and Luleč conglomerates	66
<b>Otava J.:</b> Klastické granáty a chromity spodního karbonu Moravy a jejich provenience Clastic garnets and chromites from the Lower Carboniferous of Moravia and their provenience	69
<b>Slobodník M. - Muchez P. - Viaene W.:</b> Mikrotermometrické studium žilné mineralizace v kulmu u Domašova nad Bystřicí Microthermometric study of the vein mineralization in the Culm near Domašov nad Bystřicí (Nížký Jeseník Highland)	72

<b>Štelcl J.:</b> Výsledky petrologického výzkumu klastických sedimentů spodního karbonu ve vojenském výcvikovém prostoru Březina (střední Morava) Results of petrological research of clastic sediments of the Lower Carboniferous in the military training area at Březina (central Moravia)	73
<b>Tomášková A. - Přichystal A.:</b> Valouny vulkanitů z kulmských slepenců: pravděpodobná geotektonická pozice a možné zdrojové oblasti vulkanitů Pebbles of volcanic rocks from Culm conglomerates: geotectonic position and possible source areas of volcanics	75
<b>Zimák J.:</b> Výskyt křemen-kalcitových žil s barytem v Nové Vsi na Drahanské vrchovině Occurrence of quartz-calcite veins with barite near Nová Ves in the Drahany Upland	78

#### KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU Crystalline rocks of the Bohemian Massif

<b>Fediuková E.:</b> Grunerit - nový minerál metamorfitů Hrubého Jeseníku Grunerite - a new mineral for metamorphic rocks of the Hrubý Jeseník Mts. (North Moravia)	80
<b>Fediuková E. - Batík P.:</b> Minerály amfibolizovaného "eklogitu" z moldanubika poblíž morávní linie u Olbramkostela (jižní Morava) Minerals of the amphibolized "eclogite" from Moldanubicum near the Moravian Line at Olbramkostel (South Moravia)	81
<b>Fojt B. - Kopa D.:</b> Kalcit - barytová žila a její hominové prostředí z lokality Zámčisko, Hrubý Jeseník Calcite - barite vein and its rock - environment from the locality Zámčisko (Hrubý Jeseník Mts.)	83
<b>Hanžl P.:</b> Hornblendit ze šupiny sobotínského masívu jihovýchodně od Zámčiska Hornblendite from a slice of the Sobotín Massif SE of Zámčisko	84
<b>Hanžl P.:</b> Výsledky mapování kladeckého krystalinika pro mapu 1:50 000 Jevíčko Results of the geological survey of the Kladky Crystalline Unit for the map sheet 1:50 000 Jevíčko	85
<b>Hanžl P. - Němečková M.:</b> Předběžné výsledky mapování svinovsko-vranovského krystalinika pro mapy 1:50 000 Jevíčko a Mohelnice Preliminary results of the geological survey in the Svinov - Vranová Crystalline Complex for the map sheets Jevíčko and Mohelnice	86

**Houzar S.:**  
Grafitické kvarcity s vanad obsahujícími minerály  
v moravském moldanubiku  
Graphitic quartzites with vanadium-bearing minerals  
in the Moravian Moldanubicum 89

**Koverdinský B.:**  
Geologické využití příležitostných zemních prací na  
Šumpersku a Zábřežsku  
Geological usage of casual excavations in the Šumperk  
and Zábřeh region 91

**Losos Z. - Hladíková J. - Berka I.:**  
Díleči výsledky izotopického a mikrochemického studia  
sulfidů z brněnského masivu  
Results of the isotopic and microchemical study  
of sulphides from the Brno Massif 92

**Melichar R.:**  
Styk moldanubika a svrateckého krystalinika v okolí  
hadcového tělesa u Věžné  
Contact between Moldanubicum and the Svratka  
Crystalline Unit in the vicinity of the Věžná  
serpentinite body 94

**Melichar R.:**  
Vztah moldanubika, svrateckého a poličského  
krystalinika v rámci geologie východního okraje  
Českého masivu  
Relationship among the Moldanubicum, Svratka and  
Polička Crystalline Units within the framework of  
geology at the eastern margin of the Bohemian Massif 96

**Melichar R. - Špaček P.:**  
Nový nález fluoritu u Rakšic jz. od Brna a význam  
fluoritové mineralizace pro tektoniku brněnského  
masivu  
New fluorite locality in the vicinity of Rakšice SSW  
of Brno and the significance of fluorite mineralization  
for the Brno Massif tectonics 98

**Morávek R.:**  
Zpráva o geologicko-petrografických výzkumech  
v jižní části zábřežského krystalinika  
A report on geological and petrographical research  
in the southern part of the Zábřeh Crystalline Unit 100

**Novák M.:**  
Minerální asociace wollastonit + vesuvian v  
nedvědicích mramorech a její petrogenetický význam  
Mineral assemblage wollastonite + vesuvianite in the  
Nedvědice marbles and its petrogenetical signification 103

**Vávra V. - Losos Z.:**  
Nerztné asociace z lomu Mirošov u Strážku (západní  
Morava)  
Mineral assemblages from Mirošov quarry near Strážek  
(west Moravia) 104

## APLIKOVANÁ GEOLOGIE A PŘÍBUZNÉ OBORY

Applied geology and related sciences

**Dvorská J.:**  
Petroarcheologický výzkum raně středověké  
keramiky z Mikulčic-Valů  
Petroarchaeological research of Early Medieval  
ceramics from Mikulčice-Valy 107

**Havíř J. - Pazdírová J.:**  
Série otřesů z okolí Jevíčka (leden 1993) a tektonické  
otřesy z Nízkého Jeseníku (listopad a prosinec 1994)  
Series of earthquakes from surroundings of Jevíčko  
(January 1993) and tectonic tremors from the Nízký  
Jeseník Highland (November and December 1994) 110

**Hrádek M.:**  
Tektonické a gravitační tvary v údolí Jihlavy na  
jihovýchodním okraji Českého masivu  
Tectonic and gravitational landforms in the Jihlava  
river valley at the SE margin of the Bohemian Massif 111

**Ivan A. - Kirchner K.:**  
Některé vztahy mezi reliéfem a geologickou stavbou  
v Národním parku Podyjí  
Some relationships between relief and geological  
structure in the Podyji National Park (South Moravia) 113

**Kelit K. G. - Novotná J.:**  
Stanovení optimálního využití podzemních vod  
v jímacím území Moravské Bránice  
Determination of ideal use of the ground water in the  
intake area at Moravské Bránice 114

**Přichystal A. - Strnad M.:**  
Doklad o používání ohně v období cromerského  
komplexu na Stránské skále v Brně  
Evidence of fire using at the Stránská skála site in  
Brno during the Cromer Complex 115

**Šteffan M.:**  
Sádrovec ve Zbrašovských aragonitových jeskyních  
Gypsum in the Zbrašov Aragonite Caves 117

**Večeřa J.:**  
Předběžné výsledky kategorizace pozůstatků dolování  
ve Zlatých Horách  
Preliminary results of the categorization of the  
remnants after ancient mining in Zlaté Hory 118

### Nabídka publikace

Geologická a přírodovědná mapa CHKO a BR Pálava  
Z. Stránilík 120

## Autorský rejstřík

Adamová M.	12	Losos Z.	92, 104
Batík P.	81	Mastalerz K.	66
Bábek O.	40,50, 51	Maštera L.	57, 61
Berka I..	92	Melichar R.	40, 64, 94, 96, 98
Brzobohatý R.	16	Morávek R.	100
Bubík M.	17, 19, 21, 24, 35	Muchez P.	72
Čech S.	32	Musil R.	7
Dvorská J.	107	Nehyba S.	35, 66
Fediuková E.	80, 81	Němečková M.	86
Fojt B.	83	Novák M.	103
Hamršímid B.	32	Novák Z.	35
Hanžl P.	84, 85, 86	Novotná J.	114
Havíř J.	42, 110	Otava J.	51, 61, 69
Hladil J.	44, 51, 53	Pazdírová J.	110
Hladilová Š.	28	Petrová P.	35
Hladíková J.	92	Pruner P.	53
Houzar S.	89	Přichystal A.	12, 75, 115
Hrádek M.	111	Slobodník M.	72
Hlypr D.	2	Stráník Z.	21, 24, 120
Ivan A.	113	Strnad M.	115
Janoška M.	5	Špaček P.	98
Kadlec J.	6	Šteflán M.	117
Kalvoda J.	40, 48, 50, 51	Štecl J.	73
Kelit K.G.	114	Švábenická I..	19, 21, 24, 32
Kirchner K.	113	Tomášková A.	75
Kopa D.	83	Vávra V.	104
Koverdýnský B.	91	Večeřa J.	118
Krejčí O.	12, 19, 29	Vít J.	9
Krhovský J.	32	Viaene W.	72
Krs M.	53	Zimák J.	78
Krsová M.	53		

# **KVARTÉR**

Quaternary

# TŘÍDĚNÍ FLUVIÁLNÍCH ŠTĚRKŮ V JESKYNÍCH MORAVSKÉHO KRASU METODOU SDRUŽOVACÍ ANALÝZY

Sorting of fluvial gravels in the caves of the Moravian Karst using the method of cluster analysis

(24-23, Protivanov; 24-41, Vyškov)

**Dušan Hypr**

Burešova 2, 602 00 Brno

*Key words: caves of the Moravian Karst, fluvial gravels, cluster analysis*

Metoda sdružovací analýzy byla využita pro třídění fluviálních štěrků z jeskyní s. části Moravského krasu a z jeskyní Jedovnického potoka ve střední části Moravského krasu.

Volba charakteristik pro sdružovací analýzu byla provedena po zhodnocení valounových analýz a statistickém rozboru morfologických vlastností valounů. Byla zvážena možnost použití dat o obsazích těžkých minerálů a další kritéria.

Dosud provedené valounové analýzy potvrzují existenci nejméně tří mohutných sedimentačních cyklů I, II a III. Cykly I a II jsou starší a štěrky cyklu III odpovídají údolní terase stářím vurm - holocén. Hodnocení fluviálních štěrků pomocí valounových analýz přineslo výsledky, které vždy v určité úrovni obsahují nejistotu v otázce stanovení příslušnosti vzorkovaného štěrku k sedimentačním cyklům.

Hodnocení morfologických vlastností valounů štěrkového materiálu podává informaci spíše o dynamice fluviálního procesu a k otázkám klasifikace štěrku prakticky nepřispělo. Hodnocení podle velikosti valounů je sporné s ohledem na výskyty hrubších štěrků především na bázi akumulací a na metodiku vzorkování. Podrobným zpracováním parametru plochosti nejčastěji zastoupených valounů drob ve vzorcích ze s. části Moravského krasu a Smimov - Kolgomorovovým testem nebyla prokázána možnost rozlišení sedimentačních cyklů podle tvaru valounu.

Malé množství informací o asociacích těžkých minerálů prozatím neumožnilo tyto údaje do analýzy zařadit.

Z dalších kritérií byly zvoleny příslušnost k jeskynní úrovni (jeskynní úrovně stanoveny podle Hypra 1981) a stupeň zvětrání štěrkového materiálu. Pozici štěrku v jeskynní úrovni jako důležitou ve vztahu ke stáří štěrku považovali Glozar (1979) i Příbyl (1988) a rozdíl ve stupni zvětrání valounového materiálu popisoval Glozar (1979).

Do hodnocení bylo zařazeno celkem 98 vzorků. Mimo vlastní zpracované vzorky byly pro hodnocení použity údaje Příbyla (1973) a Glozara (1979).

V první fázi byl výběr zúžen pouze na reprezentanty sedimentačních cyklů I a II (60 vzorků). Byla provedena hierarchická sdružovací analýza Ward - Wishardtova a nehierarchické fuzzy sdružování.

Podobnostní matice dat byla sestavena podle následujících charakteristik: obsah valounů drob, obsah valounů břidlic, obsah valounů žlutohnědých siltovců, obsah sumy valounů křemene, křemenců a rohovců, příslušnost k jeskynní úrovni a stupeň zvětrání valounového materiálu. Data byla standardizována průměrem a směrodatnou odchylkou.

V dendrografu po provedení Ward - Wishardtovy sdružovací analýzy lze rozlišit 5 základních shluků. V prvním shluku se k sobě přidružily vzorky řazené k cyklu II. Výraznou podskupinu tvoří vzorky z prostoru Amatérská - Punkevní jeskyně a část vzorků oblasti Rudické propadání - Býčí skála (část vzorků s obsahem valounů drob větším než je obsah valounů břidlic). Podtyp prvního shluku dále tvoří podskupina řazená k cyklu II, reprezentující oblast Holštejna a Jedlí a smíšená podskupina se vzorky štěrku obou starších cyklů oblastí Rudické propadání - Býčí skála a Punkevní jeskyně. Druhý shluk převážně zastupují vzorky z oblasti Sloupu a vývěrové oblasti Punkvy řazené k cyklu I. Připojují se k nim vzorky zastupující oba starší sedimentační cykly z širšího regionu; jsou to vzorky z ponorové oblasti Holštejna (ty, které mají vysoký obsah valounů drob na úkor břidlic), vzorky z Šamalíkových jeskyní, Kůlny, Písečné Podmůstkové jeskyně a dokonce vzorky z oblasti Domínka, Císařská jeskyně a Vintoky. Třetí shluk reprezentují vzorky řazené k cyklu I z oblasti Holštejna a jeskyně Dagmar (ty, které mají relativně vyšší obsahy břidlic), čtvrtý shluk vzorky odpovídající cyklu I z jeskyně Býčí skála a pátý shluk část vzorků z jeskyně Býčí skála odpovídající cyklu II (s obsahem většího množství valounů břidlic než drob).

Fuzzy sdružovací analýza byla po zhodnocení matice dat sdružených Ward - Wishardtovou analýzou počítána pro 3, 4, 5 a 7 shluků s koeficientem rozmazání  $f = 1.25$  a  $f = 1.5$ . Vzniklé shluky nebyly setříděny způsobem umožňujícím logickou interpretaci a navržena řešení jen v minimální míře odpovídala výsledkům Ward - Wishardtovy analýzy.

Ve druhé fázi byla použita sdružovací analýza - metoda pár - skupinová. Soubor byl doplněn o antropogenně kontaminované recentní štěrky z jeskyní Jedovnického potoka. S ohledem na rozsah matice dat byl původní soubor redukován na 48 vzorků. Pokud byly na jedné lokalitě dva totožné vzorky, pak byly pojaty jako

jediný reprezentant typu a lokality. Vzorke byly hodnoceny na úrovni alternativní proměnné sedmi znaky (charakteristikami). Sdružovací analýza byla provedena na podkladě Sokal - Michenerova asocičního koeficientu. Použity byly tyto charakteristiky:

- obsah valounů drob je větší nebo menší než obsah valounů břidlic

- poměr obsahu valounů drob ku obsahu valounů břidlic  $\geq 10$  nebo  $< 10$  (kritérium pro stanovení hodnoty znaku bylo zvoleno podle histogramu četností lognormálního rozdělení sledované veličiny. Hranicí byla zvolena hodnota poměru 10, která odlišuje interval s nejvyšší četností od ostatních případů)

- přítomnost (významný obsah) nebo nepřítomnost valounů žlutohnědých prachovec

- obsah křemene, křemence a rohovec je v součtu  $\geq 4\%$  nebo  $< 4\%$  (kritérium pro stanovení hodnoty znaku bylo zvoleno podle histogramu četností lognormálního rozdělení sledované veličiny)

- přítomnost či nepřítomnost valounu strusky nebo cihel (pro ověření schopnosti metody rozlišit tyto sedimenty - vzorkováno pouze v jeskyních Jedovnického potoka)

- stupeň zvětrání valounového materiálu, většina valounů silně zvětralá nebo zvětralé valouny jako příměs

- pozice vzorku s ohledem na jeskynní úroveň, horní úroveň nebo spodní úroveň (včetně jejího zmlazení, které má v severní části Moravského krasu charakter nejnížší jeskynní úrovně).

Dendrogram sdružovací analýzy je uveden na obr. č. 1. Dendrografy obou sdružovacích metod mají obdobný charakter ale dendrogram pár - skupinové sdružovací analýzy poskytuje více informací. Nabízí možnost třídění fluvialních šterků tří hlavních akumulacích cyklu na následující typy:

### Sedimentační cyklus I

(pravděpodobně stáří günz - cromer, tuřanská terasa)

A) Sloup (včetně horní úrovně vývěrové oblasti Punkvy). Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je větší než 10, podstatné množství valounů je silně zvětralé. Sloupská oblast má obsah křemene včetně křemence a rohovec menší než 4%, vývěrová oblast větší jak 4%.

B) Amatérská - Punkevní. V rámci sedimentačního cyklu I se samostatně nevyčleňuje a je totožný s typem Sloup. Chybí zde žlutohnědé prachovce typu Holštejn - Ostrov.

C) Holštejn - Ostrov. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je menší než 10, ale hodnotě 10 blízka. Značné množství valounů je silně zvětralé. Typický je obsah žlutohnědých jílovito - písčitých prachovec. Obsah křemene, křemence a rohovec je nízký, ojediněle se blíží ke 4%. Oblasti Holštejna a Ostrova jsou si velmi podobné, ale na dendrografu dobře rozlišitelné. Obsah prachovec v oblasti Holštejna není podmínkou a zřejmě zde existují dva podtypy.

D) Rudice - Býčí skála. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je menší než 10, ale hodnotě 10

blízká, valouny jsou vesměs silně zvětralé, obsah křemene včetně křemence a rohovec je větší než 4%.

### Sedimentační cyklus II

(pravděp. stáří riss - spodní část cemu, modřická terasa)

A) Sloup. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic kolísá těsně kolem hranice 10, valouny nejsou výrazně zvětralé. Obsah křemene křemenců a rohovec je minimální (0-4%).

B) Amatérská - Punkevní. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je menší nebo těsně při hranici 10, obsah křemene, křemenců a rohovec se pohybuje kolem 4%, obsah silně zvětralých valounů dosahuje max. 5%.

C) Holštejn - Ostrov. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je menší než 10 a kolísá kolem 1. Nepodstatná je příměs silně zvětralých valounů, významný je obsah žlutohnědých jílovito-písčitých prachovec (10-25%). Obsah křemene, křemenců a rohovec je pod 4%.

D) Rudice - Býčí skála. Hodnota poměru obsahu valounů drob a břidlic je menší než 1, břidlice jsou v převaze. Obsah zvětralých valounů je minimální. Obsah křemene, křemenců a rohovec je větší než 4%.

### Sedimentační cyklus III

(stáří würm - holocén, údolní terasa)

typy: recentní šterky s obsahem antropogenního materiálu

würmské a subrecentní šterky

Fluvialní šterky sedimentačního cyklu III zůstaly při hodnocení poněkud stranou. Bylo to způsobeno snahou prověřit především oprávněnost vymezení starších sedimentačních cyklů I a II. Rozlišení části šterků údolní terasy od sedimentačního cyklu II zůstává v severní i střední části Moravského krasu problematické. Vzorke z jeskyní Jedovnického potoka přiřazené k prvnímu shluku Ward - Wishardtovou sdružovací analýzou lze po srovnání s výsledky pár - skupinové strategie sdružování a po zpětném pohledu na lokalizaci vzorků považovat nejspíše za šterky údolní terasy. Šterky s antropogenní příměsí v dendrografu tvoří samostatný shluk (označený III D).

V jeskyních Jedovnického potoka se jeví rozlišení šterku sedimentačních cyklů I a II jako téměř bezproblémové.

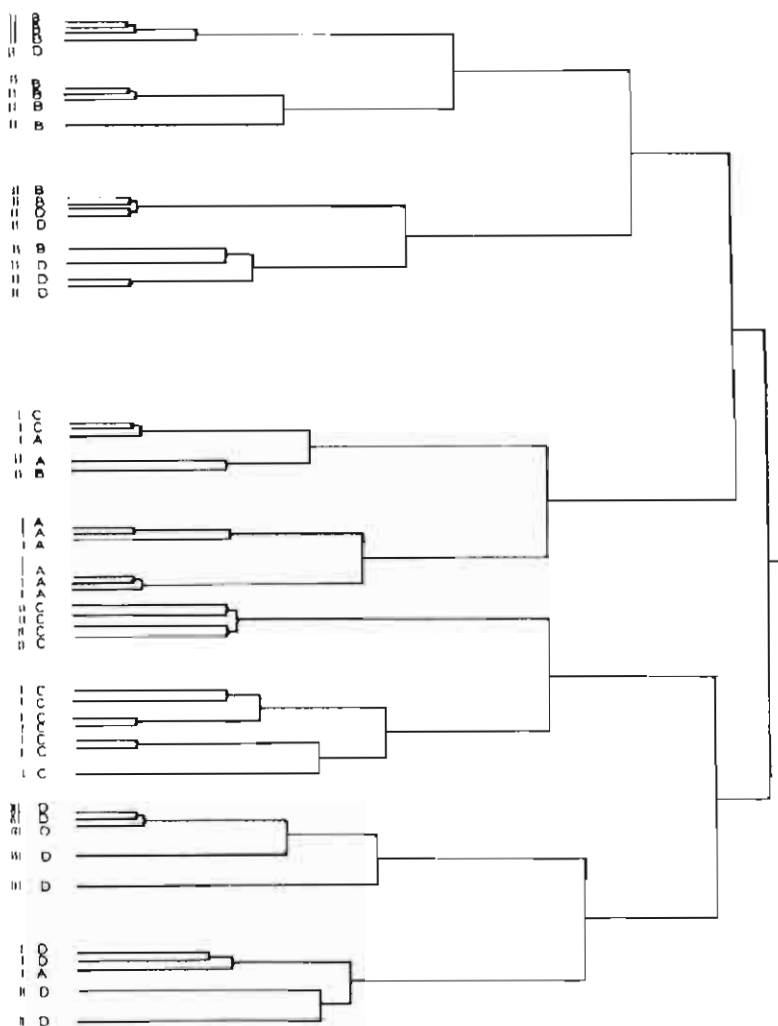
V severní části Moravského krasu jsou v ponorových oblastech sloupské a holštejnské navzájem odlišné fluvialní šterky sedimentačního cyklu I. Za oblastí teoretického "paleosoutoku" toků z obou ponorových oblastí jsou šterky ve vývěrové oblasti Punkvy velmi podobné až totožné s typem Sloup a typ Holštejn se v nich výrazně neprojevuje. To souvisí s dynamikou kvartérních procesů, charakterem jeskynních úrovní a geomorfologickým vývojem celé krasové krajiny. Ze spodní jeskynní úrovně a jejího zmlazení byla výplň tvořena sedimenty sedimentačního cyklu I odnesena a případné relikticky nebyly dokumentovány. Skutečnost, že zde sedimenty sedimentačního cyklu I byly uloženy, vyplývá z analogie se systémem jeskyní Jedovnického



potoka. V horní jeskynní úrovni je situace jiná. V době vzniku uložení sedimentačního cyklu I existovala většina dnes známých částí horní úrovně v reliktech (podobně jako je tomu nyní) a nebyla to již tedy úroveň se souvislými podzemními komunikacemi (Hypr 1981).

Řečiště náležející sedimentačnímu cyklu I se přidružil k sedimentům Jedovnického potoka téhož cyklu. Uvedené vzorky postrádají podíl prachovec typu Holštejn - Ostrov. Lze zde spatřovat určitý nedostatek sdružovací analýzy, vzniklý postupným obsazováním sloupců a řad matice dle podobnosti, ale na druhou stranu i možnost zpětného hodnocení vzorků, jejichž podobnost je bez sdružovací analýzy nepostižitelná. Popisovaná skupina vzorků patrně představuje chybějící článek spojující ponorovou oblast u Holštejna s pokračování sloupského paleotoku. Prokazuje totiž existenci podtypu štěrků holštejnské oblasti, který se objevuje po zaplnění primárních ponorů a po přelivu toku do Suchého žlebu v jeskyni Liščí a který lze očekávat v dosud neznámé komunikaci jeskynního systému horní úrovně směřující k sloupské větvi a do vývěrové oblasti. Vztah obou podtypů holštejnského typu v rámci jediného sedimentačního cyklu nebyl řešen, ale je možné, že jsou v superpozici a relativně mladší podtyp s absencí prachovec ukončuje akumulaci štěrku sedimentačního cyklu I.

Navzájem odlišné štěrky ponorových oblastí Sloupska a Holštejna náležející do sedimentačního cyklu II, tvoří po "paleosoutoku" v Amatérské jeskyni typ Amatérská - Punkevní, který má o něco větší podobnost s typem Sloup než s typem Holštejn. Prokazatelný je přeliv toků po zaplnění jeskynního systému a primárních ponorů do pokračujících říčních krasových údolí. Štěrk sedimentačního cyklu II z oblasti Ostrova lze očekávat v neznámém systému směřujícím do oblasti



Obr. 1. Dendrogram znázorňující vztahy mezi vzorky fluválních štěrků v severní části Moravského krasu a jeskyních Jedovnického potoka (metoda pár - skupinová): I, II, III - příslušnost k sedimentačnímu cyklu; A, B, C, D - příslušnost k typu štěrku (viz text). Pozn.: Dendrogram má proporce vzdálenosti dle podobnosti v horizontálním i ve vertikálním směru

K sedimentaci na řadě lokalit mohlo dojít po zaplnění spodní jeskynní úrovně a jejích primárních ponorů až po přelivu toku do povrchových krasových údolí a v souvislosti s růstem normální terasové akumulace v údolích. Skupina vzorků z lokalit Hladomorna, Liščí a U čtyř věhodů (Vavřínecké paleoponory) jeví značnou podobnost ke sloupským štěrům cyklu I a II a zjevně náleží sedimentačnímu cyklu I. Dále vzorek z lokality

jeskyně Kateřinské a Malého výtoku.

Bližší rozbor vnitřních vztahů zobrazených v dendrografech, podrobnější komentář k výsledkům valounových analýz, prezentace výsledků a komentář k statistickému zpracování morfologických charakteristik valounů, stejně tak jako diskuze k hypotéze přiřazení cyklu k terasovému systému brněnské oblasti, představují rozsáhlý materiál přesahující rámec této publikace.

#### Literatura

- Glozar P. (1979) Studium sedimentů vyšší jeskynní etáže mezi Macochou a jeskyní Řečiště. - Diplomová práce. MS Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Brno.  
 Hypr D. (1981). Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. - Sbor. Okr. Muz., XII, 65-79, Blansko.  
 Příbyl J. (1973). Paleohydrography of the caves in the Moravský kras (Moravian karst). - Studia geographica, 28, 1-64, Brno.  
 Příbyl J. (1988) Paleohydrografický vývoj a morfoloženika severní části Moravského krasu a Amatérské jeskyně. - Rozpravy ČSAV, řada mat. a přír. věd., roč. 98, sešit 1, 34-73. Academia Praha.

# RECENTNÍ VZNIK ŽELEZITOHLINITÝCH KONKRECÍ NA LOKALITĚ PODHŮRA

Recent origin of ferruginous concretions at the locality Podhůra

(25-13, Přerov)

**Martin Janoška**

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

*Key words: ferruginous concretions, recent origin*

Pozoruhodné železitohlinité konkrece se vyskytují v prostoru velkolomu Podhůra 2,5 km jižně od Lipníka nad Bečvou. Lom je založen v kulmských horninách kry Maleniku. Flyšový horninový komplex náleží k hradeckokyjovickému souvrství, převládají zde droby prokládané častými polohami slepenců, méně pak polohami břidlic.

Výskyt konkrecí je prostorově omezen na eluvium nad nejsvrchnější etáží lomu, které bylo obnaženo před několika lety v důsledku odstranění lesního pokryvu při postupném rozšiřování lomu. Celý obnažený prostor je silně rozrušen činností související s provozem lomu, eluvium je srovnáno buldozerem a rozbrzděno koly těžkých aut. Obnažené eluvium má laterálně proměnlivý charakter, střídá se typ psefiticko-psamitický s jílovitým. Konkrece se vyskytují pouze v pórovitém, propustném eluviu s převahou psefiticko-psamitické složky v hloubce 5 - 15 cm pod jeho dnešním povrchem. V jílovitém eluviu nebyly konkrece nalezeny.

Tvary konkrecí jsou velmi proměnlivé, většinou zcela nepravidelné a nesouměrné. Některé konkrece jsou omezeny víceméně rovnými plochami, jejichž průběhy kopírují směry prasklin v eluviu vznikající v suchém období. Velikost konkrecí je rovněž velmi proměnlivá, v nejkratších směrech dosahuje minimálně 5 cm, v nejdelších směrech až 30 cm.

Konkrece jsou tvořeny oxy-hydroxidy železa, jejich barva je hnědorezavá. Povrch je drsný, pórovitý, jsou na něm přítomny drobné úlomky minerálů a hornin, patrný jsou i jejich otisky. Uvnitř konkrece je dutina, vyplněná rezavě hnědým jílovitým materiálem, která je vnitřně rozčleněna přepážkami a vyzdobena limonitovými povlaky a krápníky. Pevná část konkrece představuje vlastně vnější obal jílovité hmoty. Mocnost obalu činí maximálně 1,5 cm a některé konkrece při třesu chřestí.

Vznik konkrecí je spjat se zvětrávacími procesy. Trojmocné železo uvolněné při rozpadu struktur horninotvorných minerálů není díky své malé schopnosti mobility vynášeno ze zóny zvětrávání, ale naopak se v ní hromadí a dochází k jeho koncentraci. Za vhodné kombinace příznivých geochemických podmínek dochází k vysrážení trojmocného železa ve formě oxy-hydroxidů.

Nezbytné podmínky pro vznik konkrecí na lokalitě Podhůra jsou tyto:

- 1) vhodné minerální a chemické složení zvětrávacích hornin
- 2) propustnost eluvia
- 3) přítomnost zárodečných růstových center v eluviu
- 4) příznivá hodnota Eh a pH v zóně zvětrávání
- 5) absence vegetace a následný zvýšený průtok vody zvětrávacím profilem.

Proces postupného vzniku konkrecí lze na lokalitě Podhůra sledovat od začátku do konce. Srážení oxy-hydroxidů železa nastává kolem jílovitých vložek uvnitř psefiticko-psamitického eluvia. Vložky představují zárodečná růstová centra. Oxy-hydroxidy železa zprvu výrazně zbarvují okolí jílu, postupně kolem něj vytvářejí polozpevněný obal, který časem získává na mocnosti a tvrdosti. Konečným stavem je zcela pevná konkrece obsahující jílovitou hmotu uvnitř. Proces tvrdnutí obalu může být u jedné a téže konkrece na různých místech různě rychlý. Ne vždy také dojde k dokonalému obalení jílu ze všech stran.

Popsaný vznik konkrece představuje zřejmě velmi rychlý geologický proces trvající pouhých několik let. Většina konkrecí vznikla až po odstranění lesního pokryvu a obnažení eluvia. Důkazy velmi rychlého vzniku jsou tyto:

- 1) v eluviu poznamenaném činností buldozerů a těžkých aut se vyskytují zcela neporušené, křehké konkrece
- 2) konkrece se vyskytují pospolu v různých stadiích svého vývoje
- 3) na materiálu jedné a téže konkrece lze pozorovat plynulý přechod mezi nezpevněným a zcela pevným stavem
- 4) tvarové omezení konkrecí je mnohdy odrazem okolních prasklin v eluviu, jež vznikají v suchých obdobích.

Železitohlinité konkrece z lokality Podhůra, jejichž výskyt je vzhledem k dalšímu rozvoji lomu odsouzen k zániku, přesvědčivě dokládají způsob svého vzniku a jsou produktem velmi rychlého geologického procesu.

# PLIOCENNÍ A KVARTÉRNÍ SEDIMENTY NA MAPOVÉM LISTU 1 : 50 000 JEVÍČKO

Pliocene and Quaternary sediments on the map sheet 1:50 000 Jevíčko

(24-21, Jevíčko)

Jaroslav Kadlec

Český geologický ústav, Klárov 131/3, Praha 1

*Key words: Quaternary, sediments, stratigraphy, central Moravia*

Větší část mapového listu má z kvartérního hlediska charakter denudační oblasti. Pouze v z. části území vznikly v depresi Malé Hané větší akumulace kvartérních sedimentů.

Fluviální sedimenty neogenního stáří jsou zachovány při z. okraji mapy s. a j. od Zadního Arnoštova ve výšce 455-490 m n.m. Ve středně až hrubě zrnitých písčítých štěrcích převládají polozaoblené až zaoblené valouny pískovce o průměrné velikosti 2 cm (max. 20 cm) nad polozaoblenými až dokonale zaoblenými valouny křemene průměrně velkými 1,5 cm (max. 7 cm) a křemencem, jehož poloostrohanné až polozaoblené valouny jsou velké do 5 cm. V nadloží písčítých štěrků leží diagonálně zvrstvené hrubozrné písky a drobné písčité štěrky s útržky a nepravidelnými polohami šedozeleného jílu. Fluviální sedimenty odkryté v opuštěné štěrkovně 1 km j. od Zadního Arnoštova jsou mocně 3m.

Relikty teras v této výšce pokládá Říkovský (1929) za pliocenní. Pro takoveto stratigrafické zařazení svědčí též nálezy z Javoříčské jeskyně vzdálené 18 km východním směrem. Jeskyně se nachází 470 m n.m. a Horáček (1983) v ní objevil klastické i chemogenní sedimenty s faunou spodního pliocénu. Sedimenty spočívají v nadloží písčítých štěrků. Není však vyloučeno, že se fluviální sedimenty usadily v jeskynní chodbě již během svrchního miocénu. Relikty fluviálních písčítých štěrků spodního pleistocénu (günz) lze nalézt z. od Jevíčka ve výšce 415-435 m n.m. Jedná se o polozaoblené až zaoblené valouny drohy a křemene, jejichž velikost nepřesahuje většinou 5 cm. Fluviální terasy středního pleistocénu (mindel) jsou zachovány v reliktech při s. okraji mapy z. a jz. od obce Kozov. Leží v nadmořské výšce 315-325 m (30-40 m vysoko nad hladinou Třebůvky). Tvoří je polozaoblené až zaoblené valouny křemene o průměrné velikosti 3 cm (max. 15 cm), zaoblené valouny křemence ojedinele velké až 10 cm a polozaoblené valouny křídových pískovců, jejichž velikost nepřesahuje 12 cm. O výskytu reliktních teras se zmiňuje Malkovský et al. (1952). Fluviální sedimenty stáří riss se nacházejí 50 m s. od nádraží v Chornici ve dvou

Literatura.

Říkovský F. (1929): Paleopotamologický vývoj Svitavy - Sbor. Siát. geol. ústavu, sv. VIII, 257-304. Praha.

Malkovský M., Pašková O., Pešl V., Petránek J. a Poubá Z. (1952): Zpráva o geologickém mapování v okolí Moravské Třebové. - Věst. Úst. geol., 27, 197-202. Praha.

Horáček I. (1983): Biostratigraphical research in caves - its scope in karstogenetic studies in ČSSR. - Proc. symp. New Trends in Speleology, Dobříchovice, 20-22. Praha.

reliktech 5-10 m vysoko nad tokem Jevíčky. Ve svrchním pleistocénu (würm) se ukládaly písčité štěrky s převládajícími polozaoblenými valouny drohy velkými průměrně 4 cm (max. 12 cm). Zachovaly se malé relikty z. a sz. od Jaroměřic v úrovni hladiny Jevíčky a Úsobrnského potoka.

Eolické sedimenty mají největší rozsah a mocnosti v depresi Malé Hané. Sprašové závěje jsou až 15 m mocné. 1 km jv. od Městečka Tmávký je v rokli u trati odkryta spraš a v jejím nadloží světle hnědá fosilní půda, která vznikla pravděpodobně v posledním interglaciálu. Menší výskyty sprašových hlin jsou zachovány v sz. části mapy v. od Bouzova a v okolí Pateřína. Deluvioeolické sedimenty se ukládaly na úpatí Dražanské vrchoviny v. od Chornice a v malých reliktech se zachovaly též v. od Bouzova. Je pro ně charakteristické střídání eolických siltů s polohami svahových kamenitopísčítých sedimentů. Mocnost většinou nepřesahuje 5 m.

Deluviální sedimenty vytvářejí akumulace na svazích a ve dnech depresi Dražanské vrchoviny. Mají charakter kamenitých hlin s proměnlivým obsahem klastů, místy obsahují i bloky podložních hornin. Mocnost svahovin může dosahovat až 8 m. Deluviofluviální hlinité písky a písčité hlíny se ukládají ve dnech periodicky protékanych depresi.

Fluviální písčité až písčitojílovité hlíny a hlinité písky tvoří svrchní část výplně údolních niv toků. Místy mají charakter drobnozrných písčítých štěrků. Mocnost povodňových hlin se pohybuje od 0,5 do 3 m. Při dně rokli 1 km z. od Javoříčka vzniká organogenní vápnitý sediment. Jedná se o strukturální pěnovec, který vytváří akumulaci mocnou do 1m a dlouhou 10 m. Pěnovec je z větší části překryt svahovinami.

Antropogenní uložení se v území mapového listu vyskytují zřídka. Západně od Jevíčka je v provozu řízená skládka komunálního odpadu, v sv. cípu mapy je u opuštěného lomu ve hřbetu Třesina odval hlušiny vysoký 3-5 m. V z. části území jsou v depresi Malé Hané navrženy až 5 m vysoké násypy pro nedokončenou dálnici.

**The present condition of the Quaternary biostratigraphy****Rudolf Musil**

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

*Key words: Pliocene and Quaternary, marine and continental sediments, different profundity of knowledge, biostratigraphy of Plio/Pleistocene and Lower Pleistocene, stratigraphical discrepancy between Southern and Central Europe.*

Glaciální teorie A. Pencka prosadila na tehdejší dobu nový názor, že v průběhu pleistocénu došlo celkem ke čtyřem zaledněním severní a střední Evropy, ke kterým byly později přidány ještě glaciály donau a biber. Na základě současných znalostí musíme však počítat minimálně se 17 studenými a rovněž s tolika teplými obdobími. Musíme se zcela rozloučit se schématem pouze několika chladných období a nahradit je nějakým komplexnějším a úplnějším pohledem, který by vznikl na základě nového přístupu (sprašové pokryvy s komplexy paleopůd, terestrická fauna a flóra, klimatické výkyvy zaznamenané v mořských sedimentech, oscilace mořské hladiny aj.).

Úvodem chci upozornit na různou hloubku zpracování sedimentu a jejich obsahu moravského neogénu a kvartéru. Nejlépe jsou zpracované miocenní marinní sedimenty a jejich paleontologický obsah, zhruba na téže úrovni zpracování se pak nalézají i sedimenty kvartérní, především pleistocenní. Období po mořské regresi v badenu a především pliocénu není na Moravě věnována pozornost skoro vůbec. Souvisí to s tím, že metody práce a nakonec i zcela jiný charakter faunistických společenstev obou celků je zcela odlišný. Z tohoto hlediska mají proto mnohem větší zkušenosti a mají tím i blíže k pliocénu odborníci zabývající se kontinentálním pleistocénem než ti, kteří se zabývají marinním miocénem. Nakonec v Rakousku dokazuje G. Rabeder na základě nálezů fauny a paleomagnetického datování začátek akumulace spraší již v pliocénu asi před 2,5 mil. let (Rabeder 1991). Bylo by proto i vhodnější nečlenit odborníky na kvartérní a neogenní geology a paleontology, ale spíše na geology a paleontology studující marinní a kontinentální prostředí. Tímto přístupem by se ještě nejsnadněji odstranil dnešní rozdíl v prozkoumanosti obou period.

Zatím co všechny ostatní periody mají ukončený vývoj, kvartér se od nich v tomto směru podstatně liší, jeho trvání totiž není ukončené. Ve svých důsledcích to znamená neopomíjet i vzájemné vztahy mezi nejbližší geologickou minulostí a současností. Celá řada problémů současné doby má totiž svoje kořeny v nedávné

minulosti a bez její znalosti jsou tyto problémy jen obtížně řešitelné případně i neřešitelné. Je nutné rozlišovat změny způsobené zákonitostmi, které působily i v minulosti a změny způsobené činností člověka. Pokud se tak neděje, není možné se vyvarovat chybných závěrů.

Stratigrafické škály kvartéru, mimochodem dosti různé v jednotlivých státech a u jednotlivých autorů, se podstatně odlišují od stratigrafických škál předcházejících er. Ty totiž mají většinou globální nebo globálnější charakter a jsou založeny na vudcích druzích a společenstev fauny a flóry především marinního prostředí. Délka trvání jednotlivých period je také mnohem delší než je tomu u kvartéru.

Stratigrafické škály kvartéru mají spíše lokálnější charakter, globální škála neexistuje. Stupně představují velmi krátká časová období a jsou založena na klimatických výkyvech, v minulosti pak na superpozici morén a morfostratigrafií akumulacních říčních teras. Základ tohoto členění přežívá až do současnosti, i když se ukazuje, že počet klimatických výkyvů jak chladných tak i teplých je mnohem větší než se původně myslelo a že k nim dochází již v pliocénu, na pólech pak ještě dříve. Tento původní podklad stratigrafických škál působí proto určitě potíže.

Rovněž členění na glaciály a interglaciály, případně na stadiály a interstadiály není zcela přesné. Definice těchto období je jasná, je nutné si však uvědomit, že stejný termín nemusí znamenat a také neznamena stejné klimatické hodnoty. Poslední a první glaciály nejsou klimaticky srovnatelné a to se týká i interglaciálů. Týká se to i stadiálů a interstadiálů, tak např. první würmské stadiály vykazují z hlediska složení svého faunistického společenstva mnohem mírnější celkové klima než poslední interstadiál téhož glaciálu - denekamp, který, přestože se jedná o interstadiál, má společenstvo mnohem chladnější. Znamená to, že uvedené termíny vyjadřují pouze určitý teplotní výkyv různé intenzity. Ještě větší potíže ovšem nastávají při používání těchto termínů v poledníkovém směru. Co je období glaciálu v severní Evropě, nemusí

být stejně hodnoceno v Evropě jižní. Domnívám se proto, že používání těchto termínů by mělo mít pouze pomocný význam lepší by bylo používat pouze termín stупeň.

Zvětšování znalostí o větším počtu klimatických oscilací zhruba ve stejné době má samozřejmě i svůj dopad na řešení problémů migrací rostlin a živočichů mezi severem a jihem Evropy a naopak. Zmenšuje se totiž časový prostor pro tyto migrace a vzniká tak otázka, kolik času je pro tyto migrace vlastně zapotřebí a zda naše dosavadní názory odpovídají tehdejší skutečnosti po celý pleistocén.

**Ve svém hodnocení se stručně zmíním o biostratigrafické škále svrchního pliocénu a spodního pleistocénu, která je založena především na velkých savcích italských a francouzských lokalit. Týká se období, které je označováno jako villafranchien a které je časově velmi dlouhé s mnoha klimatickými výkyvy. Podstatnější klimatické změny v pliocénu střední a západní Evropy se začínají projevovat krátce před 3 Ma. Začátek villafranchienu je pak charakterizován společenstvem Triversa (3,3 Ma), které ukazuje mírné klimatické zhoršení. Je to tzv. Leptobos event. Teprve však fauna následujícího Montopoli (Elephas-Equus event, 2,6 Ma), která patří časově do pozdní části spodního villafranchienu, ukazuje velmi náhlý a podstatný rozdíl proti předchozí. Mizí dřívější teplá lesní asociace a nastupují zvířata žijící v krajině parkového lesa až savany. Tyto změny charakterizují přechod z vysloveně teplého podnebí do spíše mírného. Vymírá celá řada druhů: *Mammot borsoni*, *Tapirus arvernensis*, *Sus minor*, *Ursus minimus*, tedy typické lesní prvky. Na druhé straně však imigrují druhy *Archidiskodon gromovi*, *Gazella borbonica*, *Equus livezovensis*, *Eucladoceros* sp. a další. Montopoli fauna je řazena do stupně reuverianu.**

V období 2,5-2,2 Ma se dosavadní mírné klima mění podle pylových analýz na studené. Pokles teploty zaznamenávají i mořské sedimenty, dochází tam k vymírání celé řady měkkýšů a jedná se dokonce o jednu z největších krizí v mořském prostředí. Do této doby spadá inverze Gauss/Matuyama (2,46 Ma) a uvedené chladné období se označuje jako pretiglian.

Wolf event (Olívola fauna, 2,2-1,7 Ma) představuje již pozvolný faunistický přechod do jiného společenstva. To je tvořeno těmito druhy: *Leptobos etruscus*, *Sus strozzii*, *Pachyrocuta brevirostris*, *Canis etruscus* a další. V mořských sedimentech je zaznamenán vzestup teploty. Je to období středního villafranchienu, konce paleomagnetické episydy Olduvai. Ve Francii pochází z této doby na

nálezky výjimečně bohatá lokalita Saint Vallier na Rhoně.

V nadloží ležící Tasso fauna (1,6 Ma) spadá již do konce eburonu. Bezprostředně po předcházejícím eventu zaznamenávají mořské sedimenty opět ochlazení. Na kontinentu přežívá dřívější faunistické společenstvo a nově se objevují druhy *Canis arvernensis*, *Canis falconeri*, *Hippopotamus antiquus*, "*Leptobos*" *vallisarni*, *Allophaiomys* sp.

Konec villafranchienu dokumentuje společenstvo Farneta (1 Ma). V této době více než polovina dřívějších druhů mizí a pouze menší počet pokračuje dále. Hlavní druhy: *Archidiskodon meridionalis*, *Leptobos etruscus*, *Equus bressanus*, *Cervalces gallicus*, *Eucladoceros tetraceros*. Časově spadá Farneta fauna do menapu, z francouzských lokalit sem patří např. Sainzelles (1,3-1,0 Ma) nebo Solilhac (0,9 Ma, paleomagnetický event Jaramillo), obě lokality ještě s typickým druhem primitivního koně *Equus stenorhis*, dále lokalita Vallonet (0,95 Ma), případně španělská Venta Micena s druhem *Equus stenorhis granatensis* (podle některých autorů *Equus altidens*). Fauna poslední lokality má odpovídat spodnímu bharu a je stratigraficky řazena do menapu nebo na hranici waal/menap podobně jako je tomu i u lokalit francouzských.

A tím se dostávám k poslední části svého příspěvku a to k určitým stratigrafickým nesrovnalostem při porovnávání biostratigrafických škál jižní a západní Evropy se škálami středoevropskými. Tato nesrovnalost je patrná z toho, že v období eventu Jaramillo, tedy v menapu (případně v bavelu) jsou společenstva obou oblastí odlišná. V jižní a západní Evropě jsou zastoupena druhy vývojově mnohem primitivnějšími, ne tedy pouze ekologicky odlišnými. Zároveň se domnívám, že nelze předpokládat velmi náhlý rozdíl ve složení fauny v tak krátké době, který by se týkal zásadních evolučních změn u celé řady druhů. Vysvětlení je proto možné pouze dvojí:

1/ Naše stratigrafická škála založená především na klimatických výkyvech ve sprašových pokryvech dává tytéž komplexy časově hlouběji než mají být. Pokud tomu tak je, pak počet klimatických výkyvů je větší než dnes předpokládáme.

2/ Stratigrafická škála jižní a západní Evropy založená na vývoji fauny musí být časově starší než je u posledních lokalit villafranchienu udáváno, nejde tedy časově tak vysoko (až na 1 Ma!). Obě alternativy jsou možné. Proti mluví pouze jedno: u všech lokalit bylo provedeno srovnatelné paleomagnetické měření. Závěr, který z toho ovšem vyplývá je ten, že používané stejné termíny stratigrafických stupňů nemusí vyjadřovat stejné časové hodnoty.

#### Literatura:

Rabeder G (1991): Exkursionen im Pliozän und Pleistozän Österreichs. Die Iosse und Höhlen des Wald- und Weinviertels-die kalkalpinen Höhlen.- 1-44. Gmünd

# JÍLOVÉ MINERÁLY FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ SEVERNÍ ČÁSTI MORAVSKÉHO KRASU

## Clay minerals of fluvial sediments in the northern part of the Moravian Karst

(24-32, Protivanov)

**Jan Vít**

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

*Key words: Quaternary, clay minerals, relative stratigraphy, fluvial cave sediments*

Krasové oblasti mají díky specifickým podmínkám vývoje v sobě schopnost zachovávat nejrůznější informace ve formě geologických a geomorfologických objektů, které se na okolním nekrasovém terénu nemohly vůbec vytvořit nebo byly dalším vývojem zcela setřeny.

Moravský kras je doslova protkán dutinami, které představují zóny vertikálního odvodňování. Tyto subvertikální dutiny jsou veskrze vyplněny sedimenty, které jsou úzce svázány s povrchem a výskyt paleontologických nálezů v nich nebývá žádnou zvláštností. Jejich vypovídací schopnost je však značně omezená. Podstatně cennější pro dešifrování vývoje celé okolní oblasti jsou dutiny spojené ve směru horizontálním, tedy jeskynní úrovně ve smyslu Štelcila (1963). Protože však obsahují hlavně fluviální sedimenty, případně i chemogenní sedimenty, takřka bez paleontologických nálezů, je jejich časové zařazení mnohem obtížnější. Celá situace je navíc komplikována výskyty pouze reliktních sedimentů s častými hiáty. Snad nejvyužívanější je radiometrické datování speleotém, ale výsledky této metody jsou u sedimentů starších jak 350 ka více jak problematické a ještě navíc je to metoda velice nákladná. Toto je důvod, proč existují první výsledky z využití této metody v ČR teprve z doby nedávné (Glazek, Hercmann, Vít - v tisku). Určité možnosti poskytuje i studium paleomagnetismu. Faktem zůstává, že dodnes v Moravském krasu neexistuje stratigrafie jeskynních sedimentů, a to ani relativní, která by dokázala nějakým způsobem korelovat fluviální jeskynní sedimenty na různých lokalitách.

Určitou naději skýtají jílové minerály, jejichž určitou distribuci s geologickým časem na různých lokalitách konstatují např. práce: Růžičková (1988), Bidló (1985), Busacca, Singer, Verosub (1989). Jejich soustavnější studium v jeskynních sedimentech nebylo zatím v literatuře uvedeno.

### Metodika zpracování

Na analýzy jílových minerálů byla použita nerozlišená jílovitá frakce, jílovito-siltovitých, písčitých a štěrkovitých fluviálních sedimentů. Byla získána dvojitou dekantací jílovito-siltovitého podílu, který je nutno vyplavit před zpracováním vzorku na těžké minerály. Do tablety byla seškrábána jen nejsvrchnější vrstvička z celého obsahu sedimentovaného a při pokojové teplotě vysušeného materiálu. Poté byly vzorky zpracovány na ČGÚ Brno IR spektrometrem Perkin-Elmer 783 (4000-

400 cm<sup>-1</sup>) a vyhodnoceny semikvantitativní analýzou (Toul, Linhartová, Horák 1988). Analyzovanými složkami jsou kaolinit, illit/smektit, křemen, dolomit, kalcit.

Zatím se podařilo interpretovat pouze obsah kaolinitu vůči zbytku analyzovaných jílových minerálů. Pro lepší orientaci v obsahu kaolinitu jsem použil indexu, pracovně nazvaného jako index "kaolinitivity", který je vyjádřen poměrem KNT : SME. Jako velmi zajímavá se ukazuje i distribuce dolomitu a kalcitu, ale ta nebyla zatím důkladněji zpracována. Rovněž celkové obsahy jílových minerálů mohou skýtat určité informace, ale vzhledem k nedůslednému rozlišování jílových frakcí mohou být tyto rozdíly způsobeny rozdílným hromaděním křemene v jednotlivých vzorcích.

### Charakteristika zkoumaných lokalit

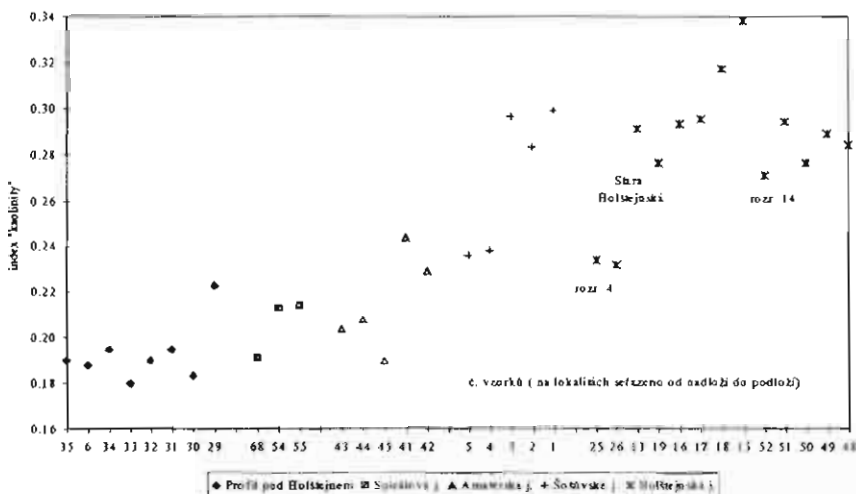
Vzorky na analýzy byly většinou odebírány na lokalitách, jejichž profily dosahují větších rozměrů a dá se tedy předpokládat, že představují delší časové období.

Nejmladší z profilů (vzorky č. 6, 29-35) se nachází na západní straně Holštejnského poloslepého údolí, přímo pod zříceninou hradu Holštejna, a představuje svrchní část výplně Holštejnské kotliny. Byl zpracován Smolíkovou a Kadlecem (1993). Půdní sediment nalezený v horní třetině byl časově zařazen do eému a mohlo by se tedy zdát, že výplň v těchto místech představuje podobné časové období jako bylo zastiženo v jeskyni Kůlně, tedy riss - konec würmu. V souladu s tím jsou i hloubkové poměry.

Naopak nejstaršími jsou profily u Černé propasti v Šošůvských jeskyních (č. 1-5) a v Holštejnské jeskyni (č. 13, 15-19, 25, 26, 48-52). Obě jeskyně mají podobnou paleohydrografickou pozici a většina autorů se shoduje, že i jejich výplň je ve srovnání s jinými jeskyněmi velmi stará ( Příbyl 1988, Hypr 1981 ). Rovněž v nich byly nedávno zjištěny sedimenty s inverzní magnetizací laboratoří v Michigan Technological University, Dept. of Geology, Geophysics and Geological Engineering., Houghton a v laboratoří Geologického ústavu Akademie věd ČR (Šroubek, Kadlec - ústní sdělení).

O časovém zařazení výplně Západní macošské větve Amatérské jeskyně a jeskyně Spirálové není známo zhora nic, ale vzorky byly odebrány z profilů, které je možno korelovat alespoň relativně na základě superpozice. V Amatérské jeskyni představuje trojice vzorků (č.43-45) svrchnější část výplně Západní macošské větve, zatímco zbylé dva (č. 41 a 42) spodní část. Podobně je tomu i v jeskyni Spirálové, kde vzorek č. 68 pochází

ze šterkovitých sedimentů vyplňujících chodbu, která ústí šikmo do stropu tzv. Rotundy, kdežto vzorky č. 54 a 55



Obr. 1. Indexy "kaolinity" fluviačních sedimentů v s. části Moravského krasu

pocházejí z bazálních částí výplně Rotundy.

### Interpretace výsledků

Obr. 1 shrnuje hodnoty indexů "kaolinity" z jednotlivých lokalit a je z ní zcela zřetelný trend ve zvyšování podílu kaolinitu směrem do starších sedimentů. Nejsou v ní uvedeny hodnoty pocházející ze vzorků z j. Erichovy a komína z j. 13C, ve kterých byl analyzován pouze kaolinit tedy index "kaolinity" = 1. Jsou to vzorky, jejichž minerální složení (převážně křemenná zrna a asociace těžkých minerálů) naznačuje křídové nebo spíše neogenní stáří.

Z grafu je zřejmé, že fluviační sedimenty jeskyní horní úrovně (Holštejská j. a j. Šošůvské) vykazují i podobné indexy kaolinity. Bazální sedimentační cyklus představovaný středně zrnitými, poměrně značně zvětralými šterky vykazuje hodnoty indexu "kaolinity" kolem 0,280, zatímco nadložní jemnozrnnější sedimentace, která vyplňuje erozí vzniklé deprese v bazálních šterkovitých sedimentech má hodnoty kolem 0,230. Pro úplnost je nutné říci, že v rozrážce č. 14 je v rámci staršího sedimentačního cyklu zřejmá ještě jedna výrazná eroze následovaná růstem sintrové hmoty a další sedimentací, kterou však analýza jílových minerálů nedokázala rozlišit. Kromě toho ze Staré Holštejské jeskyně pocházejí i výsledky s hodnotami nad 0,310, a není zde proto zcela vyloučena možnost částečného zachování ještě nějakého staršího sedimentačního cyklu.

Podobného stáří jako je nejmladší fluviační

sedimentace v Holštejské jeskyni by mohla být i spodní část výplně Západní macošské větve. Svrchní část, jejíž zdrojovou oblast lze vzhledem k asociaci průsvitných těžkých minerálů hledat spíše v povodí Bílé vody (Vít 1994), odpovídá hodnotám indexu "kaolinity" v jeskyni Spirálce.

Profil pod zříceninou hradu Holštejna se zdá být v tomto ohledu nejmladší, vyjma nejnižce položeného vzorku, který se svou hodnotou velmi přibližuje výsledkům z fluviačních sedimentů na bázi archeologického výkopu v jeskyni Kůlně. (Vzhledem k tomu, že výsledky z jeskyně Kůlny byly k dispozici až těsně před uzávěrkou, nejsou uvedeny v grafu).

### Závěr

Zůstává otázka jakým způsobem je možné trend nárůstu podílu kaolinitu vysvětlit. V práci Busacca, Singer, Verosub (1989) je tato skutečnost vysvětlována vznikem autigenního kaolinitu během času, ale tento způsob vzniku by bylo nutné prokázat jinými analytickými metodami. Druhou možností je přírůstek obsahu kaolinitu v důsledku jeho vyššího obsahu ve starších zvětrávacích kůrčích, které vznikaly za jiných klimatických podmínek starších interglaciálů a musí být nutně součástí těchto fluviačních sedimentů.

Vzhledem k tomu, že soubor obsahuje již nezanedbatelný počet analýz a trendy jsou ve všech případech stejné, zdá se, že bude tato metoda schopna korelovat jeskynní sedimenty Moravského krasu. Problém redepozice zde samozřejmě zůstává, ale při dostatečném počtu vzorků v profilu směrem do nadloží a podloží by se tato skutečnost měla stát zřejmou. Kontaminace sedimentu starými uloženinami z neogénu může být spolehlivě odhalena současným studiem asociací těžkých minerálů, protože ty jsou naprosto odlišné a lze je identifikovat i při poměrně malém zastoupení.

Závěrem je potřeba zdůraznit, že konkrétní hodnoty pocházející z Moravského krasu nejsou zcela obecně platné pro jakoukoliv oblast, neboť asociace jílových minerálů je odrazem i zdrojových hornin, tedy výchozí indexy "kaolinity" jsou pro každou oblast jiné. Také příliš složitá geologická situace s horninami, které obsahují velké množství zděděných jílových minerálů, učiní situaci tak nepřehlednou, že se tato metoda stane pro jinou oblast zcela nepoužitelnou.

### Literatura:

- Bidló G.(1985) Mineralogical investigation of Middle Pliocene and Pliocene - Pleistocene transitional clays. - 5th meeting of the European clay groups, 111-115, Charles University, Praha.
- Busacca A.J., Singer M.J., Verosub K.L. (1989). Late Cenozoic Stratigraphy of the Feather and Yuba Rivers Area, California, with a Section on Soil Development in Mixed Alluvium at Honey Creek - U.S. Geol. Surv. Bull., 1590-G. Washington.
- Hypr D.(1981): Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu - Sbor. Okr. Muz. (Blansko). XII, 65-79, Blansko.
- Příbyl J.(1988): Paleohydrografický vývoj a morfotektonika severní části Mor. krasu a Amaterské jeskyně.- Rozpravy ČSAV, 98, 1-82, Praha.
- Růžičková E. (1988): Použití petrologických a mineralogických metod při výzkumu sedimentů mladšího kenozoika Krušných hor - Čas. Mineral. Geol., 33, 3. 271-283, Praha.
- Štelc O.(1963): Jeskynní úrovně v severní části Moravského krasu.- Čs. Kras, 14. 17-27, Praha.
- Toul J., Linhartová M., Horák J. (1988): Kvantitativní analýza fázového minerálního složení pomocí infračervené absorpční spektrometrie. - MS. Výzkumná zpráva ÚÚG, Praha.
- Vít J. (1994): Těžké minerály fluviačních sedimentů v Západní macošské větvi Amaterské jeskyně (Heavy minerals of the fluvial sediments in the Amaterská Cave - Západní Macošská branch). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 12-13. Brno.

**MEZOZOIKUM A TERCIÉR  
ZÁPADNÍCH KARPAT**

The Mesozoic and Tertiary  
of the West Carpathians



<sup>1</sup>Marie Adamová, <sup>2</sup>Oldřich Krejčí, <sup>3</sup>Antonín Přichystal,<sup>1</sup>ČGÚ Geologická 2, 140 00 Praha - Barrandov, <sup>2</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno,<sup>3</sup>Katedra geologie a paleontologie PřF MUI, Kotlářská 2, 611 37 Brno*Key words: flysch, neovolcanic rocks, porcelanites, petrology, geochemistry, geotectonic position*

Flyšové pásmo Karpat je na vulkanické horniny velmi chudé. Kromě spodnokřídového pikrit-těšinitového vulkanismu ve slezské jednotce, jehož produkty byly nasunuty jako součást příkrovu, známe jen dvě území s mladým neogenním vulkanismem. Jsou to výskyty andezitových hornin v krynické jednotce v polských Pieninách a trachyandezity až alkalické bazalty v magurském příkrovu ve v. okolí Uherského Brodu. Z poslední doby byly tyto výskyty zpracovány především Krystkem (1955) a Hroudou-Janákem-Krystkem (1972). Šrbený (1974) a Přichystal (1974) podle nových chemických analýz potvrdili představy Krystka (1955) o zvýšených obsazích alkálií a o přechodném postavení těchto vulkanitů mezi alkalicko-vápenatými vulkanity Centrálních Karpat a mezi alkalickými postmezozoickými vulkanity Českého masívu. Vedle vulkanických hornin jsou lokality s jejich výskyty zajímavé z hlediska kontaktně metamorfovaných sedimentů (porcelanitů) a vzhledem k přítomnosti polymetalekého zraždění a asfaltických organických látek. V nejnovější době byly tyto horniny souborně zpracovány v rámci geologického mapování 1:25 000 (Krejčí et al. 1990). Petrologii a geochemii vulkanických hornin pro toto mapování zpracoval A. Přichystal. Nově byly provedeny téměř u všech lokalit (z vulkanitů a porcelanitů) silikátové analýzy, analýzy stopových prvků, ve vybraných případech analýzy vzácných zemin a izotopu stroncia. Dále byly zjištěny některé petrofyzikální parametry - stanovení objemové a mineralogické hustoty, porózity, magnetické susceptibilitaty a přirozené radioaktivity (obsahy U, Th a K). Na závěr příspěvku je M. Adamovou zhodnocena látková bilance kontaktních metamorfitů.

#### Geologická pozice vulkanitů a jejich stáří

Vyvířelé horniny byly zjištěny ve všech dílčích jednotkách magurské skupiny příkrovu a ojediněle v bradlovém pásmu (Horní Srní). Plošně největší výskyt představuje pruh asi 1500 m dlouhý a maximálně 200 m široký, ležící j. od Nezdenice. Rozložení jednotlivých výskytů a lokalizace odběrových míst jsou znázorněny na geologické mapě (obr. 1). Z vulkanologického hlediska se jedná o pravé a ložní žily s maximální vrtně

ověřenou nepravou mocností 63,8 m. V erozí obnažené dnešní povrchové stavbě místy výskyty vulkanitů tvoří výrazné morfologické elevace (vrchy Valy a Bučník). Byl doložen pouze podpovrchový vulkanismus. Na několika místech byly zjištěny vulkanické brekcie, tvořící výplně okraje přívodních kanálů (Bánov, Nezdenice, Ordějov). Lokality bazaltických hornin jsou méně časté a ve větší míře jsou známy pouze z osady Dvůr Volenov a ze Starého Hrozenkova. Drobnější výskyty jsou známy od Krhova a z vrcholového hřebene Bučníku. Drobné žily trachybazaltů v lomu u Bystřice pod Lopeníkem pronikají ložními žilami andezitů a jsou relativně mladší. V lomu Modrá voda u Komní (k. Skalky) byl zjištěn peň amygdaloidního bazaltu, pronikající ložní žilu bazaltického trachyandezitu. Radiometrické stáří neovulkanitů bylo stanoveno pouze u výskytu v Horním Srní. Zde bylo zjištěno sarmatské stáří 11,8 My (Kantor et al. 1984). Vzhledem k tomu, že vulkanická tělesa přecházejí bez porušení přes násunové a zlomové poruchy spojené s nasunutím flyšových příkrovu, je jejich stáří bezpečně petrotektonické (karpatské a mladší).

#### Petrologie a geochemie vulkanických hornin

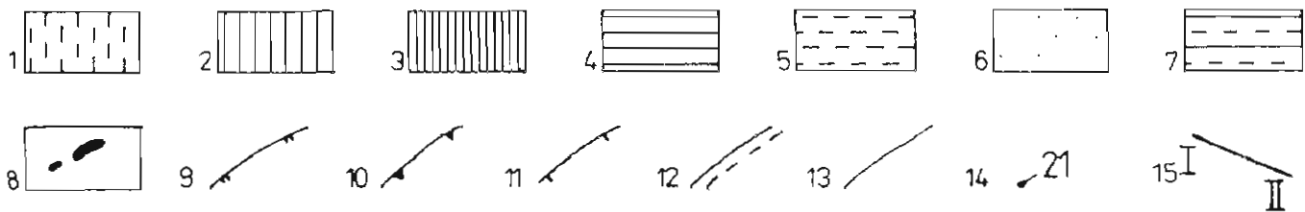
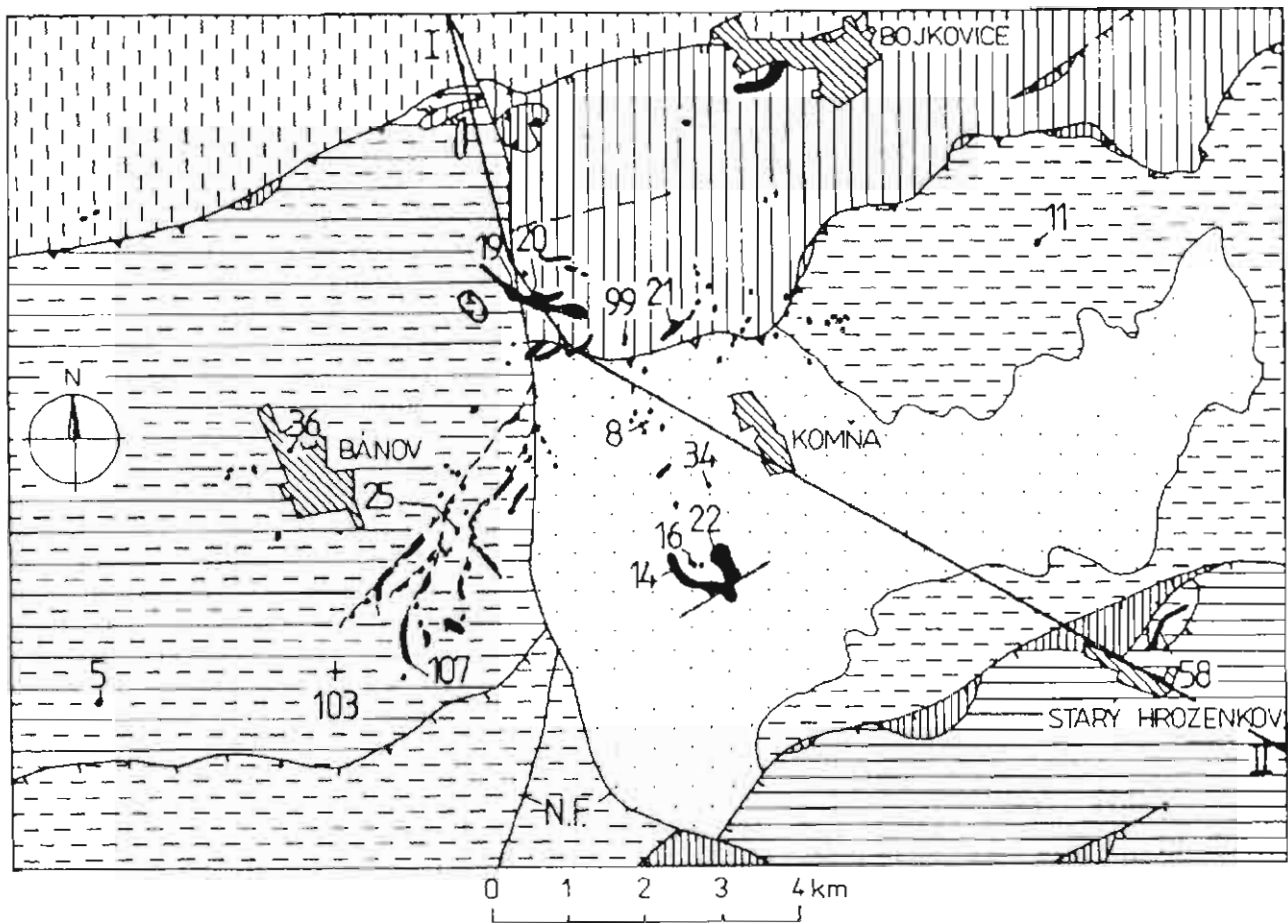
Z petrografického hlediska byly zjištěny tři skupiny hornin:

- trachybazalty až bazaltické trachyandezity;
- leukokratní trachyandezity, obvykle propylitizované;
- doleritický olivínický bazalt.

Výsledky silikátových analýz ukazují na zvýšenou alkalinitu ve srovnání s typickými alkalicko-vápenatými andezity středního a východního Slovenska. Zvýšená alkalita je způsobena jak nárůstem obsahu  $\text{Na}_2\text{O}$  tak  $\text{K}_2\text{O}$ . Zvláště nápadný je vysoký obsah  $\text{K}_2\text{O}$ , ať již vzhledem k průměrným hodnotám andezitů v Slovenska či Pienin.

Ve srovnání vybraných stopových prvků z těchto vulkanitů je zřejmá podoba se šošonitovou asociací, zejména ve vysokých obsazích Ba, Sr, Rb, Zr (až 10x vyšších) vzhledem k andezitům tholeitické a alkalicko-vápenaté asociace.

V distribuci vzácných zemin z celkem 6 vzorků je rozdíl oproti výskytům na středním a jižním Slovensku



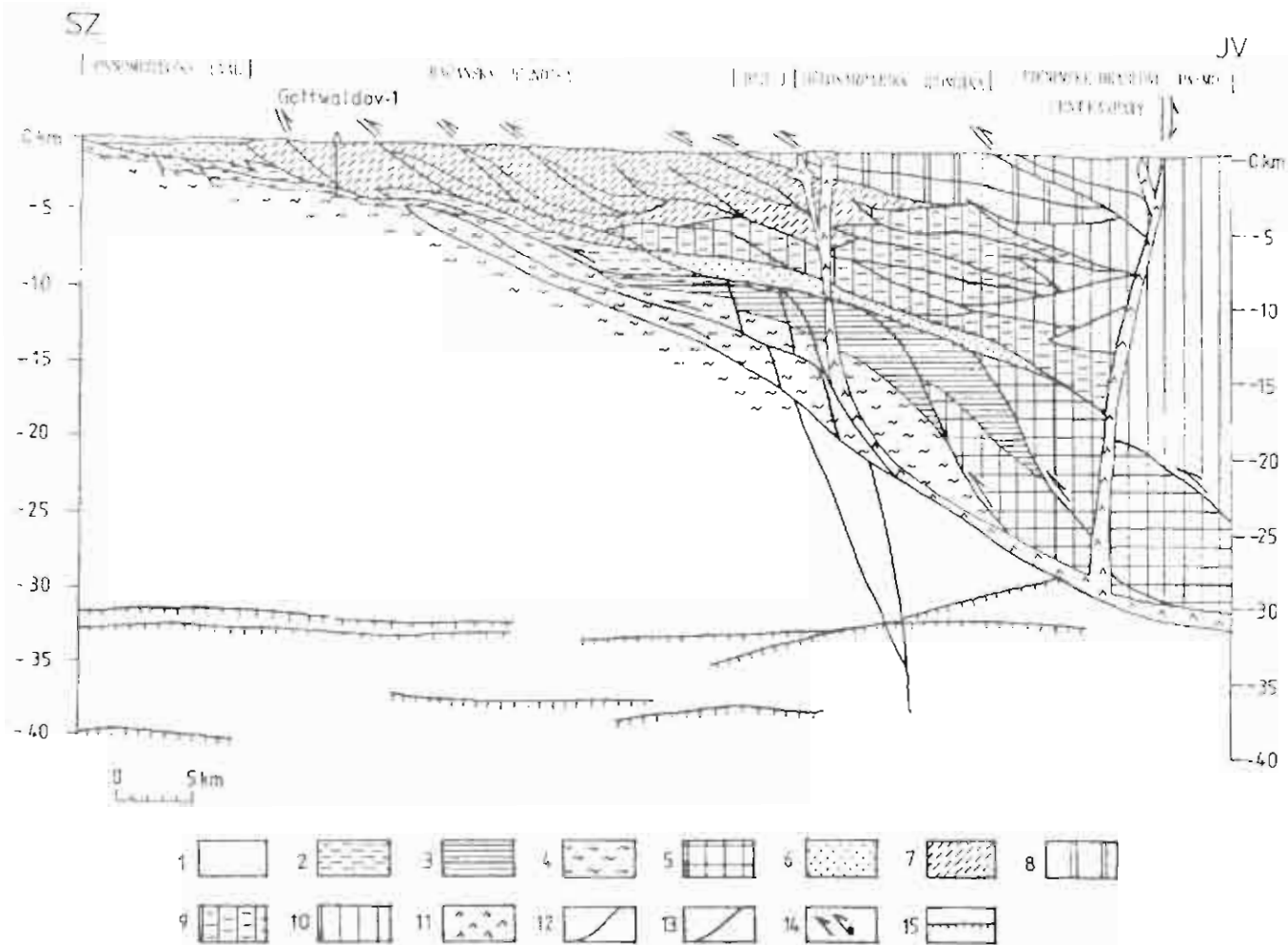
Obr. 1. Geologická mapa okolí výskytů neovulkanitů na Uherskobrodsku. Vysvětlivky: 1-račanská jednotka, vsetínské vrstvy; 2-bystrická jednotka, bystrické vrstvy; 3-bystrická jednotka-belovežské souvrství, bělokarpatká jednotka-kaumberské souvrství a pestré vrstvy paleocénu; 4-7: bělokarpatká jednotka; 4-javorinské souvrství; 5-svodnické souvrství; 6-svodnické souvrství, pískovcová litofacie; 7-nivnické souvrství; 8-výskyt neovulkanitů; 9-nasunutí bystrické jednotky; 10-nasunutí bělokarpatské jednotky; 11-dílní přesmyky; 12-zlomy; 13-branice litostratigrafických jednotek; 14-studované lokality: 5 Dvůr Volenov-trachybazalt; 8-Skalky (lom Modrá voda) - amfibolický bazaltický trachyandezit a amygdaloidní bazalt; 11-Krhov - trachybazalt; 14-Bučník, při vrcholu, propylitizovaný amfibolicko-biotitický trachyandezit; 16-Bučník, vrcholový hřeben - biotiticko-pyroxenický trachybazalt; 19-Nezdenice, lom jv. od obce - amfibolický trachyandezit; 20-Nezdenice, lom jv. od obce - amfibolický trachyandezit; 21-Valy, vrchol - pyroxenický trachyandezit; 22-Bučník, činný lom - biotiticko-amfibolický trachyandezit, hojný výskyt porcelanitů a zrudnění; 25-Bystřice pod Lopenikem, opuštěný lom - pyroxenický bazaltický trachyandezit, trachybazalt a porcelanity; 34-Komňa, Hrádek - trachyandezit; 36-Bánov - amfibolický trachyandezit; 58-Starý Hrozenkov - olivínický doleritický bazalt; 99-Nezdenice, jz. od vrcholu Valy - amfibolicko-pyroxenický trachybazalt; 103 Suchá Loz - nivnické souvrství, referenční vzorek jílovce; 107-Dvůr Ordějov - amfibolický bazaltický trachyandezit; 15-průběh geologického řezu; N. F. - nezdemický zlom

v podstatně nižších poměrech mezi lehkými a těžkými REE u alkalických bazaltů Slovenska (La/Lu 111) a ve výraznějším nabožení REE u uherskobrodských trachyandezitů. J. Bendl (ČGÚ Praha) stanovil v našich vzorcích poměry izotopů  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Ve srovnání s publikovanými hodnotami poměru těchto izotopů pro maďarské alkalicko-vápenaté vulkanity a alkalické bazalty je zřejmé, že naše vzorky leží při bázi hodnot pro maďarské alkalicko-vápenaté andezity. Hodnoty izotopů stroncia potvrzují přiřazení uherskobrodských

vulkanitů k vulkanitům Západních Karpat a ukazují na analogickou genezi.

### Geotektonická pozice

Karpatský vulkanismus je obecně dáván do souvislosti s plášťovým diapírem v prostoru panonské pánve (Lexa-Koncěný 1979). Podle našich výsledků by jednou z možností, jak interpretovat slovenské neovulkanity včetně uherskobrodských bylo, že vznikly



Obr. 2. Hlubinný geologický řez podél seizmických profilů 124/72-78. Vysvětlivky: 1-výplň Homomoravského úvalu (plicčenkvarter); 2-5: severoevropská platforma a její sedimentární pokryv; 2-karpat; 3-paleogén až paleozoikum; 4-krystalinikum, převážně metamorfity; 5-intenzivně tektonizovaná část platformy; 6-9 flyšové pásmo Karpat; 6-jednotky žďánická a zdounecká; 7-magurská skupina, jednotka račanská; 8-magurská skupina, jednotky bystrická a bělokarpatská; 9-spodní komplex magurské skupiny (trias - spodní křída, ev. fundament magurského sedimentačního prostoru); 10-pieninské bradlové pásmo, Centrální Karpaty; 11-neovulkanity; 12-hranice litostratigrafických jednotek; 13 zlomy; 14-násuny a horizontální posuny; 15-povrch MOHO, alternativy na profilu K II podle Mayerové-Novotného (1986)

nad subdukční zónou. Intruze vulkanitů směrem na Uherskohrodsko byla podmíněna zlomovým systémem, pokračujícím z Českého masívu do Západních Karpat (Štiavnicko-přerovský zlomový systém, v rámci regionu označovaný jako nezdenický zlomový systém). Výstupové cesty jsou naznačeny na geologickém řezu na obr. 2. Pro sestavení řezu byl využit hloubkový seizmický profil Kadlečíka-Rotha-Stráníka (1980) podél několika navazujících profilů, označených 124/72-78. Řez je veden paralelně se štiavnicko-přerovským zlomovým systémem. Na řezu jsou znázorněny výstupové cesty vulkanitů, které prorážejí ploše uložené dílčí příkrovové lamely vnějšího flyšového pásma, magurské skupiny flyšové, bradlového pásma a duplexního systému krystalinického podkladu se sedimentárním pokryvem paleozoika až paleogénu. Bližší údaje o geologii a tectogenezi flyšového pásma Karpat podél tohoto profilu lze najít v práci Krejčí et al. (1994). Výstupová cesta při jv. okraji řezu leží na křížení štiavnicko-přerovského zlomového systému a vážského, resp. malokarpatsko-

vážského zlomového systému (Schenk et al. 1986). Malokarpatsko-vážský zlomový systém je dodnes považován za seizmoaktivní. Více externí výskyty při čele bělokarpatské jednotky a v bystrické jednotce využily bazální násunovou plochu v hlubokém podloží a dále pronikly podél štiavnicko-přerovského zlomového systému do podpovrchových partií.

#### Látková bilance kontaktní metamorfozy sedimentů

Pro studium látkové bilance přeměněných okolních sedimentů byl vybrán dnes zaslý lom při z. okraji Bystřice pod Lopeníkem. Zde bylo odebráno celkem 6 vzorků z trachybazaltického vulkanitu a z přilehlých porcelanitu ze vzdálenosti 0 - 295 cm od kontaktu. Referenční vzorek nepřeměněného jílovce byl odebrán z potoka v Suché Lozi (nivnické souvrství bělokarpatské jednotky).

Jílové sedimenty v bezprostředním okolí vulkanického tělesa byly ovlivněny jak fyzikálními, tak chemickými a mineralogickými transformacemi. Fyzikální

transformace, vyvolané rekrytalizací, zahrnují ztrátu plasticity a vznik velmi tvrdých křehkých hornin při kontaktu. Směrem od kontaktu k vnějšímu okraji přeměněné zóny vzrůstá poróznost hornin a klesá magnetická susceptibilita (s výjimkou kontaktně metamorfované horniny vzdálené 150 cm od kontaktu).

Vysoká teplota a cirkulace fluidních roztoků (hlavní příčiny chemické mobilizace) aktivují chemické transformace. Chemické změny jsou reprezentovány především migrací vysoce mobilních alkálií (Na, K a Rb), alkalických zemin (Ca, Ra, Sr), ale také mobilizací  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a řady stopových prvků, zejména Ti, Zr, V, Nb a U. Největší obohacení alkáliemi  $\text{Na}_2\text{O}$  (+8,83  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  (+24,7  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  $\text{SiO}_2$  (+421,2  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (+105  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a ochuzení o CaO (-110  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) a  $\text{CO}_2$  (-207  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) bylo zjištěno u vzorku z kontaktu : současně zde byly nalezeny nejvyšší obsahy Zr, Ti, Rb, Nb, V, Ni, Co, Ga a U. Za podstatný zdroj obohacení kontaktně metamorfovaných jílovců o Si, Al, Na, event. K, Ti, Zr, Nb a U, jejichž množství dále od kontaktu klesá, lze považovat zejména vulkanické horniny, jednak lze uvažovat o remobilizaci prvků ve vlastních sedimentech (studované vulkanické horniny mají ve srovnání s nemetamorfovanými jílovcem velmi nízké obsahy K, Rb, Cr, Ni a Co). Vzhledem k výraznému přínosu  $\text{SiO}_2$  a rentgenologicky stanovenému malému množství křemene (do 10 %), bude v kontaktně metamorfovaných horninách

vedle cristobalitu (rentgenologicky ne zcela jednoznačně potvrzeno u všech vzorků) přítomna i amorfní forma  $\text{SiO}_2$ .

Mineralogické transformace jsou reprezentovány především destabilizací původních jílových minerálů (minerály skupiny illitu), chloritu a detritické slídy. Vlivem účinků kontaktní metamorfózy dochází k reakci mezi křemenem, kalcitem, jílovými minerály a alkáliemi (alkálie jsou pravděpodobně zčásti magmatického původu, zčásti z jílových minerálů) za vzniku Na-Ca plagioklasů, pyroxenů, K-živců a smektitu. Dále od kontaktu, v chladnější zóně, množství pyroxenu postupně klesá, zároveň se mění i složení plagioklasů (klesá jejich bazicita). Krystalizaci K-živců a smektitů lze pozorovat přes celou kontaktní aureolu (v důsledku povrchové eroze nemohla být vzdálenější část aureoly studována). Sledovaná část kontaktní aureoly je nejlépe srovnatelná se zónami A a B (pyroxenová a pravděpodobně i sferulitová facie), které uvádějí Leoni et al. (1986). Celkový chemismus přikontaktní zóny (zvláště vzorek z kontaktu, max. do vzdálenosti 1 m) ukazuje zřetelně obohacení původního sedimentu velkým množstvím prvků: spolu s charakteristickou minerální asociací svědčí o relativně vyšších teplotách působících na sedimenty v průběhu termometamorfní reakce. Leoni et al. (1984, 1986) uvádějí pro tuto minerální asociaci teplotu vyšší než 500°C a nízké tlaky fluidních roztoků.

#### Literatura:

- Hrouda F., Janák F., Krystek I. (1972) : Studium vztahů směrů hlavních susceptibilit ke směrům proudění u neovulkanitů v oblasti Bánov-Bojkovice a pokus o paleomagnetický odhad jejich stáří.-In : Hrouda F., Janák F. et al. : Výzkum aplikačních možností některých magnetických vlastností hornin pro účely užité geofyziky a geologie. MS Geofyzika Brno.
- Kadlečík J., Roth Z., Stráňák Z. (1980) : Hlubinná stavba v oblasti vnějších Karpat na Moravě a západním Slovensku.-In Mahel M., ed.: Vážnější problémy geologického vývoje a stavby Československa, Klíčové územia a metody riešenia, III, 65-76 Bratislava.
- Kantor J., Repčok I., Durkovičová J., Eliášová K., Wiegrová A. (1984) : Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpat podle rádiometrického datovania. - MS Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- Krejčí O. et al. (1990) : Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25.000 Bánov. - MS Ústř. Úst. geol. Praha.
- Krejčí O., Franců J., Müller P., Stráňák Z. (1994) : Model tektonogeneze a vzniku uhlovodíků v úseku Střed.- 2<sup>nd</sup> International Conference Oil and Gas Business Activities, October 3 - 6, Luhačovice, Conference Contributions. Hodonin.
- Krystek I. (1955) : Alkalické vyvěřeliny na jihovýchodní Moravě - Geol. práce, Zoš. 41, 103-130. Bratislava.
- Leoni L., Polizzano C., Sartori F., Sensi L. (1984) : Chemical and mineralogical transformations induced in Pliocene clays by a small subvolcanic body and consequences for the storage of radioactive wastes.- N.Jb.Mineral., 4, 155-168. Stuttgart.
- Leoni L., Polizzano C., Sartori F. (1986) : Nuclear waste repositories in clays: The Orcaicco metamorphic aureole analogy. - App. Clay Sci., 1, 385-408. Amsterdam.
- Lexa J., Konečný V. (1979) : Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. - In: Geodynamic investigation in Czechoslovakia, 231-235. Veda, Bratislava.
- Mayerová M., Novotný M. (1986) : Výzkum zemské kůry pomocí hlubinné sondáže.-In Blížkovský M. et al. : Závěrečná zpráva úkolu OFTR-ČGÚ č. 82-160 Geofyzikální model litosféry za období 1982-85. Geofyzika Brno.
- Přichystal A. (1974) : Mineralogicko-chemické studium nerostných asociací na lokalitě Bučník (Komňa u Bojkovic). - Diplomová práce. MS Katedra min. a petr. Přír.fak. UJEP Brno.
- Shrb. ý O. (1974) : The petrochemical relation of the south - Moravian neovolcanic rocks to the neighbouring volcanic areas. - Věstník Ústř. Úst. geol., 49, 275-279. Praha
- Schenk V., Schenková Z., Pospíšil L., Zeman A. (1986) : Seismotektonický model svrchní části zemské kůry Českého masivu a Západních Karpat.-In : Blížkovský M. et al. : Závěrečná zpráva úkolu OFTR-ČGÚ č. 82-160 Geofyzikální model litosféry za období 1982-85. Geofyzika Brno.

# VÝZNAM HLUBOKOVODNÍCH MAKROURIDŮ VE SPODNÍM BADENU CENTRÁLNÍ PARATETHYDY

Importance of the otolith-based record of macrourid fishes in the Lower Badenian of the Central Paratethys

Rostislav Brzobohatý

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

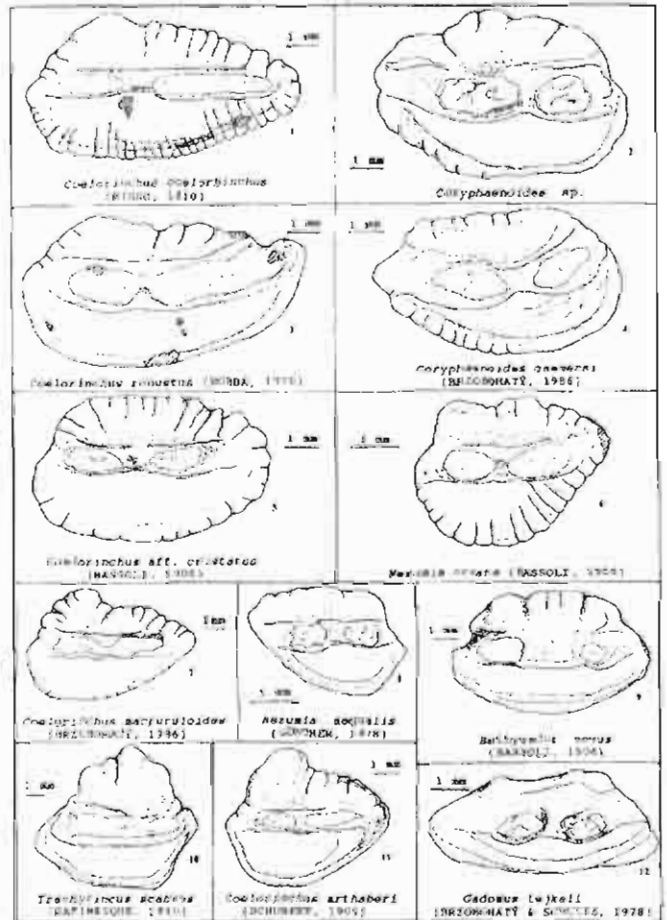
Key words: otoliths, Middle Miocene, Central Paratethys, paleogeography

Nápadným jevem otolitové fauny v miocénu centrální Paratethydy je ostré zvýšení diverzity otolitu hlubokovodních ryb čeledi Macrouridae v sedimentech spodního badenu. V souvislosti s rozsáhlejšími paleobatymetrickými studiemi byla provedena podrobná systematická revize otolitů této skupiny vycházející především ze sbírky recentních druhů v Belgickém královském přírodovědeckém ústavu v Bruselu. Macrouridae jsou v badenu centrální Paratethydy zastoupeni 13 platnými druhy (na rozdíl od jediného druhu v karpátu), z nichž 12 je uvedeno na tab. 1 (*Coryphaenoides* sp. je v souběžné práci popisován jako nový), třináctý, *Macrouroides kokeni* (Rzehak, 1893, str. 183, tab. 2, fig. 22), je znám pouze na základě původního vyobrazení Rzehakova holotypu a nebyl nově ověřen.

Recentně představuje tato čeleď velmi diverzifikovanou skupinu primárně bentopelagických (z malé části i batypelagických) hlubokovodních ryb všech oceánů a všech mořských bazénů s hlubokým spojením s oceány. Většinou žijí v hloubkách mezi 200-2000 m, nevystupují normálně výše než 100 m pod hladinu a tvoří např. v Pacifiku největší biomasu mezi 2000 a 6000 m. Jejich biologie je poměrně málo známá, mají však tendenci k regionálnímu rozšíření nebo až endemicitě a jejich potěr žije blízko sezónní termokliny (Cohen et al. 1990). Hlubokovodní způsob života těchto ryb v neogénu je dnes všeobecně přijímán a byl v posledních dvaceti letech rozsáhle diskutován.

Rody makrouridů zastoupené v sedimentech spodního badenu centrální Paratethydy lze batymetricky rozdělit do dvou skupin. *Bathygadus*, *Nezumia* a *Coelorinchus* vystupují k hloubkám spodní hranice neritika (200 m pod hladinu, posledně jmenovaný i okolo 100 m) a představují mělké složku badenských makrouridů. Hlubší složka je tvořena rody *Gadomus*, *Trachyrincus* a *Macrouroides*, které nevystupují výše než 400 m pod hladinu, a rodem *Coryphaenoides* žijícím výhradně pod hloubkou 300 m a zasahujícím až do hloubek okolo 6100 m.

Při revizi byly zjištěny i 3 druhy žijící ještě v recentních mořích. *Coelorinchus coelorhynchus* je velmi rozšířený bentopelagický druh obývající hloubky 200 (vyjimečně 90 m) - 500 m (vyjimečně 850 m) v západním i východním Atlantiku a Středozemním moři. *Nezumia aequalis* žije bentopelagicky v celém Severním Atlantiku v hloubkách 200-1000 m a *Trachyrincus scabrus* je charakteristický pro hloubky 395-1495 m



Tab. 1. 1. levá sagita, P - pravá sagita, vše z vnitřní strany. Fig. 1 - *Coelorinchus coelorhynchus* (Risso, 1810), P. Borač, spodní baden; Fig. 2 - *Coryphaenoides* sp., L. Brno-Královo Pole, spodní baden; Fig. 3 - *Coelorinchus robustus* (Robba, 1970), P. Vöslau, spodní baden; Fig. 4 - *Coryphaenoides gaemersi* (Brzobohatý, 1986), L. Brno-Královo Pole, spodní baden; Fig. 5 - *Coelorinchus* aff. *cristatus* (Bassoli, 1906), P. Borač, spodní baden; Fig. 6 - *Nezumia ornata* (Bassoli, 1906), P. Lomnice u T., spodní baden; Fig. 7 - *Coelorinchus macruruloides* (Brzobohatý, 1986), P. Brno-Královo Pole, spodní baden; Fig. 8 - *Nezumia aequalis* (Günther, 1878), L. Hrušovany n. J., spodní baden; Fig. 9 - *Bathygadus novus* (Bassoli, 1906), P. Hrušovany n. J., spodní baden; Fig. 10 - *Trachyrincus scabrus* (Rafinesque, 1810), L. Brno-Královo Pole, spodní baden; Fig. 11 - *Coelorinchus arthaberi* (Schubert, 1905), L. Walbersdorf, střední baden; Fig. 12 - *Gadomus tejkali* (Brzobohatý et Schultz, 1978), L. Brno-Královo Pole, spodní baden

východního Severního Atlantiku a Středozevního moře.

I ve srovnání s dnešním Středozevnímořem je diverzita makrouridů spodního badenu výrazně vyšší a náhlé objevení těchto typických velkých otolitů (u rodu *Trachyrincus* dosahují i více než 1,5 cm) může sloužit jako příhodný stratigrafický znak pro spodní baden západní části Centrální Paratethydy. Sedm z nich, *Gadomus tejkali*, *Bathygadus novus*, *Coelorinchus macruruloides*, *Coryphaenoides gaemersi*, *C. sp.*, *Nezumia aequalis* a *Macrouroides kokeni*, je v Centrální Paratethydě omezeno pouze na spodní baden, i když v mediterránní oblasti mají (nebo mohou mít) větší stratigrafické rozpětí. Toto náhlé objevení je součástí silně diverzifikované subtropické fauny charakterizované nástupem orbulin a podmíněně širokou komunikací Paratethydy na západě s Atlantikem přes mediterránní oblast a Indopacifikem na východě přes mezopotámskou cestu (Rögl et Steininger 1983). Je zřejmé i sychronní s nástupem psychrosférických ostrakodů (Jiríček 1983). Spojovací trog Paratethydy probíhající přes severní část bývalé Jugoslávie byl ve spodním badenu výrazně hlubší než v karpátu a musel dosahovat hloubek několika set metrů (300 - 400m), aby umožnil pronikání těchto hlubokovodních ryb. Spojení s východní Paratethydou popř. s Indopacifikem bylo zřejmě mělčí neboť ve východnějších pánvích centrální Paratethydy tyto ryby zcela chybějí (Brzobohatý 1982).

V karpatské předhlubni na Moravě jsou makrouridi rozšířeni v osní části dnešní předhlubně

Literatura:

- Brzobohatý R. (1982): Die Fischfauna der kalkigen Tone (Unter-Badenien) von Brno-Královo Pole und ihre paläogeographische Bedeutung. - Acta Mus. Morav., Sci. Nat., 67: 57-64 Brno
- Cohen D. M., Inada T., Iwamoto T. et Scialabba N. (1990): Gadiform Fishes of the World. - FAO Species Catalogue, FAO Fisheries Synopsis, No. 125, Vol. 10, Rome.
- Jiríček R. (1983): Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. - Knih. Zemní Plyn Nafta, 4: 195-236, Hodonín.
- Radwanska U. (1992): Fish otoliths in the Middle Miocene (Badenian) deposits of Southern Poland. - Acta geol. Polonica, 42 (3-4): 9-328, Warszawa.
- Rögl F. et Steininger F. F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. - Ann. Naturhistor. Mus. Wien., 85/ A: 135-163, Wien.

(Ilrušovany n. J. - Nezamyslice) a hlubokých depresích předbadenského reliéfu západně od okrajového zlomu předhlubně (např. Brno-Královo Pole, Kuřim, Borač, Drnovice u Bosk.). Jejich hlubokovodnější složka (*Coryphaenoides*, *Gadomus*, *Macrouroides* a *Trachyrincus*) je svým výskytem omezena na oblast předhlubně jižně od Moravské brány, zatímco mělčí prvky (*Nezumia*, *Coelorinchus*) se ojediněle vyskytují i v polské části předhlubně. Tato skutečnost ukazuje na celkové změňování předhlubně nebo alespoň spojovacích cest k SV a V. Nevylučuje však i možnost zakrytí batymetricky hlubších vývojů spodního badenu v Polsku mladšími příkrovy, jak se zdá naznačovat otolitová fauna v okolí Benzyna (jz. od Krakova) obsahující mimo jiné vzácně i zástupce makrouridů podčeledi Bathygadinae bez přesnějšího systematického zařazení (Radwanska 1992).

Otolity makrouridů se objevují v Paratethydě ještě v krátké epizodě ve středním badenu. Jsou zde zastoupeni pouze 5 druhy a areál jejich výskytu je omezen na oblast bezprostředně související s komunikací s mediterránní oblastí (západní část panonské pánve, pochunajská nížina).

Podrobné údaje týkající se úplné synonymiky, variability, vztahu a stratigrafického a geografického rozšíření jednotlivých druhů makrouridů centrální Paratethydy i další konsekvence studia těchto hlubokovodních ryb jsou uváděny v širší práci v Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Sci. Terre, 66 (1996).

## VÝSKYT RODU ERATIDUS (FORAMINIFERA) V EOCÉNU MORAVSKÉHO FLYŠE

Occurrence of the genus *Eratidus* (Foraminifera) in the Eocene of the Moravian flysch

Miroslav Bubík

ČGU, Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words:* agglutinated foraminifera, taxonomy, biostratigraphy, Carpathian Flysch Belt

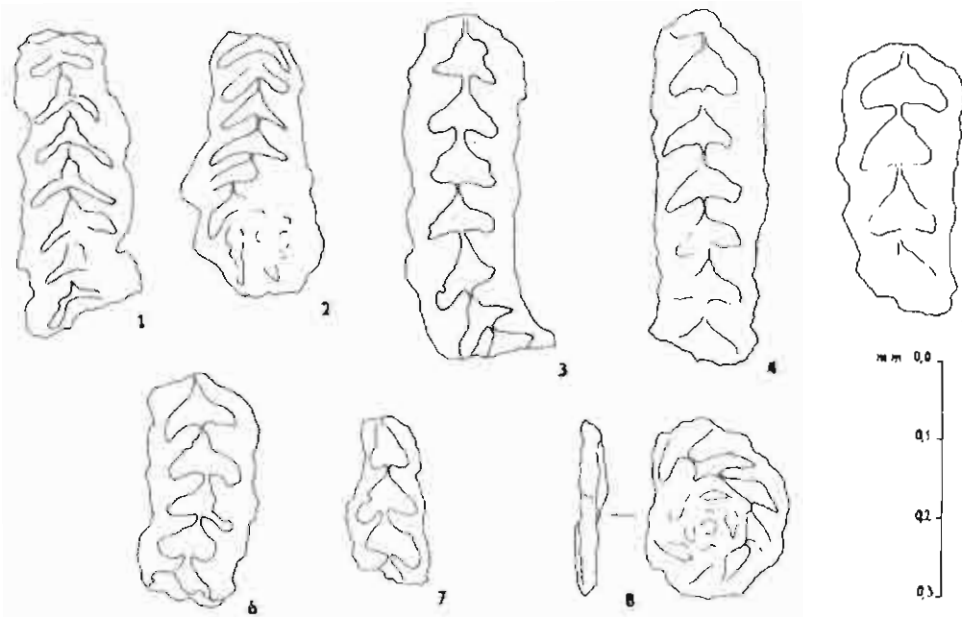
Během určování flyšových mikrofaun pro účely geologického mapování a regionálního výzkumu moravského flyše v minulých letech byl zaznamenán výskyt rodu *Eratidus* v eocénních sedimentech různých tektonických jednotek.

Rod *Eratidus* popsala Saidova (1975). Jako typový druh použila *Haplophragmium foliaceum* BRADY, 1881 a popsala jeden nový druh *Eratidus antarcticus* z recentu Tichého oceánu. Rod *Eratidus* je aglutinovaný

foraminiferem z čeledi *Lituolidae* a vyznačuje se zploštělou schránkou sestávající z planispirální počáteční části přecházející do unispirální části s terminálně posazeným areálním ústím.

Jedinci z moravského flyše představují pravděpodobně dosud nepopsaný druh (zde označený jako *Eratidus* sp.). Tento druh byl dříve zjištěn v eocénu až oligocénu z hlubokomořských vrtů v Severním moři a od Labradoru (M. A. Kaminski, ústní sdělení). Dále byl

*Subbotina corpulenta* (SUBB.) a *Globorotalia cunialensis* (TOUM. - BOLL.) dokládá stáří svrchního eocénu.



Obr. 1. *Eratidus* sp.: 1, 2 - Javorník, spodní eocén bělokarpatské jednotky; 3 - Blatnička, střední eocén bystrické jednotky; 4, 5, 8 - Popov, bystrické vrstvy (eocén) bystrické jednotky; 6, 7 - Čertoryje, svrchní eocén slezské jednotky. Přivětšeno.

### Systematický popis

*Eratidus* sp.

Obr. 1 - 8.

Popis: Schránka malá, silně zploštělá. Počáteční planispirální část schránky sestává přibližně ze dvou závitů s 5 až 7 komůrkami v posledním závitě. Mladší uniseriální část tvořena až osmi komůrkami. Mezikomůrkové švy většinou nezřetelné. Tvar vnitřků komůrek pozorovaných při prosvětlení je trojúhelníkový až lichoběžníkový v planispirální části a trojúhelníkový až srpkovitý v uniseriální části. Ústí je areální, v planispirální části při

nalezen ve středním a svrchním eocénu slezské jednotky v polských Karpatech S. Gerochem (ústní sdělení). Na našem území byl *Eratidus* sp. zjištěn ve spodním eocénu kuželovského souvrství bělokarpatské jednotky v hlíništi cihelny v Javorníku u Velké nad Veličkou. Vyskytuje se zde v diverzifikovaném společenstvu drobných aglutinovaných foraminifer a s nanofosiljem zóny NP11 (Švábenická, ústní sdělení). Další výskyt druhu *Eratidus* sp. byl zaznamenán s. od Blatničky v tektonické šupině středního eocénu (nanozóna NP14 - NP15, Stránilík et al., 1989). Šupina tvořená vápnatými jílovci až slínami žilného souvrství bystrické (popřípadě račenské) jednotky je tektonicky začleněná do bělokarpatského příkrovu. V bystrické jednotce byl *Eratidus* sp. nalezen u Popovi v eocénních bystrických vrstvách žilného souvrství. Zde je součástí autochtovního společenstva aglutinovaných foraminifer v hemipelagickém nevápňitém jílovci. Společenstvo patří k "flysch-type" biofacii, která charakterizuje prostředí dolního svahu (viz Kuhnt - Kaminski - Moullade 1989). *Eratidus* sp. byl dále zaznamenán i ve vnější skupině příkrovu - ve slezské jednotce na j. svahu Čertoryje u Bystřice pod Hostýnem (podmenitově souvrství). Ojedinelé je přítomen v thanatocenóze s aglutinovaným vápňitým bentosem a planktonickými foraminiferami, kterou lze zařadit do "low and mid latitude slope" biofacie středního svahu (sensu Kuhnt - Kaminski - Moullade 1989). Plankton se

bázi komůrky, v uniseriální části terminální. Stěna schránky je aglutinovaná a silicifikovaná, obvykle sklovitě průsvitná.

Jedinci ze spodního eocénu bělokarpatské jednotky (viz obr. 1 a 2) se poněkud odchytilí více členitým okrajem v planispirální části a kratšími komůrkami v uniseriální části.

Geografické rozšíření: pravděpodobně kosmopolitní (Severní moře, Severní Atlantik, vnější flyšové pásmo Karpat).

Paleobathymetrické rozšíření: v karpatském flyši hlubší bathyál (střední a dolní svah sensu Kuhnt - Kaminski - Moullade 1989).

Stratigrafický rozsah: v karpatském flyši dosud zjištěn ve spodním až svrchním eocénu.

Výše charakterizovaný druh by měl být formálně popsán na základě četnějšího a lépe zachovalého materiálu M. A. Kaminského z hlubokomořských vrtů a S. Gerocha z flyše polských Karpat. Účelem této nálezevé zprávy je upozornit na drobný a nenápadný druh, který v našem flyši dosud zřejmě unikl pozornosti. Dosavadní nečetné nálezy nasvědčují tomu, že *Eratidus* sp. nastupuje ve spodním eocénu v souvislosti s významnou událostí pro hlubokomořské prostředí na hranici paleocén/eocén (vymření a nástup řady taxonů, viz např. Bubík - Švábenická 1994). Jako stratigraficky významný je tento druh hoděn zvýšenou pozorností.

### Literatura:

- Bubík M., Švábenická L. (1994): Bioevents at the Paleocene/Eocene boundary in flysch sediments of the Bílé Karpaty Unit (West Carpathians, Czech Republic) - *Geolines*, 1, 3 - 5. Praha  
 Kuhnt W., Kaminski M. A., Moullade M. (1989): Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. - *Geol. Rundschau*, 78, 3, 1121 - 1140. Stuttgart.  
 Saidova Ch. M. (1975): Bentosnye foraminifery Tichogo Okeana. - *Institut Okeanologii P. P. Shirsova, AN SSSR*, 3. Moskva.  
 Stránilík Z. et al. (1989): Ke stratigrafii a sedimentologii hluckého vývoje bělokarpatské jednotky. - *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987*, 121 - 124. Praha.

# VÝSLEDKY VRTU BJ-321 V LUHAČOVICÍCH

## Results of the borehole BJ-321 Luhačovice

(25-34, Luhačovice)

<sup>1</sup>Miroslav Bubík, <sup>1</sup>Oldřich Krejčí, <sup>2</sup>Lilian Švábenická

<sup>1</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno, <sup>2</sup>ČGÚ Klárov 3, 118 21 Praha 1

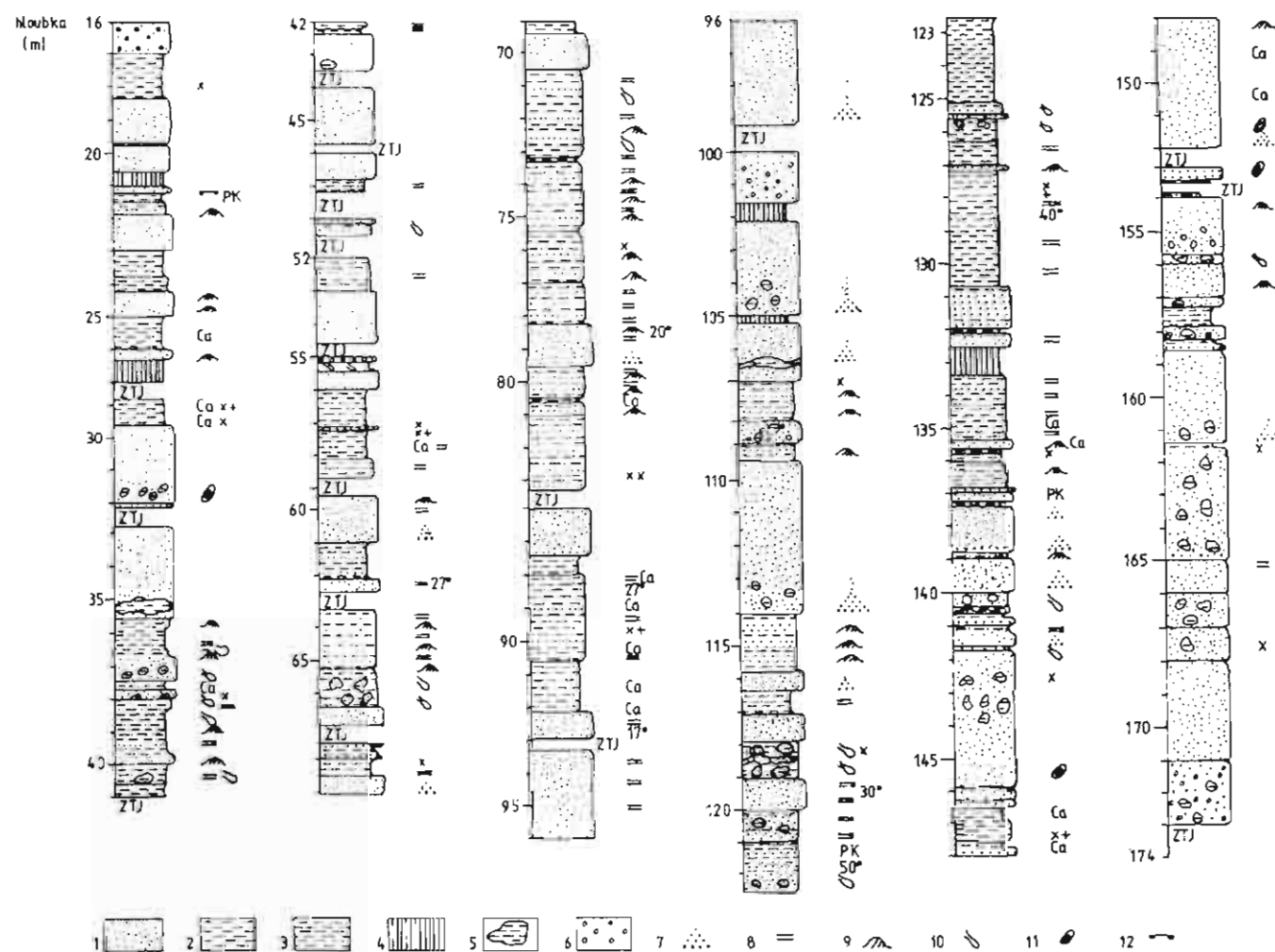
*Key words:* Carpathian Flysch Belt, Magura Flysch Group, sedimentology, biostratigraphy, foraminifera, calcareous nannofossils

V roce 1994 byl v centru lázeňského města Luhačovice pod náměstím u říčky Olšavy odvrtán vrt BJ-321. Účelem vrtu bylo zajistit další přítok minerálních vod pro léčebné účely. Investorem vrtu byl Český inspektorát lázní a zříděl MZ ČR. Projekt vrtu a jeho průběžné sledování zajišťovala firma Aqua Minera z Brna (RNDr. V. Řezníček a kol.). Vrtné práce provedla firma Pegas z Nového Města na Moravě. Původní projekt vrtu předpokládal dosažení hloubky 400-500 m. Vzhledem k erupci proplyněné vody a k ohrožení hydrogeologických poměrů celé zřídelní struktury lázní byl vrt předčasné ukončen v hloubce 174 m. Přesto vrt BJ-321 zůstává nejhlubším vrtem v širším okolí Luhačovic a protože byl plně jádrován, přinesl zajímavé poznatky pro poznání detailní litologie a biostratigrafie luhačovických vrstev

zlínského souvrství račanské jednotky magurské flyšové skupiny.

Vrt BJ-321 je lokalizován v těsné blízkosti pravého břehu říčky Olšavy při stavební parcele nového kostela poblíž pramene Elektra. Z geologického hlediska je vrt situován při jz. okraji antiklinálního pásma lačnovského v prostoru luhačovické antiklinály (Pesl - Menčík 1966). Nejnověji zpracovali geologické poměry širšího okolí Vůjta et al. (1993). V celém profilu vrtu byly zastíženy svrchní luhačovické vrstvy zlínského souvrství.

Ve svrchní části profilu vrtu byly pod 2,5 m navážky zastíženy zelenohnědošedé, písčité, povodňové jily (do 7,4 m), v jejich podloží pak šedé, jílovité šterkopísky a kamenité šterky (do 11 m). Vzhledem ke ztrátám jádra bylo možné profil flyšovými sedimenty ve vrtu



Obr. 1. Litologická kolonka vrtu Luhačovice BJ-321. Vysvětlivky: 1-pískovec; 2-prachovec; 3-jílovec; 4-rozvrtná směs; 5-klasty, litologie podle 1-3; 6-volné póry; 7-gradáční zvrstvení; 8-parallelní laminace; 9-čehovitá a konvolutní laminace; 10-skluzové textury; 11-velké foraminifery; 12-hieroglyfy na bázi vrstvy; ZTJ-ztráta jádra; PK-pelokarbonát; Ca-vápnitost; 30°-sklon laminace; x vzorek pro stanovení mikrofauny; - vzorek pro stanovení nanoplanktonu



souvisleji dokumentovat až od 16 m níže.

Vrtem byly zastíženy typické turbiditní sedimenty s četnými skluzovými texturami. Podle litologického zastoupení hornin v profilu vrtu lze vymezit dvě litofacie. Svrchní litofacie tvoří interval ca 16-137,5 m. Převládají v ní drobně rytmické turbidity s převahou jílovců a prachovců nad jednotlivými pískovcovými polohami, které mají mocnost od několika centimetrů v drobně rytmických sekvencích, nebo tvoří jednotlivé lavice i přes 2 m mocné. Nejhrubější zjištěná lavice pískovce měla mocnost téměř 6 m; vzhledem ke ztrátě jádra v jejím podloží i nadloží lze usuzovat až na 9,5 m. Interval v rozmezí 137,5-173 m je tvořen velkou převahou lavic pískovců s četnými jílovými závalky nad jílovci a prachovci ve svrchních částech turbiditních rytmů. Mezi jednotlivými lavicemi pískovců zpravidla chybí turbiditní intervaly Tb - Te. Látkové složení pískovců, jejich strukturní a texturní charakteristiky, jsou v celém profilu vrtu stejné. Schematický litologický profil vrtem BJ-321 je zobrazen na obr. 1.

Pískovce, zastížené vrtem, jsou převážně bílošedé až šedé, světlých odstínů. Převládají hrubozrnné a střednozrnné typy s homogenním nebo gradačním zvrstvením (interval Ta). Ve spodních částech rytmů se mohou vyskytovat drobnozrnné slepence nebo větší jednotlivé valounky křemene (do 1 cm). Pískovce jsou křemité a křemito-arkózoové, převážně pevné. Většinou mají křemitý tmel. Ojedinele jsou rozpadavé na písek. Často obsahují volné vyloužené dutiny, patrně po méně odolných klastech. Pískovce v drobně rytmických sekvencích jsou většinou jemnozrnné, čeřinovitě zvrstvené (interval Tc). Velmi častým jevem v pískovcích je přítomnost závalků laminovaných i nelaminovaných jílovců a laminovaných prachovců (i přes celý průměr vrtu - ca 10 cm). Místy jsou přítomny schránky velkých foraminifer (numulitů), rostlinná sečka a drobné zuhelnatělé úlomky dřeva.

Převládajícím typem pelitů jsou zelenošedé a šedé, nevápnité, střípkovité jíly až jílovce s proměnlivou prachovitou příměsí. Častá je paralelní laminace. Byly zjištěny i slabě vápnité až vápnité typy. V jednotlivých polohách do 10 cm mocných se nerovnoměrně vyskytují šedohnědé, masívní, nevápnité prachovité jíly až jílovce. Ojedinele tvoří v intervalu 122,55-125,10 m polohu 255 cm mocnou. Jílovce se drobně rytmicky zastupují v několik metrů mocných sekvencích s hnědošedými, čeřinovitě a paralelně laminovanými prachovci a jemnozrnnými čeřinovitými pískovci. Velmi hojný je výskyt závalků, často hrubější frakce, a skluzových deformací v rámci jílovcových poloh. Skluzové deformace jsou vázány prakticky na všechny základní typy sedimentů - pískovce, prachovce i jílovce.

Bazální plochy vrstev s proudovými nebo biogenními stopami téměř nebyly pozorovány. Podle gradačního zvrstvení a posloupnosti textur v rámci Boumových intervalů lze předpokládat normální uložení vrstev se sklonem převážně do 30°. Výskyt puklin není hojný. Většinou se nacházejí jednotlivé, otevřené pukliny se strmým sklonem (přes 60°).

Šedé nevápnité jíly, které lze považovat za

hemipelagity, obsahovaly níže diversifikovaná a monotónní společenstva aglutinovaných foraminifer. Ve většině vzorků je hojná až dominantní *Sphaerammina subgaleata* (VAŠ.), doprovázená druhy *Reophax nodulosus* BRADY, *Haplophragmoides walteri* (GRZ.), *Recurvoidella lamella* (GRZ.), *Hyperammina elongata* BRADY, *Nothia* sp., "*Rhizammina*" sp., vzácně *Reophax elongatus* GRZ. a *Hyperammina rugosa* VERD. et HIN. Ve vzorcích z hloubek 37,9 - 38,0 a 142,6 - 142,7 m (závalek) byl zjištěn poněkud odlišný typ společenstva vyznačující se přítomností rodů *Recurvoides* a *Paratrochamminoides* a druhy *Recurvoides gerochi* PFLAUM., *Thalmannammina* cf. *subturbinata* (GRZ.), *Rhabdammina cylindrica* GLAES., *Karrerulina* cf. *coniformis* (GRZ.) atd. Podle charakteru thanatocenóz a přítomnosti "flysch-type" biofacie (sensu Kuhnt - Kaminski - Moullade 1989) sedimentace probíhala v oblasti dolního svahu pod CCD. Společenstvo s *Paratrochamminoides* a *Recurvoides* více odpovídá "flysch-type" biofacii, zatímco společenstvo se *Sphaerammina* zřejmě indikuje poněkud odchylné prostředí.

Šedohnědé prachovité vápnité jíly až jílovce představují turbiditní Te intervaly a místy obsahují planktonické foraminifery a vápnitý benthos. V hloubce 29,1 - 29,5 m byly zjištěny druhy *Pseudohastigerina micra* (COLE), *P. danvillensis* (H. et W.), *Morozovella aequa tholiformis* BLOW, *Acarinina intermedia* SUBB., *A. cf. interposita* SUBB., *A. cf. matthewsae* BLOW, *A. convexa - trichotrocha* trans., *Subbotina eocaenica* (TERQ.) a *S. pseudoeocaenica* (SUBB.). V hl. 89,7 - 89,9 m byly navíc zjištěny *Acarinina camerata* KJAL., *A. broedermanni* (CUSH. - BERM.), *Turborotalia pseudomayeri* (BOLL.), *Subbotina linaperta* (FINLAY), *S. frontosa* (SUBB.), *S. boweri* (BOLL.), *S. angiporoides minima* (JENK.), *Hantkenina* sp. a *Chiloguembelitra* sp. Společenstva obou stratigrafických úrovní umožňují zařazení do biochronu P.10 (sensu Blow, 1979). Vápnitý benthos šedohnědých jílovců reprezentují zástupci rodů *Cibicidoides* (hojně), *Stilostomella*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Globocassidulina*, *Biapertorbis*, *Reussella*, *Globulina* a *Florilus*. Toto společenstvo obývalo prostředí hlubšího sublitorálu se sníženým obsahem kyslíku ve vodě a spolu s planktonem bylo redeponováno do oblasti dolního svahu.

Šedohnědé jílovce poskytly také bohatá společenstva vápnitých nanofosilií. V hl. 89,7 - 89,9 m byly zjištěny vůdčí druhy *Helicosphaera heezenii* BUKRY, *Discoaster gemmifer* STRAD., *D. saipanensis* BRAMM. et RIEDEL - vzácně, *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN) MART. et RITZ., *Chiasmolithus solitus* (BRAMM. et SUL.) LOCKER, *Ch. medius* PERCH-NIELSEN a hojný *Ch. grandis* (BRAMM. et RIEDEL) RADOM. Všechny vzorky odebrané z hloubek 29,1 - 147,5 m je možno na základě vápnitého nanoplanktonu zařadit do biochronu NP15 (sensu Martini, 1971), přičemž společenstva z hloubek 89,7 - 89,9 a 147,5 m svědčí pro vyšší část tohoto biochronu.

Vrt Luhačovice BJ-321 zastihl svrchní luhačovické vrstvy zlínského souvrství v celkové nepravé mocnosti 158 metrů. Svrchní luhačovické vrstvy je možné rozčlenit do dvou litofacií. Svrchní část profilu vrtu je tvořena drobně rytmickým střídáním jílu/jílovců, prachovců a jemnozrnných pískovců. V drobně rytmické sekvenci jsou zastoupeny jednotlivé lavice středně- až hrubozrnných pískovců. Tato litofacie odpovídá turbiditní facii D (Mutti - Ricci 1972, fide Shanmugam - Moiola 1991), pro kterou je typické zastoupení tenké vrstevnatých, jemnozrnných pískovců, prachovců a jílovců. Chybějí v ní bazální Bounovy intervaly. Spodní část profilu vrtu je tvořena velkou převahou středně až hrubozrnných pískovcových lavic. Tento typ sedimentace odpovídá turbiditní facii A s převahou hrubých lavic pískovců až slepenců. Pro celý profil vrtu je typická přítomnost skluzových deformací a útržků sedimentů různého litologického složení. Celkově lze sedimenty zastížené vrtem charakterizovat jako proximální turbid-

ity, které se usadily ve svrchní části turbiditního vějíře v prostoru výplně meandrujících kanálů a jejich přilehlého okolí v oblasti dolního svahu pod CCD. Sedimentace byla velmi rychlá, neboť celá mocnost zastížená vrtem se nahromadila během části jedné nanoplanktonové (resp. foraminiferové) zóny. Autochtonní aglutinovaný benthos svrchních luhačovických vrstev ve vrtu se liší od společenstev spodních luhačovických vrstev s hojným výskytem *Reticulophragmium amplexans* (GRZ.), studovaných na povrchových výchozech u Březůvek, v lomu Pradlisko aj. Vložky šedohnědých vápnných pelitů představují první signály sedimentace zlínské litofacie. Jejich redeponovaný fosilní obsah umožňuje zařazení do biochronu P.10 planktonických foraminifer a biochronu NP15 vápnného nanoplanktonu, které lze korelovat se střední částí středního eocénu. Je možno předpokládat, že tyto redepozice jsou zčásti synsedimentární a tudíž určují i stáří depozice svrchních luhačovických vrstev ve vrtu.

**Poděkování.** Autoři děkují firmě Aqua Minera z Brna a jmenovitě RNDr. V. Řezníčkovi za laskavé poskytnutí kompletního horninového materiálu z vrtu BJ - 321.

## Literatura:

- Blow W. H. (1979): The Cainozoic Globigerinida. Volume I - III - E. J. Brill, 1413 pp. Leiden.  
 Pešl V., Menčík E. (1966): Geologická stavba luhačovických lázní ve vztahu k minerálním pramenům. - Sbor. geol. věd, HIG, 4, 113 - 123. Praha.  
 Kuhnt W., Kaminski M. A., Moullade M. (1989): Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. - Geol. Rundschau, 78, 3, 1121 - 1140. Stuttgart.  
 Martini E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation - Proc. II. Plankt. Conf., Roma, 1970, 2, 739 - 785. Roma.  
 Mutti E., Ricci L. (1972): Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies associations from selective formations of northern Apennines: Internat. Assoc. of Sedimentologists. Field trip Guidebook A-11, International Sedimentologic Congress IX., p. 21 - 36.  
 Shanmugam G., Moiola R. J. (1991): Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 75, 1, 156-179. Tulsa.  
 Vůjta M. et al. (1993): Geologická mapa ČR 1:50 000 a Vysvětlivky, list 25-34 Luhačovice. - MS, Archiv ČGÚ Praha.

## NOVÉ STRATIGRAFICKÉ VÝZKUMY VE SVRCHNÍ KŘÍDĚ ZDOUNECKÉ JEDNOTKY

### New stratigraphical research in the Upper Cretaceous of the Zdonky Unit

<sup>1</sup>Miroslav Bubík, <sup>1</sup>Zdeněk Stránek, <sup>2</sup>Lilian Švábenická

<sup>1</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno; <sup>2</sup>ČGÚ Klárov 3, 118 21 Praha 1

*Key words:* Upper Cretaceous, stratigraphy, Foraminifera, calcareous nannofossils, Zdonky Unit, flysch belt, West Carpathians

V posledních letech byly studovány sedimenty svrchní křídly ve zdounecké jednotce flyšového pásma v širším kontextu výzkumu svrchní křídly na jižní Moravě. Mikrobiostratigraficky byly revidovány významné výchozy, pokud to špatná odkrytost zdounecké jednotky dovolila (Zdonky, Střílky, Újezdsko, Zástřizly, viz obr. 2 a 3). Kromě foraminifer byl nově využit i vápnný nanoplankton, což značně zpřesnilo dosažená biostratigrafická data. Zároveň byly revidovány výběry foraminifer z dřívějších mapovacích prací uložené v ČGÚ Brno (výběry biostratigraficky určené E. Jurášovou v nepublikované zprávě Stránka et al. 1982).

Nejvíce údajů o svrchní křídě zdounecké jednotky poskytly mělké vrty (viz obr. 2) na listu M-33-107-Bc

dokumentované v letech 1962 - 63. Na základě biostratigrafického zpracování těchto vrtů E. Hanzlíkovou vypracoval Chmelík (1971) neformální stratigrafické členění sedimentů zdounecké jednotky. V rámci svrchní křídly rozlišuje cenomanský, coniac-santonický a campán-maastrichtský cyklus a předpokládá výzdvih a přerušení sedimentace během turonu.

Hlavní výsledky revize foraminifer ze zmíněných mělkých vrtů jsou shrnuty v tabulce (obr. 1). Je z ní zřejmé, že foraminifery tvoří většinou pseudoasociace (smíšená společenstva) složené z prvků různého stáří v rámci křídly a zároveň i z různých paleobathymetrických úrovní v rámci bathyálu. Ve výplavech z vrtných vzorků nelze většinou rozhodnout, která složka pseudoasociace



je autochtonní, která je redeponovaná a která představuje kontaminaci. Je pravděpodobné, že alespoň část vzorků pochází z tektonicky i vrtáním prohnětených vrstev, takže odebrané vzorky mohly představovat směs různě starých pelitů.

Svrchní křídou nyní řazenou do zdounecké jednotky poprvé doložil Pokorný (1954) v zářezu silnice mezi Střílky a Zástřizly a považoval ji za součást ždánické jednotky. Stáří sedimentů blíže nespécifikoval v rámci svrchní křídly, nicméně uvádí druhy *Globotruncana lapparenti* BROTZ., *Gümbelina striata* (EHR.), *Stensioeina labyrinthica* CUSH. a *Rzehakina epigona minima* CUSH. - RENZ dokládající svrchní senon.

Nově byla na lokalitě (d. b. 4) zjištěna poměrně bohatá společenstva planktonických a bentosních foraminifer, vápnatého nanoplanktonu, kulovitá jádra radiolarií aj. Společenstvo planktonických foraminifer je tvořeno druhy *Globotruncanita elevata* BROTZ., *Globotruncana linneiana* (ORB.) - hojně, *G. cf. bulloides* VOGL., *Contusotruncana fornicata* (PLUM.) - hojně, *Archaeoglobigerina cretacea* (ORB.), *Rugoglobigerina pilula* BELF., *Globigerinelloides sp.*, *Heterohelix sp.* aj. V bentosním společenstvu převládají aglutinované druhy

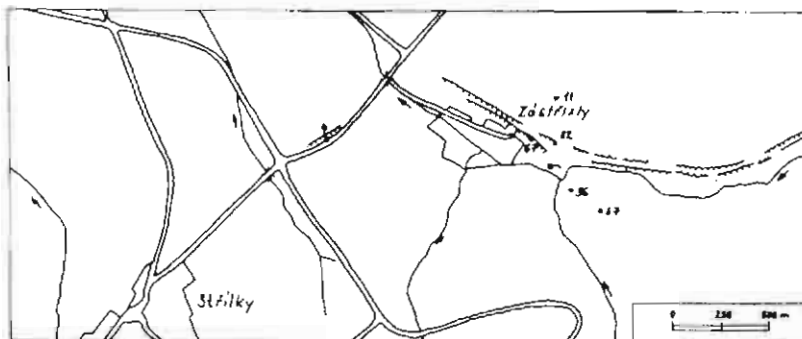
"*Rhizammina*" sp., *Kalamopsis grzybowskii* (DYL.), *Rzehakina minima* CUSH. - RENZ,

K-8 (6,0 - 7,0)	K-9 (3,0 - 4,0)	K-38 (17,0 - 18,0)	K-49 (5,5 - 7,0)	K-50 (2,0 - 3,0)	K-51 (17,0 - 18,0)	
X	X	X	X	X	X	<i>Abathomphalus mayaroensis</i> BOLL
						<i>Rugoglobigerina rotundata</i> BROWN
						<i>Contusotruncana plummerae</i> (GAND.)
	X	X				<i>Globotruncana mariei</i> B - B
	X	X				<i>Rzehakina epigona</i> (RZETIAK)
	X	X				<i>Globotruncana linneiana</i> (ORB.)
			X			<i>Rugoglobigerina cf. pilula</i> BELF.
			X	X	X	<i>Marginootruncana sinuosa</i> D'ALB.
X	X	X	X	X	X	<i>Marginootruncana pseudolinneiana</i> FISS
						<i>Dicamella lagani</i> (SCHEB.)
				X		<i>Helvetoglobotruncana praehelvetica</i> (TR.)
			X			<i>Rotalipora cushmani</i> (MORROW)
			X			<i>Rotalipora greenhornensis</i> (MORROW)
			X	X	X	<i>Rotalipora montsalvensis</i> MORROW
			X	X	X	<i>Rotalipora brotzeni</i> (SIGAL)
X	X	X	X	X	X	<i>Haplophragmoides nonatimoides</i> (RSS.)
			X			<i>Planorbina bustorlii</i> (GAND.)
						Ma
						Ca - Ma
						nv. S - Ma
						S - sp. Ca
						nv. T - S
						T
						Ce
						Al - Ce
						Al

Obr. 1. Distribuce vůdčích druhů foraminifer v pseudoasociacích z mělkých vrtů ze zdounecké jednotky. Uvedeny jsou druhy, které dokládají odlišné stáří jednotlivých složek pseudoasociací

*Uvigerinamina jankoi* MAJZ., *Spiroplectamina dentata* (ALTH), *S. navarroana* (CUSH.) atd. nad vápnatými druhy reprezentovanými zástupci rodů *Dentalina*, *Stilostomella*, *Ramulina*, *Pullenia*, *Ellipsonodosaria*, *Quadriformina*, *Allomorphina* aj. Foraminifery celkově dokládají stáří nižšího campánu. Vápňitý nanoplankton je chudý a špatně zachovalý. Druhy *Aspidolithus parvus constrictus* (HATTNER et al.) PERCH-NIELSEN, *Marthasterites furcatus* (DEFL.) DEFL., *Lithastrinus grillii* STRADNER a *Orastrum campanensis* (ČEPEK) WIND et WISE dokládají zónu CC18 (sensu Sissingh 1977 a Perch-Nielsen 1985), kterou lze korelovat se spodní částí spodního campánu.

Sedimenty z intervalu nejvyšší santon - spodní



Obr. 2. Situace studovaných odkryvů ve svrchní křídě zdounecké jednotky v okolí Zástřizel a Střílky. Výřez z mapy dokumentačních bodů 24-44-09.

campán, představované tmavošedými a červenými vápnatými jílovci až jíly, byly zjištěny na jv. okraji Zástřizel (d. b. 57). Z planktonických foraminifer se vyskytla jen ojedinelá *Globotruncana linneiana*. v bentosním společenstvu převládají vysoce aglutinované druhy, např. "*Rhizammina*" sp., *Hyperammia elongata* BR., *Haplophragmoides stomatus* (GRZ.), *Spiroplectamina navarroana* (CUSH.), *Thalmanammia gerochi* (HANZ.) a *Uvigerinamina jankoi* MAJZ. aj.

Mladší sedimenty campánu reprezentují zelenošedé prachovité vápňité jílovce ze základů novostavby domku na v. konci Zástřizel (d. b. 67). Bohaté společenstvo planktonických foraminifer je tvořeno hojnými jedinci *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. linneiana* (ORB.), *Contusotruncana fornicata* (PLUM.), *C. plummerae* (GAND.), vzácněji *Globotruncana mariei* BAN. - BLOW, *G. orientalis* NAG., *G. rosetta* (CARS.), *G. bulloides* VOGL., *Contusotruncana patelliformis* (GAND.), *Globotruncanita stuartiformis* (DALB.) a zástupci rodů *Archaeoglobigerina*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* a *Pseudotextularia*. Diversifikované bentosní společenstvo obsahuje četné vápňité i aglutinované druhy. Z aglutinovaných lze uvést např. *Caudammia gigantea* GER., *Caudammia? velascoensis* (CUSH.), *Kalamopsis grzybowskii* (DYL.), *Spiroplectamina dentata* (ALTH), *Gaudryina cretacea* (KARR.) a *Dorothyia pupa* (RSS.). Z vápňitých druhů se vyskytují zástupci rodů *Dentalina*, *Lenticulina*, *Ramulina*, *Pleurostomella*, *Bulminella*,

*Allomorphina*, *Pullenia*, *Gyroidinoides*, *Stensioeina* a stratigraficky významné druhy *Neoflabellina cf. rugosa* (ORB.), *Aragonia velascoensis* (CUSH.) a zejména *Gavellinella monterelensis* (MARIE), která nastupuje v nejvyšším spodním campánu. Vápňitý nanoplankton dokládá zónu CC21 s *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, *Prediscosphaera stoveri* (PERCH-NIELSEN) SHAFIK et STRADNER, *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER) PRINS et SISSINGH, *Staurolithites mielnicensis* (GORKA) PERCH-NIELSEN, *Reinhardtites cf. levis* PRINS et SISSINGH atp., která odpovídá spodní části svrchního campánu. Ve společenstvu lze pozorovat směs druhů nízkých a vysokých zeměpisných šířek.

Sedimenty campánu vystupují i v zářezu nedostavěné dálnice s. od hájovny při v. konci Zástřizel (d. b. 62, vzorek A). Jsou to zelenavě a modravě šedé vápnité jílovce se slabými lávkami modrošedých jemnozrnných laminovaných pískovců. Společenstvo planktonických foraminifer charakterizují druhy *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. linneiana* (ORB.) a *Globotruncanita elevata* (BROTZ.). V benthosním společenstvu převládají vápnité druhy.

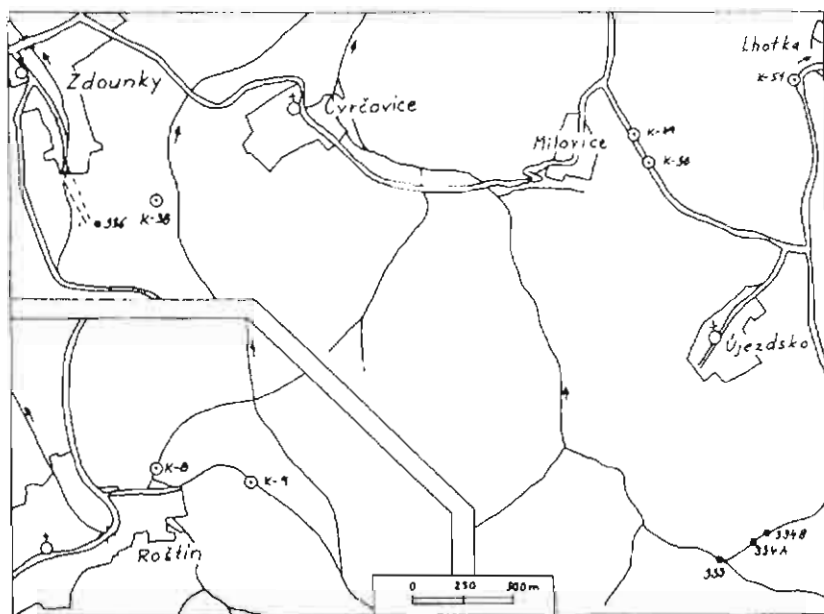
Vrstvy stejného litologického charakteru byly pozorovány ve výkopu pro vytyčenou trasu dálnice (d. b. 11). Chudé společenstvo planktonických foraminifer obsahovalo průběžné druhy rozsahu nejvyšší santon - maastricht a redeponované druhy *Marginotruncana coronata* (BOLL.) a *M. cf. marginata* (RSS.). Bohaté společenstvo aglutinovaných foraminifer charakterizují druhy *Hyperammina elongata* BR., *Glomospira diffundens* CUSH. - RENZ., *Marssonella crassa* (MARSS.), *Karrerulina cf. coniformis* (GRZ.), *Ammodiscus glabratus* CUSH. - JAR., *Spiroplectammina cf. navarroana* (CUSH.) aj.

V aplanovaném úvozu cesty při v. konci Zástřizel (d. b. 56) byly pozorovány rudohnědé a zelenavě šedé vápnité jílovce, obsahující foraminifery vyššího maastrichtu. Společenstvo planktonických foraminifer s

studován v drobném výchozu v blízkosti střešnice (zašlý lom) na jv. okraji Zdounek (d. b. 336). Ve výchozu vystupují nazelenale šedé slíny s čočkami a smouhami rudohnědých a bělavě šedých slínů. Čočky a smouhy představují zavrásněné sedimenty cocénu obsahující bohatá společenstva cocénního planktonu (*Morozovella*, *Acarinina*, *Pseudohastigerina* aj.). Převažující šedé slíny poskytly velmi bohaté a dobře diversifikované společenstvo planktonických foraminifer zóny *Abathomphalus mayaroensis*. Vedle indexového druhu byly zjištěny *Contusotruncana contusa* (CUSH.), *Globotruncanella petaloidea* (GAND.), *G. havanensis* (VOORW.), *Globotruncanita stuarti* (LAPP.), *G. angulata* (TILEV), *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. rosetta* (CARS.), *G. linneiana* (ORB.), *G. dupeublei* CARON et al., *G. orientalis* NAGG., *Rugoglobigerina scotti* (BRONN.), *R. rotundata* BRONN., *R. hexacamerata* BRONN., *Racemiguembelina fructifera* (EGGER), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) atd. Vápnitý benthos reprezentovaný druhy *Reussella szajnochae* (GRZ.), *Aragonia velascoensis* (CUSH.) a četnými zástupci rodů *Nodosaria*, *Dentalina*, *Gavelinella*, *Gyroidinoides*, *Pleurostomella*, *Ramulina*, *Osangularia*, *Allomorphina*, *Lenticulina*, *Loxostomum* a *Bolivinoidea* převažuje nad aglutinovanými druhy, např. *Remesella*

*varians* (GLAES.), *Spiroplectammina spectabilis* (GRZ.), *S. dentata* (ALTI), *Tritaxia tricarinata* (RSS.), *Caudammina velascoensis* (CUSH.), *Dorothia pupa* (RSS.). Společenstvo nanofosilů s *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSH., *Lithraphidites quadratus* BRAMILETTE et MARTINI a *Prediscosphaera grandis* PERCH-NIELSEN patří ke svrchnímu maastrichtu (zóna CC26) a obsahuje směs druhů nízkých a vyšších zeměpisných šířek. Vzácně byly pozorovány *Nephrolithus frequens* GORKA, *Micula murus* (MARTINI) BUKRY a *Dodekapodorhabdus noeliae* PERCH-NIELSEN. Přítomny byly redepozice z campánu (*Aspidolithus parvus constrictus* a *Reinhardtites laevis*).

Senonské sedimenty zdounecké jednotky byly dále studovány v tektonické šupině začleněné do čela magurského příkrovu u Újezdsko (viz obr. 3). V březích a korytě potoka byly



Obr. 3. Situace studovaných odkryvů a mělkých vrtů ve svrchní křídle zdounecké jednotky v oblasti Zdounek. Výřez z mapy dokumentačních bodů M-33-107-B-c.

druhy *Globotruncanella havanensis* (VOORW.), *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. orientalis* NAGG., *G. cf. aegyptiaca* NAKK., *G. linneiana* (ORB.), *Contusotruncana plummerae* (GAND.), *Globotruncanita angulata* (TILEV), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUM.) a *Planoglobulina* sp. lze korelovat se zónou *Gansserina gansseri*. Bohaté společenstvo aglutinovaného benthosu charakterizují druhy *Haplophragmoides stomatus* (GRZ.), *Karrerulina coniformis* (GRZ.) - hojně, *Gerochammina conversa* (GRZ.), *Haplophragmoides suborbicularis* (GRZ.), *Dorothia bulletta* (CARS.), *Spiroplectammina subhaeringensis* (GRZ.) a *Tritaxia tricarinata* (RSS.).

Nejvyšší maastricht zdounecké jednotky byl

odkryty sedimenty santonu a campánu. Šedé a tmavošedé prachovité vápnité jílovce (d. b. 333, vzorek G) obsahovaly poměrně bohatá společenstva planktonických i benthosních foraminifer. V planktonním společenstvu dominují druhy *Globotruncana linneiana* (ORB.) a *Marginotruncana pseudolinneiana* PESS., vzácněji se vyskytují druhy *Contusotruncana fornicata* (PLUM.), *Hedbergella div. sp.*, *Archaeoglobigerina cretacea* (ORB.) aj. Benthosní společenstvo je tvořeno četnými vápnitými i aglutinovanými druhy, např. *Stensioeina exsculpta* (RSS.), *Rzehakina cf. epigona* (RZ.), *Arenobulimina* sp., *Kalamopsis grzybowskii* (DYL.) aj. Kromě foraminifer se vyskytují hojně jádra radiolárií,

o jediné ostrakodi, ostny ježovky a kosti ryb. Vápnitý nanoplankton s *Micula decussata* VEKSH. a hojným *Marthasterites furcatus* (DEFL.) DEFL. dokládají zónu CC14, tj. svrchní coniak - spodní část spodního santonu.

Masivní zelenošedé vápnité jílovce (d. b. 334, vzorek II) nejvyššího santonu poskytly společenstvo planktonických foraminifer s *Globotruncana arca* (CUSI.), *G. bulloides* VOGL., *G. linneiana* (ORB.), *Marginotruncana pseudolinneiana* PESS., *M. marginata* (RSS.), *M. sinuosa* PORTH. aj. Z bentosního společenstva lze uvést druhy *Uvigerinammina jankoi* MAJZ., *Arenobulimina dorbignyi* (RSS.), *Spiroplectammina navarroana* (RSS.), *Gaudryina cretacea* (KARR.), *Recurvoides recurvoidiformis* (NEAGU-TOC.), *Gerochammina* sp., *Bulbobaculites* sp. a *Stensioeina pommerana* BROTZ. Chudší společenstvo nanofosilií obsahuje druhy *Orastrum campanensis* (ČEPEK) WIND et WISE, *Lithastrinus grillii* STRADNER, *Reinhardtites anthophorus* (DEFL.) PERCH-NIELSEN, *Rucinolithus* cf. *wisei* THIESS. atp.

Šedé tmavě skvrnitě prachovité vápnité jílovce (d. b. 334, vzorek I) již náležejí vyššímu campánu jak doložila fauna planktonických foraminifer s *Contusotruncana plummerae* (GAND.) a *Globotruncana ventricosa* WHITE. Společenstvo nanofosilií s vzácným *Eiffelolithus eximius* (STOWER) PERCH-NIELSEN společně s *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSH. a s *Reinhardtites levis* PRINS dokládá starší svrchní campán. Ve

společenstvu byl pozorován společný výskyt druhů nízkých a vysokých zemčpisných šítek: *Biscutum dissimilis* WIND et WISE, *B. coronum* WIND et WISE, *Prediscosphaera stoveri* (PERCH-NIELSEN) SHAFIK et STRADNER, *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER) PRINS et SISSINGH, *Lucianorhabdus inflatus* PERCH-NIELSEN et FEINBERG, *Neocrepidolithus watkinsii* atp.

Stratigrafický výzkum významných odkryvů ve svrchní křídě zdounecké jednotky prokázal sedimenty (?)coniaku a santonu (Újezdsko), campánu (Střílky, Zástřizly, Újezdsko) a maastrichtu (Zdounky, Zástřizly). Sedimenty cenomanu a turonu v povrchových výchozech nebyly nově zjištěny. Četné planktonické foraminifery cenomanu a vzácněji turonu jsou však přítomny v pseudoasociacích z mělkých vrtů. Tyto vrty pravděpodobně prošly silně tektonicky postiženými útržky zdounecké jednotky, ve kterých jsou jednotlivé úrovně svrchní (respektive spodní) křídly vzájemně do sebe zavrásněné. Vynošení a hiát v turonu uváděný Chmelíkem (1971) lze považovat ve světle současných poznatků za nepravděpodobný. Moře v sedimentačním prostoru zdounecké jednotky ve svrchní křídě široce komunikovalo s Tethydeu, ale i s oblastí platformní křídly na S a SZ jak o tom svědčí afinita foraminiferových faun k české křídě uváděná E. Hanzlíkovou (viz Chmelík, 1971) tak i nově zjištěné mísení prvků nízkých a vysokých šítek ve společenstvech vápnitých nanofosilií vyššího campánu.

#### Literatura:

- Chmelík F. (1971): Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. - Sbor. geol. věd., Geol., 19, 123 - 149. Praha
- Perch-Nielsen K. (1985): Mesozoic calcareous nanofossils. - In: Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. (eds.): Plankton stratigraphy. - Cambridge Univ. Press. 379 - 426. Cambridge
- Pokorný V. (1954): Nález svrchní křídly ve žďánickém llyši u Střílek (okres Kromčický). - Věst. Ústř. úst. geol., 29, 114 - 117.
- Sissingh W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nanoplankton, with appendix by Prins B. and Sissingh W. - Geol. en Mijnb., 56, 1, 37 - 65. Den Haag.
- Stráník Z. et al. (1982): Zpráva o geologických poměrech v území pro výstavbu dálnice D1 Brno - Trenčín ve Chřibech. - MS, Čes. geol. úst. Brno

## VÝSKYTY SVRCHNOKŘÍDOVÉHO PÁLAVSKÉHO SOUVRSTVÍ V PŘÍLEŽITOSTNÝCH ODKRYVECH VE MĚSTĚ MIKULOV

Occurrences of the Upper Cretaceous Pálava Formation in the occasional outcrops in Mikulov town



(34-14 Mikulov)

<sup>1</sup>Miroslav Bubík, <sup>1</sup>Zdeněk Stráník, <sup>2</sup>Lilian Švábenická

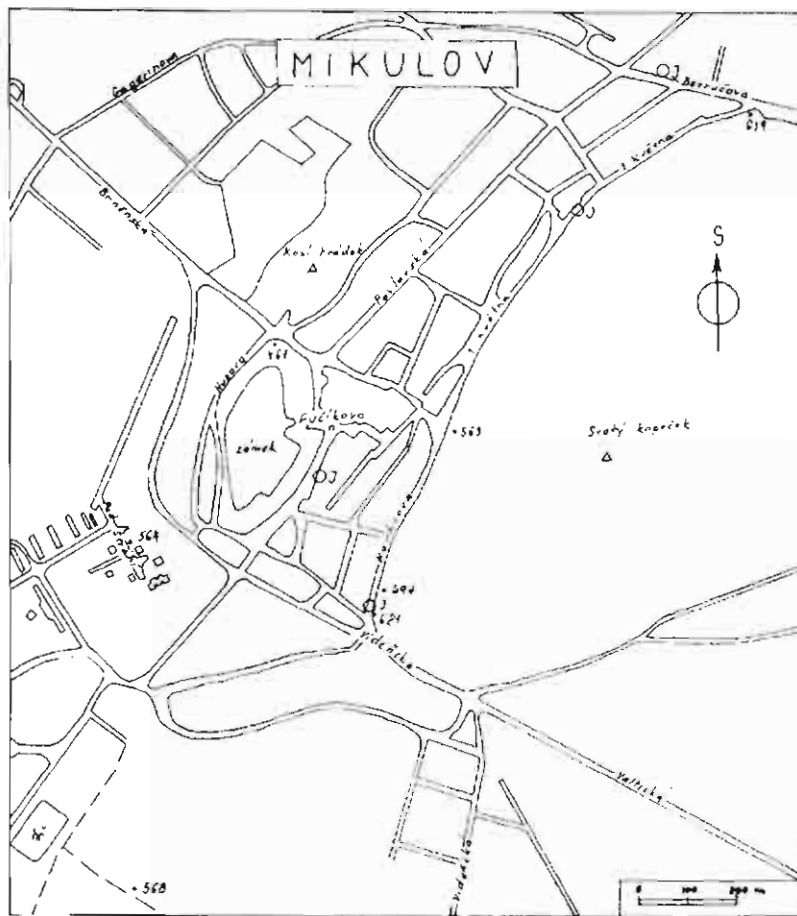
<sup>1</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno; <sup>2</sup>ČGÚ Klárov 3, 118 21 Praha 1

**Key words:** Upper Cretaceous, biostratigraphy, Foraminifera, calcareous nanofossils, Žďánice Unit

V rámci regionálně geologického a stratigrafického výzkumu svrchní křídly na jižní Moravě byly studovány sedimenty nově vymezeného pálavského souvrství (Stráník et al., v tisku). Toto souvrství, dříve označované jako mukronátové vrstvy, bylo studováno na příležitostných výchozech ve městě Mikulově (viz obr. 1) z hlediska fosilního obsahu. Rovněž byly přehodnoceny některé starší vzorky zachovalé v hmotné dokumentaci mapovacích prací Ústředního ústavu

geologického z let 1979 - 93. Z podrobné geologické mapy Mikulov 34-14? (Čtyrský et al. 1988) je zřejmé, že svrchnokřídlové pálavské souvrství je intenzivně provrásněno s mladšími sedimenty (cocén - eger) žďánické jednotky.

Slíny svrchní křídly v Mikulově poprvé mikropaleontologicky určil R. Grill (viz Jüttner 1942). Pokorný (1958) popsal vybrané druhy foraminifer ze slínů z výkopu na Fučíkově náměstí a Pavlovské ulici (výkop



Obr. 1. Situace výskytů pálavského souvrství ve městě Mikulově. (J - výskyt svrchní křídly zaznamenané v geologické mapě Jüttnera 1942).

kanalizace před domem č. 1). Z vápnatého benthosu uvádí např. druhy: *Neoflabellina rugosa leptodisca* (WEDEK.), *Bolivinoidea decorata decorata* (JONES), *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Stensioeina exsculpta gracilis* BROTZ., *S. dictyon* POKORNÝ. Z planktonu uvádí druhy *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. tricarinata* QUIER. a *G. stuarti* (LAPP.). Posledně jmenovaný druh patří podle popisu a vyobrazení ve skutečnosti ke *Globotruncanita stuarti* (LAPP.). Stáří foraminiferové fauny Pokorný určil jako nižší část svrchního campánu.

Nově byly studovány foraminifery a vápnatý nanoplankton z příležitostných odkryvů v Mikulově v návaznosti na biostratigrafické zpracování vrtu Pavlov - 5. Studium vápnatého nanoplanktonu byl ve vrtu doložen nepřerušovaný sled vrstev o stratigrafickém rozsahu svrchní turon - spodní campán (Švábenická 1992). Pálavské souvrství se vyvíjí pozvolným přechodem z podložního klementskeho souvrství ve vyšším coniacu (Stráňák et al. v tisku). Suceese společenstev foraminifer a rozsahy benthosních druhů ověřené ve vrtu pomocí vápnatého nanoplanktonu (viz Stráňák et al., v tisku) umožňují poměrně detailní biostratigrafické zhodnocení povrchových výskytů.

Nově studované odkryvy pálavského souvrství včetně revidovaných starších výskytů ve městě Mikulově jsou níže uvedeny pod čísly dokumentačních bodů z mapování na listu Mikulov M-34-188-C-b (34-142) včetně revidovaných starších výskytů.

D. b. 467 (1979): základy přístavby na rohu ulic Husova a Brněnská.

Z tmavě šedých písčitých vápnatých jíloveů až slínoveů, které se na J stýkají se ždánicko-hustopečským souvrstvem, byl odebrán vz. 467C. Poskytl společenstvo planktonických foraminifer s významnými druhy *Globotruncana orientalis*, *G. cf. rosetta* a *Contusotruncana cf. plummerae*, které dokládají biochron zóny *Globotruncana ventricosa*, tj. nejvyšší spodní až svrchní campán. Z dalších druhů lze uvést např. *Globotruncana arca*, *G. cf. bulloides*, *Contusotruncana fornicata*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *A. blowi* a redeponovanou *Dicarinella canaliculata*. Z benthosních foraminifer byli zjištěni zástupci rodů *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Pullenia*, *Reussella* a druhy *Bolivinoidea delicatulus*, *B. granulatus*, *Eouvirgerina aculeata* a *Arenobulimina obliqua*. Stratigraficky nejvýznamnější je výskyt druhu *Gavelinella monterelensis*, která nastupuje v nejvyšším spodním campánu severo-západní Evropy (Edwards 1981). Ve výplavu byly dále zjištěny radiolarie, ostny ježovek, rybí zuby, rhaxy hub a prizmata mlžů. V chudším a špatně zachovalém společenstvu vápnatého nanoplanktonu se společně vyskytují druhy nízkých a vyšších zeměpisných šířek (srov. appendix 2): *Ceratolithoides aculeus*

(vzácně), *Monomarginatus quaternarius*, *Prediscosphaera stoveri*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Tranolithus minimus* atp. Dokládají zónu CC20 (Sissingh 1977 a Perch-Nielsen 1985), tj. svrchní část spodního campánu.

D. b. 494 (1983): Koněvova ulice, proluka mezi domy č. p. 818 a 821. V zadním traktu stavby v zářezu 5 m vysokém a 40 m dlouhém byly v podloží žlutavě šedých, jemně až středně zrnitých kvartémních písků odkryty zelenošedé prachovité vápnaté jíly s čočkami limonitizovaného siltu. Z jílu byly odebrány vzorky 494A, 494C, 494D s obdobnou foraminiferovou faunou s vysokou převahou vápnatého benthosu. Společenstvo planktonických foraminifer s *Archaeoglobigerina cretacea*, *Hedbergella planispira*, *Marginotruncana pseudolinneiana* a *M. marginata* dokládá stáří v intervalu svrchní turon - santon. V benthosu dominuje *Stensioeina exsculpta* nad zástupci *Gyroidinoides*, *Praebulimina*, *Lenticulina*, *Reussella*, *Quadriformina*, *Loxostomum*, *Stilostomella*, *Ramulina* a druhy *Stensioeina gracilis*, *Gavelinella stelligera*, *Osangularia cordieriana* a *Eouvirgerina aculeata*. Dominance druhu *Stensioeina exsculpta* a výskyt *Gavelinella stelligera* spolu s absencí radiolarií umožňuje korelaci se santonem ve vrtu Pavlov - 5. Kromě foraminifer byla ve výplavu přítomna pouze prizmata mlžů. Všechny vzorky obsahovaly chudé společenstvo nanofosilií spodního santonu (zóna CC15) s *Reinhardtites anthophorus*, *Lithastrinus grillii*, *Arkhangelskiella ethmopora*, *Micula decussata*, *M. concava* a *Marthasterites furcatus*.

D. b. 509 (1984): z. úbočí Turoldu 150 m zsz od k.

385,1 Turóid. V poli vystupují v blízkosti menilitového souvrství zelenavě šedé, slabě vápnité jílovce až jíly. Poskytly společenstvo planktonických foraminifer s *Contusotruncana plummerae*, *C. fornicata*, *Globotruncana linneiana*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *A. blowi*, *Marginotruncana marginata* aj. dokládá biochron zóny *Globotruncana ventricosa*. V diverzifikovaném benthosu byly zjištěny stratigraficky významné druhy *Gavelinella monterelensis*, *Bolivinooides decoratus*, *B. granulatus*. Z aglutinovaného benthosu je přítomna *Arenobulimina obliqua*, *Tritaxia tricarinata* a *Gaudryina cretacea*. Hojně jsou radiolarie. Výskyt *Gavelinella monterelensis* umožňuje zařazení do nejvyššího spodního až středního campánu.

D. b. 563 (1983): ulice I. Května mezi domy č. p. 773 a 777. V základech novostavby byly odkryty šedé, zelenošedě navětralé a rezavě skvrnitě prachovité vápnité jíly až slíny. Společenstvo planktonických foraminifer se vyznačuje dominancí zástupce *Globigerinelloides* a *Heterohelix* a dalšími stratigraficky nevýznamnými druhy *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *Archaeoglobigerina cretacea* aj. Obdobné společenstvo se ve vrtu Pavlov - 5 vyskytuje ve vyšším campánu (biochron zóny *Globotruncana ventricosa*). V benthosním společenstvu dominují *Stenyoecina excavata*, juv. a zjištěny byly druhy *Eouyigerinammia aculeata* a *Bolivinooides granulatus*, které ve vrtu Pavlov-5 nastupují v campánu. Dále jsou ve výplavu přítomny radiolarie, ostrý jezevec, přízruba mlže, plátníční šupiny žraloka a řekální pelety. Bohaté a dobře zachovalé společenstvo vápnitých nanofosilií s *Ceratolithoides aculeus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Prediscosphaera stoveri*, *Monomarginatus quaternarius*, *Acuteris scutus*, *Fithastrinus grillii*, *Murthasterites furcatus*, *Lucianorhabdus ex gr. cayensis*, *Pharus* sp. atp. dokládá zónu CC20, tj. střední část spodního campánu. Z uvedeného výčtu je zřejmé mísení prvku nízkých a vyšších šířek (srov. appendix 2).

D. b. 564 (1983): odkop po sz straně čtyřpodlažní krychlové bytovky na ul. Pod strání. V podloží jemnozrnných písků báseň vystupují žlutavě šedé vápnité prachovité jíly (vzorek 564A). Z planktonických foraminifer byla zjištěna pouze *Globotruncana linneiana*, ve společenstvu benthosních druhů dominuje *Stenyoecina excavata*, doprovázená *Gavelinella stelligera* a zástupci rodu *Lenticulina*, *Prachulimna*, *Ammadiscus*, *Haplophragmoides*, *Ataxophragmium* atd. Celkové foraminifery umožňují zařazení do intervalu vyšší santonu - campán. Společenstva s dominancí *Stenyoecina excavata* se ve vrtu Pavlov - 5 vyskytují v nejvyšším santonu až nižším spodním campánu a v nejvyšším spodním campánu. Podle nepřítomnosti radiolarí je pravděpodobnější spíše zařazení k santonu.

D. b. 568 (1983): plynovod 180 m v od fotbalového hrště. Z výkopu byly vyhledány žlutavě zelenavě zvětralé, rezavě skvrnitě vápnité jílovce až jíly. Chudé společenstva drobných planktonických foraminifer (*Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella planispira* - hojně, *Marginotruncana cf. marginata*) a benthosu (*Bolivinooides cf. delicatulus*, *Pullenia* sp., *Prachulimna* sp.,

*Spiroplectamina rosula* aj.) neumožňují bližší stratigrafické zařazení. Nieméně hojná *Hedbergella planispira* a přítomnost *Bolivinooides cf. delicatulus* umožňuje korelaci s campánem ve vrtu Pavlov - 5.

D. b. 619 (1993): Křižovatka ulic Bezručova a I. Května, proluka mezi domy č. p. 134 a 136. V základech pro stavbu vlnárny byly odkryty šedé, zelenavě zvětralé, rezavě skvrnitě slíny v podloží kvartérních písků. Ve společenstvu planktonických foraminifer ze slín jsou velmi hojní zástupci rodu *Heterohelix* a *Globigerinelloides*, dále se vyskytují *Archaeoglobigerina cretacea*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. linneiana*, *Hedbergella planispira* a *Pseudotextularia* sp. Benthosní druhy *Eouyigerina cf. aculeata*, *Bolivinooides cf. granulatus* a *Loxostomum* sp. svědčí pro campán. Dále byli zjištěni zástupci rodu *Lenticulina*, *Dentalina*, *Reussella*, *Stenyoecina* a druhy *Dorothia pupa*, *Gaudryina cretacea*, *G. carinata* atd. Společenstvo nanofosilií je charakteristické relativně hojným výskytem *Prediscosphaera arkhangelski*, velmi vzácnou *P. stoveri* a spoluvýskytem druhů nízkých a vyšších zeměpisných šířek. Dále byly přítomny: *Dodekapodorhabdus noctuae*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Staurolithites mielnicensis*, *Biscutum dissimilis*, *B. coronum*, *Ottavium giannus*, *Orastrum campanensis*, *Lucianorhabdus div. spec.*, *Octolithus multiplex*, *Rucinolithus hayi* atp. Na základě přítomnosti *Staurolithites mielnicensis* lze vzorek korelovat s boreální zónou CC19 (sensu Burnett, 1990) a podle druhové skladby s biochronem CC19 standardní rampoplanktonové zónace, tj. vyšší částí spodního campánu.

D. b. 621 (1993): Křižovatka ulic Vídeňská a Koněvova, proluka mezi domy Vídeňská č. 15 a Koněvova č. 4. Výkop pro základy novostavby odkryl zvětralé žlutozelenošedé prachovité jíly. Z planktonických foraminifer byly v nich zjištěny pouze *Heterohelix* sp. a juvenilní *Marginotruncana pseudolinneiana*. Benthosní společenstvo je tvořeno zástupci rodu *Ammadiscus*, *Arenobulimina*, *Haplophragmoides*, *Spiroplectinata?*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Stilostomella*, *Gyrodinoides*, *Pleurostomella* a druhy *Perneverina depressa*, *Gaudryina cretacea*, *Glomospira charoides* a *Osangularia cordieriana* (hojně). Celkové foraminifery svědčí pro santonské stáří. Bohaté společenstvo nanofosilií s hojným *Murthasterites furcatus*, dále *Micula decussata*, *Lithastrinus grillii* (vzácně), *L. moratus*, *Arkhangelskiella etlamopora*, *Reinhardtites biperforatus* atp. lze korelovat se zónou CC14, tj. s intervalem střední conae - spodní částí spodního santonu.

Na studovanéft odkryvech ve městě Mikulově byly pomocí foraminifer a vápnitých nanofosilií doloženy sedimenty spodního santonu a spodního campánu pálavského souvrství. Výše popsané dokumentační body mohou sloužit jako referenční lokality pálavského souvrství vedle typové lokality Děvín (viz Stráňák et al., v tisku). Z paleogeografického hlediska je zajímavé mísení druhů nízkých a vyšších zeměpisných šířek vápnitých nanofosilií campánu, které bylo zjištěno i v jiných tektonických jednotkách vnějšího flyše na jižní Moravě (Švábenická, v tisku).

Literatura:

- Burnett J. (1990): A new nanofossil zonation scheme for the Boreal Campanian. - INA Newsletter, 12, 3, 67 - 70.  
 Čtyrský P. et al. (1988): Základní geologická mapa 1 : 25 000. List 34-142 Mikulov. - Ústřední ústav geologický. Praha.  
 Edwards P. G. (1981): The foraminiferal genus *Gavelinella* in the Senonian of the north-west Europe. - Palaeontology, 24, 2, 391 - 416. London.  
 Jüttner K. (1942): Beiträge zur Geologie des Gebietes der Pollauer Berge. - Niederdonau Natur und Kultur, II. 16, K. Kühne, Wien - Leipzig.  
 Perch-Nielsen K. (1985). Mesozoic calcareous nanofossils. - In: Bolli H. M. - Saunders J. B. - Perch-Nielsen K. (eds.): Plankton stratigraphy. - Cambridge Univ. Press, 329 - 426. Cambridge.  
 Pokorný V. (1958): K určení stáří křídových uloženin na Pavlovských vrších. - Čas. Miner. Geol., 3, 3, 299 - 315. Praha.  
 Sissingh W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton, with appendix by Prins B. and Sissingh W. - Geol. en Mijnb., 56, 1, 37 - 65. Den Haag.  
 Stráník Z. et al. (v tisku): Upper Cretaceous in the south Moravia. - Věst. Čes. geol. Úst. Praha.  
 Švábenická L. (1992): Upper Cretaceous nanofossils from the Klement Formation (flysch belt of the West Carpathians, Czechoslovakia). - Knihovnička ZPN, 14a, vol. 1, 189 - 205. Hodonín.  
 - (v tisku): The stratigraphical correlation of the Campanian low- and high-latitude calcareous nanofossils in South Moravia (the West Carpathians) - Geologica Carpathica Bratislava.

Appendix 1 : vúdči a charakteristické druhy foraminifer pálavského souvrství z Mikulova	h	<i>Biscutum coronum</i> WIND et WISE
<i>Archaeoglobigerina blowi</i> PESSAGNO	h	<i>Biscutum dissimilis</i> WIND et WISE
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (D ORBIGNY)	l	<i>Ceratolithoides aculeus</i> (STRADNER) PRINS et SISSINGH
<i>Arenobulimina obliqua</i> (D ORBIGNY)		<i>Dodekapodorhabdus noeliae</i> PERCH-NIELSEN
<i>Bolivinooides decoratus</i> (JONES)		
<i>Bolivinooides delicatulus</i> CUSHMAN	l	<i>Lithastrinus grillii</i> STRADNER
<i>Bolivinooides granulatus</i> HOFKER		<i>Lithastrinus moratus</i> STOVER
<i>Contusotruncana fornicata</i> (PLUMMER)	h	<i>Lucianorhabdus ex gr. cayeuxii</i> DEFLENDRE
<i>Contusotruncana plummerae</i> (GANDOLFI)		
<i>Dicarinella canaliculata</i> (REUSS)	l	<i>Marthasterites furcatus</i> (DEFLENDRE) DEFLENDRE
<i>Dorothia pupa</i> (REUSS)		
<i>Eouvirgerina aculeata</i> (EHRENBERG)		<i>Micula concava</i> (STRADNER) VERBEEK
<i>Gaudryina carinata</i> FRANKI		<i>Micula decussata</i> VEKSHINA
<i>Gaudryina cretacea</i> (KARRIER)	h	<i>Monomarginatus quaternarius</i> WIND et WISE
<i>Gavelinella monterelensis</i> (MARIE)		
<i>Gavelinella stelligera</i> (MARIE)		<i>Octolithus multiplus</i> (PERCH-NIELSEN) ROMEIN
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)		<i>Orastrum campanensis</i> (ČEPEK) WIND et WISE
<i>Globotruncana bulloides</i> VOGLER		<i>Ottavianus giannus</i> RISATTI
<i>Globotruncana linneiana</i> (D ORBIGNY)		<i>Pharus sp.</i>
<i>Globotruncana orientalis</i> EL NAGGAR		
<i>Globotruncana rosetta</i> (CARSEY)		
<i>Hedbergella delrioensis</i> (CARSEY)	h	<i>Prediscosphaera stoveri</i> (PERCH-NIELSEN) SHAFIK et STRADNER
<i>Hedbergella planispira</i> (TAPPAN)		<i>Reinhardtites biperforatus</i> (GARTNER) SHAFIK
<i>Marginotruncana marginata</i> (REUSS)		<i>Reinhardtite santhophorus</i> (DEFLENDRE) PERCH-NIELSEN
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> PESSAGNO		<i>Rucinolithus hayi</i> STOVER
<i>Osangularia cordieriana</i> (D ORBIGNY)	h	<i>Staurolithites mielnicensis</i> (GORKA) PERCH-NIELSEN
<i>Pernerina depressa</i> (PERNER)		
<i>Spiroplectamina rosula</i> (EHRENBERG)		<i>Tranolithus minimus</i> (BUKRY) PERCH-NIELSEN
<i>Stensioeina exsculpta</i> (REUSS)		
<i>Stensioeina gracilis</i> BROTZEN		
<i>Tritaxia tricarinata</i> (REUSS)		

Appendix 2 : vúdči a jinak významné druhy vápnitých nanofosilií pálavského souvrství z Mikulova

h	<i>Acuturris scotus</i> (RISATTI) WIND et WISE	
	<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> VEKSHINA	l - druhy nízkých zeměpisných šířek
	<i>Arkhangelskiella ethmopora</i> BUKRY	h - druhy vyšších zeměpisných šířek
	<i>Aspidolithus parvus constrictus</i> (HATTNER et al.) PERCH-NIELSEN	



# NOVÉ NÁLEZY MIOCENNÍCH MĚKKÝŠŮ V PODLOŽÍ PŘÍKROVŮ VNĚJŠÍCH KARPAT U FRENŠTÁTU POD RADHOŠTĚM

New finds of Miocene molluscs under the Outer Carpathian Nappes  
near Frenštát pod Radhoštěm

(25-23, Frenštát pod Radhoštěm)

Šárka Hladilová

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

*Key words: Karpatian, Carpathian Foredeep, Outer Carpathian Nappes, biostratigraphy, paleoecology*

V roce 1993 jsem byla požádána pracovníky a. s. Důlní průzkum a bezpečnost Paskov (Ing. Hoch, Ing. Horák) o zpracování nálezů miocenních měkkýšů získaných při hloubení jámy 4 Dolu Frenštát. Jednalo se o materiál pocházející z autochtonní výplně karpatské předhlubně v podloží příkrovů vnějších Karpat. K dispozici jsem měla 14 vzorků odebraných 28. 7. 1993 z haldy u jámy 4 Dolu Frenštát a 1 vzorek z metráže 25,95 m zajišťovacího vrtu F 4/7 (jáma F 4). Tento vrt dosáhl celkové hloubky 48,4m a byly v něm zastíženy horniny podslezské jednotky (0 - 22, 3m), autochtonního karpátu (22,3 - 31,95m) a svrchního karbonu (31,95 - 48,4m).

Podle požadavků DPB a.s. bylo v roce 1994 provedeno systematické a biostratigrafické zhodnocení nalezené makrofauny a její elementární posouzení paleoekologické (podrobnější paleoekologická analýza nebyla možná vzhledem k počtu vzorků a způsobu jejich odběru). Nezávisle probíhá zpracování mikrofauny (Dr. Bubík, ČGÚ Brno).

Ve zkoumaných vzorcích (hnědošedé vápnité jílovce) byly zjištěny následující fosilie:

Mollusca: Bivalvia - *Linga columbella* (LAMARCK), *Megaxinus* cf. *incrassatus* (DUBOIS), *Lucinoma* cf. *borealis* (LINNAEUS), ? *Tellina* sp., ? *Pharus* sp., Bivalvia indet., Gastropoda - *Turritella* sp., Gastropoda indet., Cephalopoda - *Aturia aturi* (BASTEROT) ostatní nálezy: Arthropoda indet., Foraminifera, ostny ježovek, šupiny ryb, otolity (*Diaphus* sp. - určil R. Brzobohatý).

V makrofauně převažují měkkýši (Bivalvia, Gastropoda, Cephalopoda) s tenkostěnnými schránkami, většinou silně poškozenými (rozlámané, úlomky

ostrohranné) a stlačenými (tlakově deformovanými). Z tohoto důvodu nebylo v některých případech možné jejich přesnější určení.

Mezi určitelnými druhy nebyly zjištěny žádné prvky vůdčí pro karpát, nýbrž pouze miocenní druhy se širším stratigrafickým rozpětím (po baden). Na základě celkového charakteru asociace měkkýšů a zejména hojného výskytu hlavonožce *Aturia aturi* (BASTEROT) lze však akceptovat předpokládané karpatské stáří sedimentů. Přesnější stratigrafické závěry by pravděpodobně mohla poskytnout mikrofauna. Zjištěná fauna je srovnatelná se staršími nálezy publikovanými např. z vrtu Lichnov NP-300 (Čtyroký in Roth et al. 1962) nebo Trojanovice NP-539 (Jurková in Menčík et al. 1983) a řazenými k tzv. hnědým vrstvám karpátu.

Mezi nalezenými měkkýši se vyskytují některé stenohalinní druhy (*Aturia aturi*, *Turritella* sp., *Megaxinus* cf. *incrassatus*), které svědčí o tom, že salinita dosahovala normálních mořských hodnot bez vlivů vyslazení. Zejména výskyt hlavonožce *Aturia aturi* dokumentuje dobré spojení s otevřeným mořem. Tyto závěry jsou podporovány i ostatními nálezy, např. zbytky ostnů ježovek. Hloubka sedimentačního prostoru odpovídala pravděpodobně hlubšímu litorálu až neritiku, moře bylo teplé a dostatečně prokysličené, i když celková dynamika vody byla spíše nižší (jílovitý substrát, převaha tenkostěnného bentosu - infauny i epifauny, z hlediska potravních typů dominují filtrátoři). Ve zkoumaných vzorcích byla tedy zastížena pravděpodobně vyšší část tzv. hnědých vrstev karpátu se stabilizovaným marinním režimem (Menčík et al. 1983, Brzobohatý, Cicha 1993).

## Literatura:

- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Karpatská předhlubně. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska. Sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. Dr. K. Zapletala, 123-128. MZM, PřF MU, Brno
- Menčík E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. - ÚÚG, Academia, 307 str. Praha.
- Roth Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX Ostrava. - NČSAV, 292 str. Praha.

# GEOLOGICKÁ STAVBA FLYŠOVÉHO PODLOŽÍ VÍDEŇSKÉ PÁNVE

Geology of the flysch basement of the Vienna Basin

Oldřich Krejčí

ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Carpathian Flysch Belt, Vienna Basin, tectogenesis

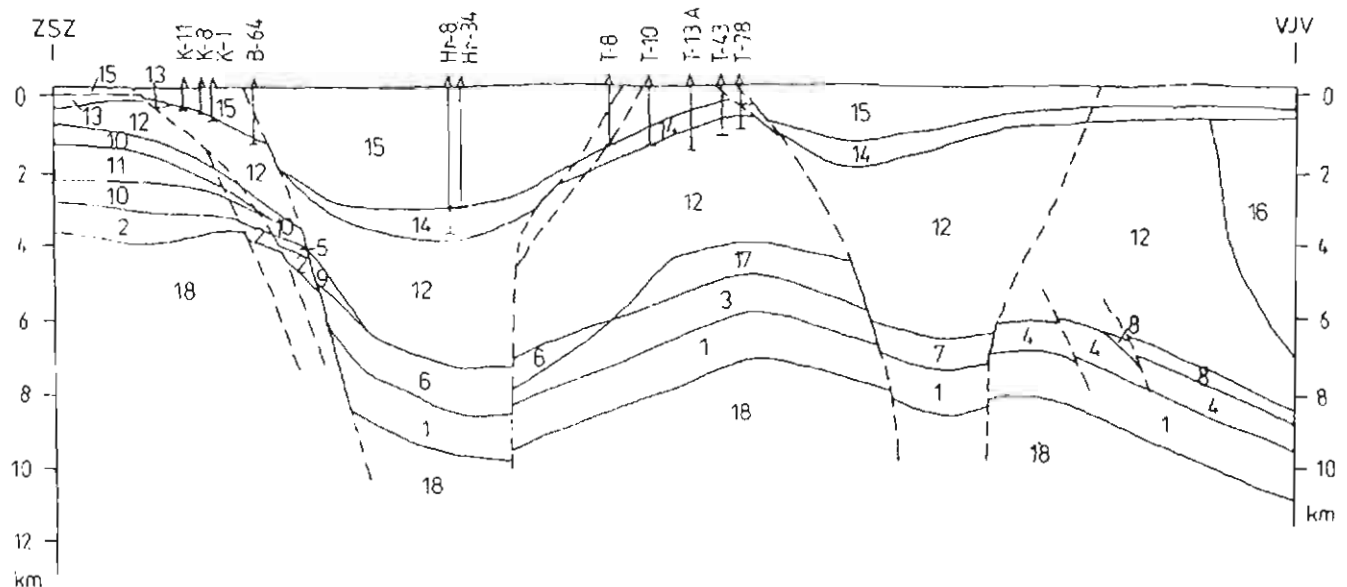
Tento příspěvek vznikl na podkladě interpretace regionálního seizmického profilu 8AHR/86 pro účely poznání hlubší stavby na styku Českého masívu a Karpat (Stráňák et al. 1993). Oproti této práci byla provedena detailizace geologické situace především ve spodní části profilu v podloží neogénních sedimentů vídeňské pánve. Jedná se zčásti o přehodnocení dosavadního stavu poznání geologické stavby prostoru tzv. týnecké elevace (hodonínsko-gbelské hrásti) oproti dřívějšímu stavu, vypracovanému pro účely ideového projektu velmi hlubokého vrtu (Chmelík - Müller 1987 a Chmelík - Ďurica 1983). V představách těchto autorů se počítá s tím, že týnecká elevace má hrást'ovitou stavbu, založenou až v krystalinickém podkladu. Je omezena zlomovými systémy lužicko-lanžhotským na Z a hodonínsko-gbelským na V. Velmi hluboký vrt Týnec VHV-1 měl provrtat vrchol elevace, kde se měly nacházet pokryvné sedimenty brunovistulika v úrovni přibližně 5000 až 7250 m (od zemského povrchu). Mocnosti těchto sedimentů se uvažovaly (Chmelík-Ďurica 1983) takto: bazální klastické souvrství devonu (250 m), devon-karbonátový vývoj (300 m), svrchní karbon (700 m), peliticko-

karbonátový vývoj jury (800 m) a svrchní křída (200 m). Pro sestavení geologického řezu omezeného územím vídeňské pánve byly využity seizmické profily 600 a 601/79. Reálnost tohoto pojetí geologické interpretace byla ověřena gravimetrickým modelem (Vomáčková 1991). Schematicky je geologická stavba v této verzi znázorněna na gravimetrickém modelu na obr. 1.

Seizmický profil 8AHR/86 regionálního rozsahu s prodlouženou dobou registrace podél linie Mokrý-Horákov-Týnec-SR byl odměřen v rámci geofyzikálního výzkumu zemské kůry pro ložiskové účely (Blížkovský et al. 1990). Současné výzkumy přinášejí určitý posun v názorech na geologickou stavbu v podloží a v okolí vídeňské pánve především v několika oblastech.

Jedním z těchto nových názorů je hypotéza Burchfiela-Roydenové (1982) o vzniku vídeňské pánve mechanismem pull-apart v rámci systému horizontálních posunů. Jednotlivé dílčí větve těchto "strike-slip" zlomů mohou být ukončeny již v rámci flyšového pásma nebo mohou pronikat do jeho podloží.

Znalosti o litologickém a litofaciálním vývoji paleozoických sedimentů (Dvořák 1978 a 1993) ukazují

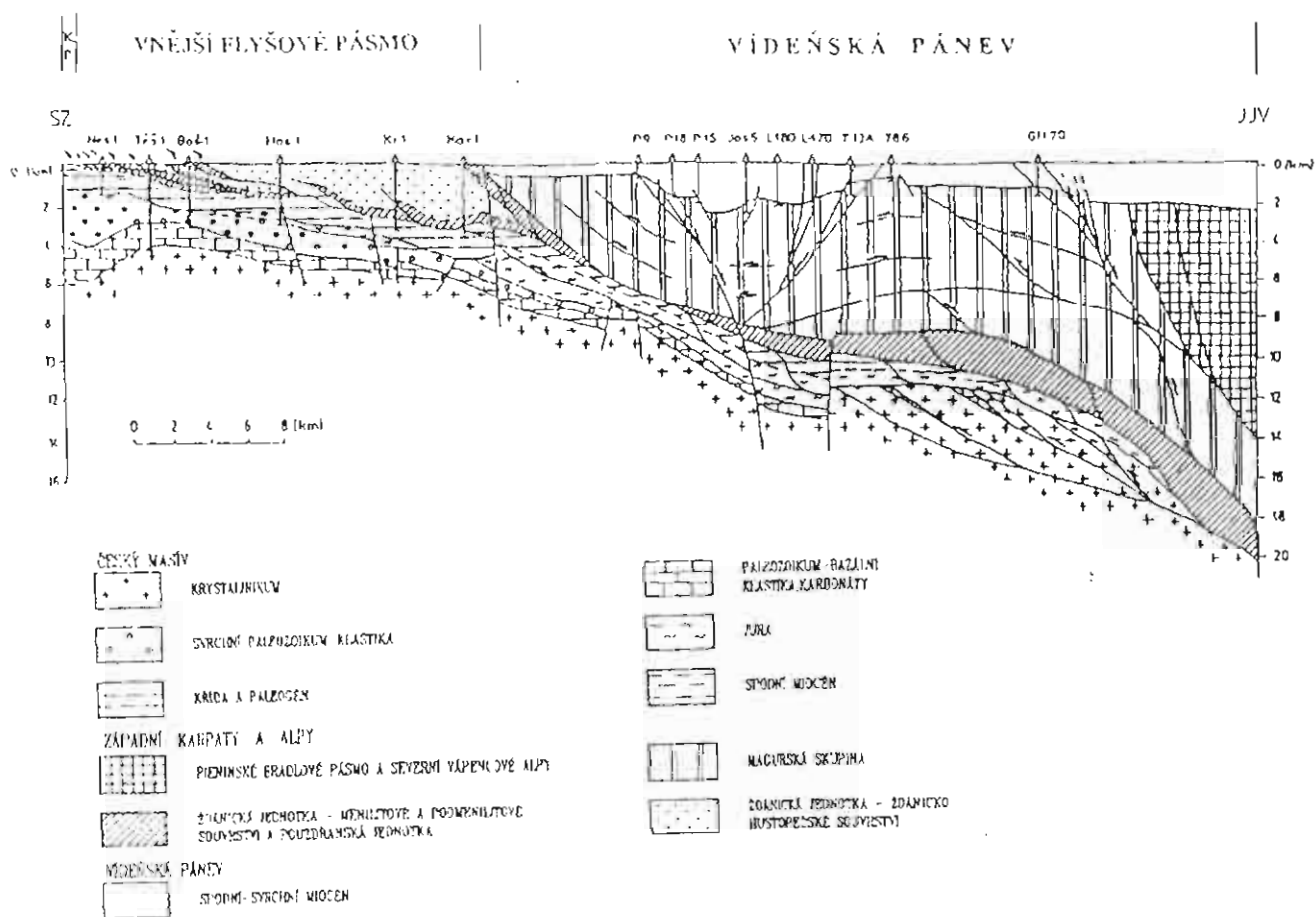


Obr. 1. Ideový gravimetrický model podél seizmických profilů 600 a 601/79. Sestavila Vomáčková (1991) podle geologického řezu v práci Chmelík-Müller (1987). Vysvětlivky: tělesa hominových komplexů, označená čísla 1-18 reprezentují: 1 - sedimenty paleozoika, hustota ( $h$ ) = 2,70 g.cm<sup>-3</sup>; 2-4 - sedimenty mezozoika,  $h$ =2,60 g.cm<sup>-3</sup>; 5-8 - sedimenty paleogénu,  $h$ =2,59 g.cm<sup>-3</sup>; 9-10 - podmenilitové a menilitové souvrství ždánické jednotky,  $h$ =2,61 g.cm<sup>-3</sup>; 11-ždánicko-hustopečské souvrství ždánické jednotky,  $h$ =2,59 g.cm<sup>-3</sup>; 12-magurskou flyšovou skupinu,  $h$ =2,67 g.cm<sup>-3</sup>; 13-sedimenty eggenburgu až karpátu,  $h$ =2,58 g.cm<sup>-3</sup>; 14-sedimenty eggenburgu až karpátu,  $h$ =2,57 g.cm<sup>-3</sup>; 15-sedimenty badenu až daku,  $h$ =2,45 g.cm<sup>-3</sup>; 16-bradlové pásmo,  $h$ =2,67 g.cm<sup>-3</sup>; 17-lehké hmoty, odvozeno z gravimetrického modelování,  $h$ =2,52 g.cm<sup>-3</sup>; 18-krystalinikum,  $h$ =2,77 g.m<sup>-3</sup>. Zkratky vrtů: K - Podvín-Kostel, B-Bílovice, H-Hrušky a T-Týnec.

na postupně snižování mocností těchto sedimentů směrem k JV do podloží flyšových příkrovů. Svědčí o tom známé mocnosti karbonátových sedimentů devonu a spodního karbonu a klastik spodního karbonu ve vrtech v oblasti Němčiček a nesvačilské deprese. V případě spodnokarbonských klastik je nutné hledat zdrojovou oblast podle materiálového složení klastů v prostoru dále na Z (granulity moldanubika aj.). Svrchnokarbonské uhlonosné sedimenty mají sice maximální mocnosti v podloží flyšového pásma, ale celkové zvyšování jejich mocností směrem k JV není příliš vzhledem k celkové konfiguraci paleozoického sedimentačního prostoru pravděpodobné. Závěrem je možné říci, že celková mocnost paleozoických sedimentů, dosahující přibližně 1250 m (Chmelík - Ďurica 1983), bude spíše primárně nižší. Graficky je toto snižování mocností paleozoických sedimentů vyjádřeno na profilech v práci Krejčí et al. (1994).

krystalinika do alochtonního komplexu v podobě duplexních šupin. Tomek et al. (1987) předpokládají, že se tato oblast nacházela v zóně postižené během šikmé kolize mezi platformou Českého masívu a karpato-panonského bloku během štyrské orogeneze. Karpato-panonský blok byl vysunut během pohybů ukončujících v této oblasti neoalpský vývoj a spojených s horizontálními posuny a poklesy (transtenze) k SSV podél kulísovitě uspořádaných (en-echelon) zlomů s levostranným směrem pohybu.

Ve světle výše uvedených poznatků je navržena tato interpretace geologické stavby prostoru moravské části vídeňské pánve (profil na obr. 2). Flyšové pásmo, zastoupené v tomto prostoru především dílčí jednotkou račanskou, v menší míře pak v tylové části přilehlé k bradlovému pásmu i dílčími jednotkami bystrickou a bělokarpatskou magurské skupiny, sestává z několika příkrovových lamel a dosahuje mocnosti až 10 km.



Obr. 2. Geologický řez podél seizmického profilu 8AIR/86. Vysvětlivky: K.P. - karpatská předhlubeň; zkratky vrtů: Nes-Nesvačilka, Těš-Těšany, Boš-Bošovice, Hos-Hostěradky, Kr-Krumvíř, Kar-Karlín, P-Poddvorov, Jos-Josefov, L-Luzice, T-Týnec a GH-Ghety.

Podle interpretace seizmického profilu 8AIR/86 (Stráňik et al. 1993) lze předpokládat v prostoru týnecké elevace vídeňské pánve vyšší generální sklon krystalinického povrchu platformy ponořující se pod alochtonní komplexy Západních Karpat a Východních Alp. Lze také předpokládat včlenění autochtonních sedimentů platformního pokryvu a připovrchové části

Nejspodnější příkrovové lamely (na profilu je situace vyznačena pouze schematicky) a bazální duplexní lamela jsou tvořeny tzv. spodním komplexem magurské flyšové skupiny, u kterého předpokládají Chmelík-Ďurica (1983) stáří spodní křída až trias (analýzy valounového materiálu konglomerátů v račanské jednotce - např. Soták 1992). Nelze vyloučit přítomnost krystalinika a jeho

sedimentárního pokryvu náležejícím k fundamentu magurského sedimentačního prostoru. Tektonické zvýšení mocnosti v rámci flyšového pásma Alp (greifensteinský příkrov), které pokračuje na naše území (viz např. korelaci greifensteinského příkrovu a račanského příkrovu a laabského příkrovu a bělokarpatského příkrovu; Eliáš-Schnabel-Stránek 1990), je doloženo v hlubokých vrtech v oblasti rakouské části vídeňské pánve. Ringhofer (1991) vymezuje podle vrtu Maustrenk ÚT-1 dílčí šupiny zistersdorfskou a gostingskou. Nejspodnější duplexní lamelu flyšového pásma tvoří vnější jednotky, zastoupené převážně jednotkou ždánickou.

Podloží flyšových jednotek pak tvoří sedimenty platformy Českého masívu, zastoupené v menší míře paleozoickými karbonáty, ev. klastiky, převážně však jurskými mikulovskými slínovci a paleogenními klastiky. U těchto sedimentů v prostoru podloží týnecké elevace a dále k JV (na řezu prostor mezi vrty Týnec-86 a Gbely GI1-70) lze, včetně přípoверхové části krystalinika, předpokládat silné tektonické postižení v důsledku vlivu přesouvajících hmot nadložních příkrovů.

### Závěrečné poznámky

Chmelík-Đurica (1983) předpokládají hlavní rysy vývoje týnecké elevace v několika etapách. K prvnímu, velmi plochému vyklenutí došlo před násunem sávské formy příkrovů v rámci paleogeografické diferenciacie okrajů platformy (vznik jz. - sv. orientovaného

sedimentačního prostoru, do kterého ústily nesvačilská a vranovická deprese na Z a vznik gbelského příkopu na V). Během přesunu flyšového pásma za sávské a štýrské orogeneze tato oblast poklesla alespoň o 8000 m a v období od spodního badenu byly vrcholové části elevace platformy vyklenuty alespoň o 3000m.

Dnešní stav poznatků nevylučuje možnost vzniku elevační zóny v této oblasti v období před násunem flyšových příkrovů. Omezující zlomy této elevace mohou být dnes propojeny s povrchem. Predispozice k vyklenutí flyšového povrchu elevace (až 3000 m oproti přilehlé ústřední moravské prohlubni), byla spíše způsobena interní deformací v rámci flyšového pásma vršením příkrovových lamel, především ve štýrské orogenezi. Antiklinální forma v rámci flyšových příkrovů mohla vzniknout při zvýšení odporu podkladu proti nasouvajícím hmotám. Jihovýchodní svahy předpříkrovové elevační zóny mohly působit jako rampa umožňující vyšší stupeň deformace uvnitř příkrovu. Následně byly výškové rozdíly povrchu elevace flyšového pásma oproti okolí umocněny poklesem přilehlých zón podél zlomů s vertikálním i horizontálním směrem pohybu. Předložený příspěvek nevylučuje platnost názorů starších autorů, ale snaží se podat alternativní vysvětlení na základě novějšího geofyzikálního a geologického výzkumu. Podél sestaveného geologického řezu (obr. 2) bylo nově provedeno modelování rozložení zón katageneze organické hmoty. V současnosti probíhá ověření této alternativy gravimetrickým modelováním.

### Literatura:

- Bližkovský M. et al. (1990): Závěrečná zpráva o plnění státního úkolu Geofyzikální výzkum zemské kůry pro potřeby ložiskového výzkumu v ČSFR.- MS Geofyzika Brno.
- Burchfiel B. C., Royden L. (1982): Carpathian Foreland and Thrust Belt and its Relation to Pannonian and Other Basins.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 9, 1179-1195. Tulsa.
- Dvořák J. (1978): Geologie paleozoika v podloží Karpat jv. od Dražanské vrchoviny.- Zem. Plyn Nafta, 23, 2, 185-203. Hodonín.
- Eliáš M., Schnabel W., Stránek Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations.- In: Minaříková D., Lobitzer H., Eds.: Thirty Years of Geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive volume, 37-46. GBA Wien, ÚÚG Praha
- Chmelík F., Đurica D. (1983): Možnosti realizace velmi hlubokého vrtu na ropu a plyn.- Geol. Průzk., 25, 4, 101-104. Praha.
- Chmelík F., Müller P. (1987): Příspěvek k poznání vertikálního členění zón katageneze a vzniku i migrace uhlovodíků ve vídeňské pánvi.- Zem. Plyn Nafta, 32, 4, 477-492. Hodonín.
- Krejčí O., Franců J., Müller P., Pereszlény M., Stránek Z. (1994): Geologic Structure and Hydrocarbon Generation in the Carpathian Flysch Belt of Southern Moravia.- Věstník Českého geologického ústavu, 69, 4, 13-26. Praha.
- Ringhofer W. (1991): Monitoring of exploratory wells and high-pressure detection in polygenetic structured areas.- In: Minaříková D., Lobitzer H., Eds.: Thirty Years of Geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive volume, 225-233. GBA Wien, ÚÚG Praha.
- Soták J. (1992): Evolution of Western Carpathian suture zone - principal geotectonic events.- Geologica Carpathica, 43, 6, 355-362. Bratislava.
- Tomek Č., Dvořáková L., Ibmajer I., Jiříček R., Koráb T. (1987): Crustal profiles of active continent collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians.- Geophys. J. Roy. astron. Soc., 89, 383-388. London.
- Stránek Z., Dvořák J., Krejčí O., Müller P., Přichystal A., Suk M., Tomek Č. (1993): The Contact of the North European Platform with the West Carpathians.- Journal of the Czech Geological Society, 38/1-2, 21-29. Praha.
- Vomáčková R. (1991): Ideový gravimetrický model podél seizmických profilů 64/88 a 601/79.- MS Geofyzika Brno.

# KDY BYL VYHLOUBEN NESVAČILSKÝ A VRANOVICKÝ KAŇON?

When the Nesvačilka nad Vranovice canyons were eroded?

<sup>1</sup>Jan Krhovský, <sup>2</sup>Bohumil Hamršíd, <sup>3</sup>Lilian Švábenická, <sup>3</sup>Stanislav Čech

<sup>1</sup>GÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha - Suchdol, <sup>2</sup>Moravské naftové doly, Sadová 6, 695 00 Hodonín,

<sup>3</sup>Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha

*Key words: Nesvačilka canyon, Bohemian Massif, Czech Republic, Foraminifera, calcareous nannofossils, biostratigraphy, Cretaceous, Paleogene, the West Carpathians, tectonics*

## Biostratigrafie nejstarších sedimentů z báze kaňonů

Stanovení doby eroze nesvačilského a vranovického kaňonu je důležité pro rekonstrukci vývoje jv. okraje Českého masívu. Hamršíd, Krhovský a Švábenická (1990) předpokládali vznik hlubokého zařízení nesvačilského a vranovického kaňonu v křídě před pozdním campanem. Vycházeli z nálezů pozdně maastrichtské nanoplanktonové biozóny CC 26 v nesvačilském kaňonu (Těšany-1, j.č. 8, hl. 1 827 - 1 832 m) a pozdněcampanského nanoplanktonu biozóny CC 22 ve vranovickém kaňonu (Pohořelice-1, j.č. 5, hl. 850 - 855 m). Krhovský a Holzknicht (1992) potvrdili autochtonní svrchní maastricht v Těšanech-1 rozbořením společenstev foraminifer, jejichž paleoekologický charakter odpovídá ekologickým podmínkám v hlubokých zálivech, nebo šelfových depresích. Další údaje přinesly vrty z centrální deprese nesvačilského kaňonu. Jádru č. 4 (hl. 2272-2277 m) vrtu Bošovice-1 obsahuje chudé tanatocenózy maastrichtského vápnitého nanoplanktonu, významná je přítomnost indexového druhu pozdněmaastrichtské biozóny CC 26 *Nephrolithus frequens*. Vzácně se vyskytuje maastrichtský nanoplankton (*Arkhangelskiella cymbiformis* aj.) ve vrtu Klobouky-2, j.č. 11 (hl. 3046 - 3050 m). V j.č.10 (hl. 3002 - 3005 m) byl nalezen, stejně jako v Bošovicích-1, pozdněmaastrichtský *Nephrolithus frequens*. V některých preparátech z Bošovic-1 (j.č.4) a Klobouky-2 (j.č. 10) se však vedle převládajících maastrichtských druhů vyskytovaly ojedinělé kokolity paleocenních druhů. Proto byly svrchnokřídové druhy interpretovány (Hamršíd, interní zprávy MND) jako přeplavené do spodního paleocénu. Nelze však zcela vyloučit ani možnost kontaminace, protože v kontrolních preparátech nebyly paleocenní druhy nalezeny. Spodní bošovický člen (sensu Řehánek, 1993 a Jiříček, 1993) ve vrtu Klobouky-2 (j.č.14, hl. 3312 - 3315 m) obsahuje polohy tmavošedých prachovitých jílovců se vzácným svrchnokřídovým nanoplanktonem (*Micula decussata*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Prediscosphaera cretacea* a *Biscutum constans*). Výskyt *Arkhangelskiella specillata* ukazuje na stáří z intervalu nejmladší santon až maastricht. V polohách slepenců jsou v tomto jádru kromě valounů jurských slínoveců také valouny světle zelených pískoveců s glaukonitem. Upomínají na klementske vrstvy (píščito-glaukonitickou sérii Řehánka 1978) turonského až campanského stáří známé z vrtů na pavlovském bloku j.

od vranovického příkopu a z Pavlovských vrchů nebo na cenoman-turonské sedimenty východočeské křídě. Nebyl v nich zjištěn žádný nanoplankton.

## Vznik kaňonů z hlediska tektonického vývoje severoevropské platformy v oblasti jv. okraje Českého masívu

Na vzniku kaňonů se významně podílela subaerická eroze. Zařízení do tithonských až berriaských vápenců (Jiříček 1987, Stráník et al. 1993) vymezuje nejstarší teoreticky možnou dobu eroze na valangin. Svrchní maastricht ve facii podmořské deprese v nesvačilském kaňonu a svrchní campan ve vranovickém příkopu tento teoretický interval zastřešují. Vzhledem k předpokládaným pohybům ČM ve starší a mladší křídě a eustatickému kolísání mořské hladiny lze předpokládat, že se na vzniku kaňonů mohlo podílet několik erozivních fází. Prokazatelná fáze závěrečného formování osní části nesvačilského kaňonu do podoby rekonstruované Jiříčkem (1993) a Brzobohatým (1993) na základě seismických řezů proběhla v mladší křídě před uložením spodního bošovického členu. Campan-mastrichtský nanoplankton v jádře č. 14 vrtu Klobouky-2 ukazuje, kdy tato erozivní fáze nejpozději skončila.

Výskyt relativně mělkovodního sv. campanu (30 - 75 m podle asociace foraminifer v Pohořelicích-1, Krhovský a Holzknicht 1992) nad silně zvětralými granitoidy v mělké části vranovického kaňonu dokládá erozivní fázi již před mladším campanem. Hluboké zařízení kaňonů před sv. campanem je možné, není však doložené. Teoreticky lze uvažovat o několika možnostech, kdy došlo k hlavnímu zahloubení kaňonů, z nichž nejpravděpodobnější jsou dvě.

a) Postupný výzdvih bloku s kaňony již během sedimentace české křídě. Vzestupné pohyby v areálu brněnského masívu a olešnické klenby na bloku navazujícím na sz. na nesvačilský kaňon dokládají v období cenoman - coniac písčité progradační sekvence orlicko-žďárského vývoje východní části české křídové pánve. Svrchnocampanské pohořelické slíny by představovaly krátkou ingresi v době nejrozsáhlejší transgrese klementskeho souvrství na jv. svahy ČM. K hlavnímu zahloubení by došlo mezi pozdním campanem (po uložení pohořelických slínů) a pozdním maastrichtem (před uložením spodního bošovického členu). Od konce biochronu CC 22 do počátku biochronu CC 26 by bylo

pro fázi maximálního zahloubení k dispozici 6 mil. let (Haq et al. 1988). Eroze před pozdním campanem by nedosahovala takových hloubek. Tato hypotéza prakticky odpovídá koncepci Stránika et al. (1993) o návaznosti eroze kaňonů na saxonskou tektoniku. Tato vnitrodesková kompresní tektonika, která byla reakcí na kolizi epivariské platformy s alpskou soustavou, se začala ve stf. Evropě projevovat již v průběhu senonu (Ziegler 1990).

b) Existence hlubokých kaňonů již před mladším albem (před uložením novomlýnských vápenců) a pozdější eroze případných mladších výplní zejména před mladším campanem a před mladším maastrichtem.

Zatímco vyklizení kaňonů před mladším campanem, respektive pozdním maastrichtem, je doloženo nejstarší zachovanou výplní, pro existenci erozivní fáze před mladším albem dosud chybí přímé doklady. Výskyt apt-albských vápencových výplní puklin v tektonickém sv. pokračování nesvačilské deprese u Kuřimi (Krystek a Samuel 1978) sice svědčí o mořských záplavách, ale nedokládá existenci hlubokých kaňonů. Stratigrafické zařazení těchto sedimentů vyžaduje kromě toho ověření, protože drobné planktonické foraminifery (*Hedbergella holmdelensis*, *Globigerinelloides* sp., *Rugoglobigerina rugosa*) ve svrchním campanu vrtu Pohořelice-1 by měly ve výbrusech podobnou či shodnou morfologii jako jedinci vyobrazení v práci Krystka a Samuela (op. cit.). Na možnost erozivní fáze před mladším albem však lze usuzovat z řady nepřímých indicií.

1) Absence spodnokřídových sedimentů na ČM.

2) Hluboké zkrasovění v Moravském krasu stratigraficky fixované albskými ? - cenomanskými rudickými vrstvami.

3) V platformní oblasti "exotické" kry (Roth 1980) navazující na JV na ČM došlo před mladším turonem k přerušení sedimentace, erozi a zkrasovění ernstbrunských vápenců.

4) Vzestupné pohyby "exotické" kry dokládá i eroze a zkrasovění štramberských, olivetských a kopřivnických vápenců mezi hauterivem a mladším albem (Houša 1987). V beskydském příkopu se v té době akumulovalo mocné těšinsko-hradištské souvrství (valangin až starší apt) s hrubě lavicovitými pískovci a slepenci hradištského typu.

Z těchto indicií lze předpokládat výrazný výzdvih "exotické" kry s maximem v barremu až aptu. Údaje o výstupu ČM o 1,5 km podél franconské zlomové zóny (v Bavorsku) během starší křídly (Schröder 1987) a zvýšení přínosu klastik do j. části polského trogu během barremu až aptu (Ziegler 1990) svědčí pro výzdvihy i v Českém masívu. Tvorba hlubokých údolí ve starší křídě na jv. okraji ČM je proto pravděpodobná. Nasvědčuje tomu i existence paleoúdlí ve východočeské a západomoravské křídě vyplněných hrubými klastiky na přechodu albu a cenomanu. Již dříve (Frejková a Vajdik 1974) byla z jv. okraje české křídové pánve popsána mělká paleoúdlí (s přehlobením do 30 m) odvádějící říční toky směrem k JJV (malonínsko-semanínská a blanenská deprese).

Fáze zaplňování je v nesvačilském kaňonu doložena nejpozději od konce maastrichtu. To předpokládá opětovný pokles jv. okraje ČM. Asociace

foraminifer z vrtu Nesvačilka-1 ukazují, že k největšímu prohloubení došlo v mladším paleocénu (Holzknecht a Krhovský 1988). Maastrichtský až paleocenní interval subsidence v oblasti kaňonů časově koinciduje se subsidencí v račanské sedimentační oblasti v době sedimentace flyšového soláňského souvrství (Stránik et al. 1993). Synchronnost faciálních změn na okraji ČM (v kaňonech) a v račanském sedimentačním prostoru a možnost jejich kauzálního sepětí během celého paleogénu má význam při úvahách o tom, co bylo slezskou zdrojovou oblastí a kam byl transportován materiál odnesený z kaňonů. Do doby opětovného výrazného změlčení v nesvačilském kaňonu kolem hranice paleocén - eocén (Holzknecht a Krhovský 1988) projevující se v seismických profilech diskordancí (Brzobohatý 1993) spadá v račanském prostoru sedimentace hrubých klastik lukovských vrstev (sv. soláňské). O hypotetické možnosti vztahu těchto vrstev, "v nichž se objevuje tak mohutný valounový materiál zpodobňující horniny brněnského masívu, metamorfity moravika a devonské vápence a droby kulmu" k materiálu transportovanému kaňony uvažuje i Jiříček (1987, str. 291). Mírné prohloubení rozeznatelné v nesvačilském kaňonu ve starším eocénu se v račanské jednotce odráží obnovením sedimentace jílovců (belovežské souvrství). Během výrazného eustatického poklesu hladiny mezi starším a středním eocénem (Haq, Hardenbol a Vail 1988) nebo v době tektonických pohybů počátkem lutetu došlo jak v nesvačilském, tak vranovickém kaňonu k erozi části (nesvačilský kaňon) nebo téměř veškeré (vranovický kaňon) starší autochtonní výplně. V račanském prostoru opět nastupuje flyšová sedimentace (zlínského souvrství), místy s mocnými akumulacemi glaukonitických pískovců ve spodní části (Stránik et al. 1993). Sedimentace v kaňonech pokračovala v některých částech do mladšího eocénu případně až do oligocénu.

## Diskuse

S existencí autochtonní svrchní křídly ve vrtech Těšany-1 a Pohořelice-1 nesouhlasí Jiříček (1993), který pokládá svrchnokřídový nanoplankton a foraminifery za redepozice, jejichž zdrojem byly boční "kaňony vytvořené turbiditními toky". Maastrichtské foraminiferové asociace by v tom případě měly mít mělkovodní charakter. V Těšanech-1 však zcela odpovídají prostředí hlubokých submarinních údolí, stejně jako společenstva v nadložním paleocénu (Krhovský a Holzknecht 1992). Campanské šedé slíny v Pohořelicích-1 se sice usazovaly, soudě podle foraminifer, v klidné zátoce v hloubce kolem 30 - 75 m (Krhovský a Holzknecht 1992), nemají však texturní znaky splachů a výrazně se litologicky liší od mladopaleocenních tmavě hnědošedých vápenných jílovců v jejich nadloží. Lze je považovat za mělkovodní ekvivalent mukronátových vrstev.

Vznik kaňonů vysvětluje Jiříček (1993, 1994) říční erozí na samém počátku paleocénu v době předpokládaného poklesu erozní báze v době glacieustatického snížení hladiny světových moří o 2 km následujícího po impaktní události.

Představa eroze tak hlubokých údolí pouze v důsledku eustatického poklesu hladiny je nereálná. Literární odhady amplitudy globálního poklesu hladiny na hranici křída-terciér se pohybují v rozsahu pouze 80 - 130 m. Vznik tektonicky-erozních kaňonů na jv. okraji Českého masívu svědčí tedy spíše o výzdvihu celé oblasti. Předpokládáme, že výzdvih byl menší než Jiříčkem (1994) udávaná původní hloubka nesvačilského kaňonu 3900 m. Na nesvačilském zlomu probíhaly jistě synsedimentární poklesy a docházelo k subsidenci, jak pro to svědčí i prokopírovávání průběhu kaňonu do nadloží v miocénu. Vzhledem k menší hloubce vranovického kaňonu (750 m, Jiříček 1994) a možnosti prohloubení nejdálší části nesvačilského kaňonu submarinní erozí odhadujeme amplitudu výzdvihu řádově na 1,5 km.

Campanské stáří jádra č. 5 v Pohofellicích-1 zpochybňuje Salaj (1994) na základě nálezu jednoho průřezu mikrofosilie ve výbrusu, kterou určil jako střednocenní foraminiferu *Globigerinatheka* sp. Na dokumentační fotografii (tab.2, obr.6) je však objekt, který nemá hrubě kancelární stavbu stěny rodu *Globigerinatheka*. Řez tangenciálně seče okraj jedné velké globulární komůrky a jedné malé komůrky. Postrádá znaky potřebné k detailnějšímu taxonomickému zařazení,

podobný tvar by mohl mít např. řez campanským až maastrichtským druhem *Rugoglobigerina rugosa*, který je ve výplavech z tohoto jádra běžný. Kromě toho existenci stří. cocénu na bázi autochtonní výplně vranovické deprese v Pohofellicích-1 vylučuje to, že nad campanem zjištěným v jádře. č. 5 je ještě minimálně 100 m autochtonního thanetu (Hamršíd et al. 1990).

### Závěry

Předpokládáme formování nesvačilského a vranovického kaňonu více erozivními fázemi. K nejhlubšímu zařiznutí osní části nesvačilského kaňonu došlo prokazatelně během křída před koncem maastrichtu, ve vranovickém kaňonu prořizla eroze jurské vrstvy až do granitoidů před mladším campanem. V paleogénu proběhlo několik menších erozivních fází. Během nejintenzivnější z nich, počátkem středního eocénu, byla vyklizena větší část starší výplně vranovického kaňonu jv. od Pohofelie. Indicie vzestupných pohybů v Českém masívu ve starší křídě nevyklučují, že intenzivní eroze v oblasti kaňonů mohla proběhnout již před mladším albem, nexistují však pro to přímé doklady.

### Literatura:

- Brzobohatý J. (1993): Autochtonní paleogenní výplň nesvačilské deprese a její význam pro naftovou prospekci. - *Zemní Plyn a Nafta*, 38, 3: 105-151. Hodonín.
- Frejková L., Vajdík J. (1974): Příspěvek k paleogeografii a litologii cenomanských sedimentů v otlicko-žďárské oblasti. - *Sbor GPO*, 6, 5 - 28. Ostrava.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: *Sea-level changes - an integral approach*, SEPM Spec. Publ., 42: 71-108. Tulsa.
- Hamršíd B., Krhovský J., Švábencová L. (1990): Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the "Autochthonous Paleogene" sediments of SE slopes of the Bohemian Massif (South Moravia, Czechoslovakia). - *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 65, 3: 129-141. Praha.
- Holzkecht M., Krhovský J. (1988): Paleocenní až spodnocenní foraminifery nesvačilského souvrství opěrné vrstvy Nesvačilka-1 (autochton vnějších Západních Karpat na j. Moravě). - *Knihovnička Zemní Plyn a Nafta*, 6b, *Miscellanea Micropaleontol.*, II/2: 243-313. Hodonín.
- Houša V. (1987): Stratigraphy and calpionellid zonation of the Stramberg Limestone and associated Lower Cretaceous beds. - *Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola*: 365-370.
- Jiříček R. (1987): Stratigrafické a faciální rozdělení sedimentů autochtonního paleogénu na jv. svazích Českého masívu. - *Knihovnička Zemní Plyn a Nafta*, 6b, *Miscellanea Micropaleontol.*, II/2: 247 - 314.
- Jiříček R. (1993): Nové pohledy na stratigrafii, paleogeografii a genezi sedimentů autochtonního paleogénu jižní Moravy. - *Zemní Plyn a Nafta*, 38, 3: 185-246. Hodonín.
- Jiříček (1994): Canyons on the slope of the Bohemian Massif in the course of the meteorite impact at the end of the Mesozoic. - *Abstracts, 6th Conference Europ. Ass. Petrol. Geol.*, 6 - 10 June 1994. Vienna.
- Krhovský J. a Holzkecht M. (1992): Upper Cretaceous Foraminifers from the autochthonous sediments of the Nesvačilka and Vranovice Grabens found in Těšany-1 and Pohofelice-1 boreholes. - *Zemní Plyn a Nafta*, 37, 2: 179-223.
- Krystek I. a Samuel O. (1979): Výskyt křída karpatského typu severně od Břma (Kufim). - *Geol. Práce, Správy* 71: 93-109. Bratislava.
- Roth Z. (1980): Západní Karpaty - terciární struktura střední Evropy. - *Knihovna ÚÚG*, 55: 1-128. Praha.
- Řehánek J. (1978): Mikrofacie a mikrofauna (Incertae sedis) písčito-glaukonitové serie svrchní křída z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. - *Zemní Plyn a Nafta*, 23, 4: 327 - 345. Hodonín.
- Řehánek J. (1993): Litostratigrafická klasifikace, sedimentační model a faciální vývoj autochtonního paleogénu nesvačilského příkopu. - *Zemní Plyn a Nafta*, 38, 3: 105-151. Hodonín.
- Salaj J. (1994): Mikrofaunistické vyhodnocení výbrusového materiálu z vrtné Pohofelice-1. - *MS, Moravské naftové doly*, Hodonín.
- Schröder B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. - *Tectonophysics*, 137: 93-100. Amsterdam.
- Stránil Z., Menčík E., Eliáš M. a Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. - In: *A.Přichystal, V.Obstová a M.Suk: Geologie Moravy a Slezska*, 107-122. Moravské Zemské Muz., Brno.
- Ziegler P.A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. - *Shell Int. Petrol. Maaschappij B.V.*

# VÝSKYT VULKANICKÝCH ZIRKONŮ V DIATOMITECH

## Occurrence of volcanic zircons in diatomites

(34-21, Hustopeče; 24-43, Bučovice)

**Slavomír Nehyba, Pavla Petrová**

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

*Key words: diatomite, volcanic origin, typology of zircons*

Na lokalitách Zaječí (pavlovické souvrství - ždánická jednotka) a Bohatě Málkovice (karpatská předhlubeň) byly odebrány vzorky z poloh diatomitů pro paleontologické studium. V obou případech se těmto horninám přisuzuje stáří karpát. Při jejich sedimentárně - petrografickém studiu byly v rámci asociace těžkých minerálů (velikostní třída 0,063 - 0,125 mm) zjištěny zirkony vulkanického původu.

Vulkanické zirkony tvoří menší část celkové populace zirkonů zjištěných ve společenstvu těžkých minerálů ve vzorcích z těchto lokalit. Ze znaků vnější morfologie je pro ně typické vnější omezení krystalovými plochami (idiomorfní až hypidiomorfní vývin). Ten však bývá velmi zřídka dokonale zachován. Naprosto převažují ostře ulomené krystaly, četné nepravidelnosti vývinu jednotlivých ploch (lišty) a hran, stopy po nárůstech drobnějších krystalů, složité srůsty v různém stupni dezintegrace, trhliny a praskliny různé velikosti. Tyto znaky jsou dávány do souvislosti s prudkými změnami při krystalizaci (poklesy tlaku) a během erupce. Krystalové plochy nejsou hladké, ale pokryté četnými drobnými depresiemi, lasturnatými a lištovitými nerovnostmi atd.. Z hlediska vnitřní stavby zirkonů zcela převažují četné uzavřeniny, které jsou obvykle oválného

tvaru a vyskytují se i protáhlé sloupečky. Inkluze jsou jak světlé, tak i tmavě zbarvené. Krystalově omezené uzavřeniny byly vzácné, stejně jako zonálnost a vnitřní jádra. Tyto znaky jsou velmi podobné podrobně studovaným zirkonům ze svrchu eggenburgských a spodno badenských vulkanoklastik karpatské předhlubně (Nehyba 1994).

Na základě typologické klasifikace zirkonů (Pupin 1980, atd.) lze z pozice tzv. středního bodu určitým způsobem usuzovat na charakter vulkanismu (dacitový - ryolitový vulkanismus?). Pro potvrzení této hypotézy je třeba provést geochemické studium vulkanických (pyrogeních) minerálů. Zdroj tohoto vulkanického materiálu je kladen do karpato - panonského regionu.

Produkty vulkanismu jednoznačně stáří karpát nebyly dosud z čelní předhlubně popsány, existují pouze starší zprávy o jejich výskytech ve vídeňské pánvi (Březina 1967). Nález vulkanických zirkonů v diatomitech dokladuje, že se při jejich tvorbě uplatnil také vulkanický materiál (nejspíše pyroklastika). Původ  $\text{SiO}_2$  lze hledat vedle detritického zdroje také pravděpodobně i ve vulkanickém skle. Ke konečnému řešení této otázky by bylo třeba provést detailní geochemické studium.

### Literatura:

- Březina J.(1967): Miocéní sedimenty karpatské předhlubně na střední Moravě - petrografická studie.- Kandidátská práce, MS Geofond Praha.  
 Nehyba S.(1994): Correlations of the tuffitic layers in the Carpathian Foredeep (Czech Republic). - Abstracts of 15th regional meeting of IAS; 304, Napoli  
 Pupin J.P.(1980): Zircon and Granite Petrology. - Contr Mineral.Petrology, 73; 207-220. Berlin - New York

## MIOCÉNNÍ VÝPLŇ ŽABOVŘESKÉ KOTLINY VE SVĚTLE NOVÝCH POZNATKŮ Z VRTU ŽABOVŘESKY HV-100

Miocene filling of the Žabovřesky Depression in the light of new results from the borehole Žabovřesky HV-100

(24-32, Brno)

**Zdeněk Novák, Miroslav Bubík**

ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words: Carpathian Foredeep, Miocene, Lower Badenian, microbiostratigraphy, paleoecology, heavy minerals*

Otázkami spojenými se sedimentárními výplněmi depresi brněnské oblasti se zabývali mnozí autoři již koncem minulého století. Nepříliš početné vrtné práce, většinou za účelem získání kvalitní pitné vody, ponechávaly dostatečný prostor pro různé úvahy o jejich moenostech a stáří. Středem pozornosti byly zejména významnější deprese, jako např. řečkovicko-kuřimský prolom, jinačovický prolom, Žabovřeská kotlina a některé

jiné, jejichž vnitřní stavba a litologické složení byly sice geofyzikálními pracemi do jisté míry osvětleny, nicméně o stáří jejich nejhlubších partií nemohly říci prakticky nic. I když v oblasti brněnské aglomerace byly v posledních desetiletích odvrtny tisíce vrtů, vrtných prací, které by dosáhly podloží v místech předpokládaných největších hloubek depresí, bylo jen velmi málo. Proto každý takovýto vrt, zejména průběžně jádrovaný, byl



očekáván s velkou pozorností a jeho zpracování byla věnována velká péče.

Jedním z vrtů, který sliboval rozšíření našich poznatků v tomto směru, byl i plánovaný vrt HV-100, financovaný Zastupitelstvem městské části Brno-Žabovřesky a realizovaný akciovou společností Geotest Brno. Cílem vrtu bylo zajištění dostatečného zdroje vody pro potřeby městské části a místních podnikatelů. Vlastní projekt se opíral o výsledky vrtných prací uskutečněných v létě r. 1902, které byly podrobně zpracovány a následně publikovány Rzehakem (1916).

Na "žabovřeských lukách" (Schrowitzer Wiesen) byly tehdy odvrtny 4 vrtů z nichž tři, Rzehakem označené A, B, C, byly situovány na líně orientované ve směru V - Z. Protože v Rzehakově práci není náskres situace vrtů, bylo nutno při jejich lokalizaci vycházet z uvedeného slovního popisu. Jako výchozí bod se ukázal nejvhodnější nevýchodněji ležící vrt C (hl. 53,85m), který se nacházel v blízkosti mostu přes Svratku u Jundrova. Vrt B, hluboký 66,7m, byl umístěn 240m záp. od vrtu C a vrt A, nacházející se v blízkosti již zrušené vojenské střelnice, který dosáhl hloubky 49,5m, byl situován 400m z. od vrtu B. Později byl vyvrtán ještě vrt D hluboký 31,27m, umístěný 360 m jiv. od vrtu B. Všechny vrtů byly zastiženy uloženiny kvartéru a sedimenty miocenní. Sedimenty kvartéru byly tvořeny jednak svrchní prachovito-jilovitou polohou nivních uloženin o mocnosti 5,4 - 6,7m a polohou říčních štěrků, jejichž mocnost kolísala od 3,0 do 4,2m. Sedimenty miocenní byly vyvinuty ve facii pelitické, reprezentované šedozeleňmi až zelenošedými vápnitými jíly s bohatou mikrofaunou a úlomky makrofauny. Báze pelitů, jejichž stáří na základě fauny odpovídá spodnímu badenu, se pohybovala od 44 do 48 m pod povrchem, přičemž nadm. výška ústí všech 4 vrtů byla 208 m. Pod pelity byly vrtnými pracemi zastiženy štěrkopisky, které Rzehak pokládal za ekvivalent brakických onkoforových písků. Dnes jsou také tyto vrstvy řazeny ke spodnímu badenu.

Protože ani jedním z vrtů nebylo dosaženo krystalinické podloží tvořené horninami brněnského masívu, očekávalo se od plánovaného vrtu HV-100 získání úplného vrstevního profilu miocenní výplně Žabovřeské kotliny. Ani poloha tohoto vrtu však nebyla zcela ideální, neboť byl situován při okraji kotliny, a sice v těsné blízkosti nové mimoúrovňové křižovatky. Centrální partie kotliny jím tedy zastiženy nebyly. I tak lze však vrt HV-100 pokládat za jeden z nejvýznamnějších, které byly v posledních letech v oblasti brněnské aglomerace realizovány.

Vrtem HV-100 byl zastižen následující profil:

kvartér	
0,0 - 3,4 m	Antropogenní uloženiny - navážka
3,4 - 7,5 m	Temně hnědá až hnědočerná prachovito-jilovitá až jilovito-prachovitá hlína lokálně s příměsí psamitické komponenty
7,5 - 12,0 m	Písčité štěrky s vložkami jemně až hrubě zrnitého písku. Matrix štěrku je převážně hrubozrná. Na složení valounové složky se účastní především valouny hornin brněnského masívu a

křemene o průměru do 10 cm. Ojediněle se vykytují i valouny větší.

spodní baden

12,0 - 66,4 m Jíl světle šedý se zeleným odstínem ("tégel"), proměnlivě prachovitý, silně vápnitý, nevrstevnatý, lokálně s drobnými úlomky schráněk měkkýšů. V hloubce 12,0 - 24,0 m se vyskytuje v pelitech valounová příměs, přičemž valouny dosáhly ojediněle průměru až 20 cm. Prachová komponenta je místy koncentrována do světleji zbarvených jílovito-prachovitých lamin charakteru protáhlých čoček nebo hnízd. Ve spodní části pelitického souboru existují polohy o vyšším stupni kompakce.

66,4 - 66,7 m Písek jemnozrný až středně zrnitý, šedý, silně světle slídnatý, silně vápnitý.

66,7 - 67,2 m Pískovec jemně až středně zrnitý, s vrstvičkami a laminami hruběji zrnitými, při bázi hrubě zrnitý, silně vápnitý, světle slídnatý, destičkovitě odlučný.

67,2 - 70,0 m Písek hrubozrný s příměsí drobnozrné valounové komponenty. Větší část valounů nepřesahuje 6-8mm, v menší míře jsou přítomny valouny do průměru 3 cm. Zeela ojediněle se vyskytují i valouny o průměru až 25 cm. Valouny jsou tvořeny převážně horninami brněnského masívu, mezi nimiž převažují granodiority.

70,0 - 78,0 m Štěrkopísek s vložkami písku středně až hrubě zrnitého. Valouny vykazují velmi nízký stupeň opracování. Tvořeny jsou převážně horninami brněnského masívu. Průměr valounů je velmi proměnlivý, ve svrchní části štěrkové polohy dosahují průměru až 35 cm, při bázi přesahují průměr vrtu (44,5 cm).

proterozoikum

78,0 - 80,6 m Granodiorit brněnského masívu

Ve vzorku vápnitého jílu z hloubky 12,0 - 24,0 m byla zjištěna bohatá mikrofauna foraminifer a radiolarii, jehlice silicispongií, ostrakodi, ostny ježovek, otolity, zuby a šupiny kostnatých ryb a zuby žraloků, ojediněle byly pozorovány ve výplavu i cysty dinoflagelátů (*Hystriochosphaeridium*). V thanatocenóze převládají planktonické foraminifery. Plankton tvoří více než 80% všech foraminifer.

Společenstvo benthosu tvoří více než 140 druhů (z toho 6 aglutinovaných), zejména hojně jsou zástupci rodů *Nodosaria*, *Dentalina*, *Plectofrondicularia*, *Lenticulina*, *Glandulina*, *Bolivina*, *Uvigerina*, *Trifarina*, *Stilostomella*, *Pleurostomella*, vzácněji *Karreriella*, *Bigenarina*, *Martinottiella*, *Spiroplectinella*, *Spirosigmoilina*, *Amphicoiryna*, *Lagena*, *Hyalinonetrion*, *Dimorphina*, *Marginulina*, *Planularia*, *Guttulina*, *Parafissurina*, *Lagena*, *Buchnerina*, *Sphaeroidina*, *Ehrenbergina*, *Siphonia*, *Globocassidulina*, *Cassidulina*, *Pullenia*, *Melonis*, *Heterolepa*, *Cibicoides*, *Nonion*, *Nonionella*, *Ceratocanceris*, *Gyroïdina*, *Planulina* a velmi ojediněle i *Textularia*, *Sinoloculina*, *Sigmoilopsis*, *Astacolus*, *Saracenaria*, *Globulina*, *Palmula*,

*Nodosarella*, *Neoeponides*, *Bulimina*, *Favulina*, *Chilostomella*, *Hanzawaia*, *Elphidium* a další. Vůdčí druhy *Karrerella badenensis* (RSS.), *Uvigerina macrocarinata* PAPP - TURN., *Lenticulina echinata* (ORB.), *L. calcar quadrilobata* MOL., *L. crassa* (ORB.), *L. evae* MOL.C., *L. intermedia* (ORB.) a další dokládají stáří spodního badenu. Společenstvo planktonu (17 druhů) s *Orbulina suturalis* BRÖNN., *Globigerina regularis* (ORB.) a *G. quinqueloba* NATL. umožňuje zařazení do tzv. svrchní lagenidové zóny, tj. vyšší část spodního badenu.

Společenstvo radiolarií je zastoupeno druhy rodů *Hexacantium*, *Actinomma*, *Stylosphaera*, *Anthocyrtdium*, *Cyrthopsella*, *Lithocarpium?*, a čeledě *Porodiscidae*, vzácně rody *Lithopera*, *Calocysetta*, *Stichocorys* a *Euchitonia*. Celkově je společenstvo blízké společenstvu z královopolské cihelny, popsanému Slámou (1983). Mezi jehlicemi silicispongií bylo rozlišeno 15 tvarů. Nejčastější je desma, oxca a dichocaltrop, méně často se vyskytuje strongyl, amphidiscus, acantooxca, protrien, anatrien, uncinat, phyllotrien, oxyaster, oxyhexactin, criccaltrop a oxycaltrop. Ostrakodi jsou reprezentováni zejména zástupci rodů *Parakrithe* a *Henryhowella*, méně často i *Falunia*, *Pterygocythereis*, *Eucythere?*, *Phlyctenophora* aj. Nečetné otolity ryb patří myktofidům.

Uvedený fosilní obsah vápnných jílu lze zařadit ke skupině mikrofaunistických asociací s výraznou převahou hlubokovodnějších prvků, jak ji definuje Brzobohatý (1989). Skutečná paleobathymetrie je zatím předmětem diskuse i přes dříve prokázanou vysloveně hlubokomořskou faunu v nedalekém řečkovicko-kuřimském prolomu (královopolská cihelna, Brzobohatý 1982 a in Brestenská et al, 1984). Aplikace recentní oceánské paleobathymetrie případně i srovnání se Středozemním mořem je totiž stále problematická.

U sedimentů klastických bylo sledováno složení asociace průhledných těžkých minerálů (viz tab. 1), na jehož základě lze v oblasti karpatské předhlubně ve velku spolehlivě odlišit klastika spodního badenu od klastických sedimentů ottangu, vyplňujících nepříliš vzdálený jinačovický prolom (Novák 1989). Pozornost byla věnována také složení valounové frakce a jejímu opracování, které potvrdilo relativně velmi krátký transport horninového materiálu z blízkých svahů a jeho

rychlou depozici. Složením i stupněm opracování se spodnobadenská klastika Žabovřeské kotliny výrazně odlišují od psefitů ottangu v jinačovické depresi, které se vyznačují vysokým obsahem stabilních komponent (zejména křemene) a výrazně vyšším stupněm zaoblení valounů.

hloubka (v m)	počet studovaných zrn	Granát	Staurolit	Zirkon	Ruťil	Disthen	Apatit	Epidot	Amfibol
66,4 - 66,7	462	89,7	3,8	1,1	0,8	0,4	1,9	1,5	0,8
66,7 - 67,2	396	85,3	2,7	3,2	1,4	0,2	2,1	1,8	3,3
67,2 - 70,0	415	87,1	3,1	3,1	1,1	0,5	2,3	1,9	0,9

Tab. 1. Asociace průsvitných těžkých minerálů v psamitech spodního badenu ve vrhu 11V-100 (Brno-Žabovřeský)

Asociace průhledných těžkých minerálů byla studována ve vzorcích psamitů pocházejících z hloubkových intervalů 66,4 - 66,7, 66,7 - 67,2 a 67,2 - 70,0 m. Vzorky z jader hlubších nebyly za tímto účelem analyzovány, protože obsahovaly velké množství rozvrtných valounů krystalinika, které by značně zkreslily dosažené výsledky. Asociace průhledných těžkých minerálů (Tab.1) je charakterizována výrazně dominantním zastoupením granátu, což je v této oblasti charakteristickým znakem sedimentu spodního badenu. Ostatní těžké minerály, z nichž největšího zastoupení dosahuje staurolit, jsou přítomny maximálně jen několika málo procenty. Opákní minerály jsou z větší části reprezentovány pyritem. Pyrit tvoří také v mnoha případech jádra planktonických foraminifer.

Z výše uvedených zjištění je zřejmé, že současná Žabovřeská kotlina byla po celé období spodního badenu (na rozdíl od nedalekého jinačovického prolomu) poklesovou krou, v níž se zachovaly jak bazální sedimenty spodnobadenské transgrese, tak sedimenty fáze následné, reprezentované pelity ukládanými v prostoru otevřeného moře. Přítomnost sedimentů starších než spodní baden se ukazuje jako málo pravděpodobná.

#### Literatura:

- Brestenská et al. (1983): Loc. 22 - Brno - Královo Pole. - In: Samuel O - Gašparíková V. (eds): 18th European Colloquy on micropaleontology, Excursion guide, Geol. Úst. Dionýza Štúra, 161 - 164 Bratislava
- Brzobohatý R. (1982): Rybí fauna spodnobadenských vápnných jílu v Brně - Kr. Pol. a její paleogeografický význam - Acta Mus. Morav., Sci. Nat., 67, 57 - 64 Brno.
- (1989): K paleogeografii spodního badenu karpatské předhlubně v oblasti jihovýchodně od Brna - Miscellanea micropaleontologica, 4, Knih. Zem. Plyn, Nafta, 9, 133 - 141. Hodonín.
- Novák Z. (1989): Nový pohled na stáří sedimentární výplně jinačovického prolomu. - Miscellanea micropaleontologica, 4, Knih. Zem. Plyn, Nafta, 9, 105 - 109. Hodonín.
- Rzehak A. (1916): Geologische Ergebnisse einiger in Mähren ausgeführter Brunnenbohrungen - Verh. naturforsch. Ver. Brünn, 54, 4 - 93.
- Sláma P. (1983): Lower Badenian Radiolaria in the Moravian part of the Carpathian Foredeep. - Miscellanea micropaleontologica, 1, Knih. Zem. Plyn, Nafta, 4, 145 - 170. Hodonín.

# PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU

The Paleozoic of the Bohemian Massif

# SWAHOVÁ KARBONÁTOVÁ SEDIMENTACE VE SPODNÍM KARBONU DRAHANSKÉ VRCHOVINY

## Carbonate-slope sedimentation in the Lower Carboniferous of the Drahaný Upland

(24-21, Jevíčko)

Ondřej Bábek

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

*Key words: sedimentology, breccias, gravity-flow deposits, carbonate-slope environment*

Nové údaje o jižní části faciálně pestrého vývoje devonu a spodního karbonu v konicko-mladečském pruhu naznačují, že faciální rozdíly především karbonátů na Konicku jsou výraznější, než se doposud předpokládalo. Zatímco v pánevním vývoji šternbersko-hornobenešovského pásma není pochyb o výskytu svahových resedimentovaných karbonátů (Hladil 1984, 1992a), v pánevním vývoji na Konicku, jinak faciálně velmi podobném, byla dokumentace těchto facií (Hladil 1992b) dosud nepřiliš zřetelná.

Zde uvedená revize se týká výskytů "intraformačních" brekcií (Chlupáč-Svoboda 1963) na stratotypové lokalitě jeseneckých vápenců v opuštěném lomu u Jesence, které byly předmětem různých interpretací (Dvořák et al. 1993). Niž uvedené závěry podporují představu o samostatném depozičním prostoru spodního karbonu jižní části konického pruhu, lišícím se v četných rysech od faciálně odlišných vývojů devonu a spodního karbonu v jiných částech Konicka, a na druhé straně blízcím se v mnohém zásadním rysem sedimentace ve šternbersko-hornobenešovském pruhu.

Brekcie vystupují ve středním tournaí komplexu jeseneckých vápenců. Převládajícím litologickým typem jsou poměrně čisté tmavě šedé deskovité kalcarenity s výrazným podílem organického uhlíku a slabou příměsí pelitického materiálu. Mikroskopicky se jedná převážně o částečně vymytý packstone s peloidy a bioklasty. Procento původní mikritické matrix velmi kolísá od vzorku ke vzorku a navíc je v důsledku rozsáhlé kompakce a deformace peloidů těžko určitelné. Původní litologie tak mohla kolísat od wackestone až k peloidovému grainstone. Biogenní příměs zastupují fragmenty krinoidů, prorostlé syntaxiálním tunelem. Krinoidi jsou často postrženi vrtáním řasami a následnou mikritizací, vypovídající o jejich mělkovodním původu. Důležitou roli v environmentální analýze hraje nepřiliš hojná hemipelagická konodontová fauna (Bábek et al. 1995).

Při ukládání sedimentu tedy hrály rozdílné úlohy dva procesy: 1. sedimentace z vodního sloupce otevřeného nebo polootevřeného moře indikovaná konodontovou faunou, a 2. resedimentace mělkovodního karbonátového materiálu (krinoidi a peloidy). Proces redepozice je prozatím nejasný. Mohlo tu jít o sedimentaci jemnozrného mělkovodního materiálu ze suspenze a jeho míšení s pelagickým materiálem - tzv. peri-platform ooze (Schlager - James 1978), nebo o ukládání ze zředěných turbiditních proudů. V každém případě vápence tohoto

typu představují hemipelagickou sedimentaci svahu nebo báze svahu patrně vulkanické elevace. Deponovaný sediment s určitým procentem mikritu byl přepracován prouděním u dna, což způsobilo částečné vymytí matrix (řada od wackestone až ke grainstone).

Do této "průměrné" sedimentace jsou ukládány polohy brekcií s mocnostmi pohybujícími se od 30 cm do cca 3,5 m. Charakteristickým prvkem je ostrá rovná báze a neostrý strop. Gradační zvrstvení je pozorovatelné především u méně mocných vrstev. Brekcie jsou laterálně pozorovatelné na vzdálenosti přesahující desítky metrů což naznačuje, že se jedná spíše o plošné pokryvy (sheets) nežli výplně lineárních brázd (channels).

Klasty jsou zastoupeny jak mělkovodním biogenním materiálem (stromatopory, velké fragmenty krinoidů) tak úlomky vulkanitů a plastycky deformovanými intraklasty. Vulkanickou příměs tvoří úlomky patrně mandlovecového spilitu. Několik litologických typů bylo rozlišeno mezi intraklasty: okrově zbarvené vápnitě břidlice, rekrystalovaný karbonát nesoucí hemipelagickou konodontovou faunu famenu známý z podloží tournaiského komplexu, nečistý lime mudstone s krinoidy a neurčitelnými průřezy, a úlomky fosforitů. Převládá textura s podpurnou strukturou klastů (rudstone). Matrix brekcií je složena z mikritu s deformovanými peloidy, resp. krinoidy, přecházejícího až do peloidového (resp. ooidového), místy špatně vymytého grainstone. Peloidová matrix a bioklasty pocházejí evidentně z mělkovodnějších poloh, kdežto intraklasty představují útržky částečně litifikovaného svahového sedimentu, erodovaného při pohybu sedimentu dolů po svahu, začleněné do klastového materiálu brekcií.

Hemipelagická pozice ukládání brekcií, materiál derivovaný z mělkovodního i hemipelagického prostředí a gradační zvrstvení napovídají o sedimentaci z gravitačních proudů. Transportním mechanismem byly nejspíše úloňkotoky (debris-flows) s přechody do hustých turbiditních proudů (Hampton 1972). Vzhledem k tomu že typické Boumovy sekvence nebyly dokumentovány, není možné popsat jesenecké brekcie při jejich mocnosti jako typické kalciturbidity. První dva členy posloupnosti "debris sheet" ("suťový příkrov") - "flaser breccia" (mázdřítá brekcie) - "calciturbidite" (kalciturbidit) - "distal calciturbidite" (distální kalciturbidit) (Schlager - Schlager 1973, Davies 1977) jsou vhodným modelem k popisu brekcií u Jesence.

#### Literatura:

- Bábek O., Kalvoda J., Krejčí Z. (1995): New stratigraphical results in the Paleozoic of the Drahanská vrchovina Upland (Moravia, Czech Republic).- Journal of the Czech Geological Society, Praha (in print).
- Davies G.R. (1977): Turbidites, debris sheets and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Svedrup basin, Arctic Archipelago.- In: Cook, H.E. - Enos, P. (eds.): Deep-Water Carbonate Environments.- S.E.P.M. Spec. Publ. No 25, 221-247. Tulsa.
- Dvořák J. et al (1993): Komplexní zhodnocení vrtů konického paleozoika. Etapová zpráva o situaci do konce roku 1993. MS Archiv ČGÚ, Brno.
- Hampton M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents - J.sedim.Petrol., 42, 969-988. Tulsa.
- Hladil J. (1984): Mikrofaciální charakteristika středně a svrchnodevonských vápenců na ložisku Horní Benešov.- MS, archiv ČGÚ, Praha
- Hladil J. (1992a): Moravian Middle and Upper Devonian buildups: time and space evolution in respects of Laurussian Shelf.- Proc VI Internat. Symp. Fossil Cnidaria, Cour. Forsch. Instit Senckenberg, Frankfurt am Main.
- Hladil J. (1992b): Výbrusové charakteristiky se zaměřením na devonské rifové sedimenty - Konicko.- In: Dvořák, J. et al: Komplexní hodnocení vrtů konického paleozoika. Etapová zpráva o situaci do konce roku 1992.- MS, Archiv ČGÚ, Brno.
- Chlupáč I. - Svoboda J. (1963): Geologické poměry konicko - mladečského devonu na Drahanské vrchovině.- Sbor. Ústř. Úst. geol., sv. XXVIII, 347-418. Praha.
- Schlager W. - James N. (1978): Low magnesian calcite limestone forming at the deep sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas.- Sedimentology, 25, 675-702. Amsterdam.
- Schlager W. - Schlager M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps).- Sedimentology, 20,65-89. Amsterdam.

## SPODNOKARBONSKÉ VÁPENCE PŘI ZÁPADNÍM OKRAJI BRNĚNSKÉHO MASÍVU

Lower Carboniferous limestones at the western margin  
of the Brno Massif

(24-14, Boskovice)

Ondřej Bábek, Jiří Kalvoda., Rostislav Melichar

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

*Keywords: limestones, calcareous sandstones, biostratigraphy, microfacies, structural deformation*

V západní části brněnského masívu, tj. na západ od metabazitové zóny, spodnokarbonský vápencový vývoj zatím nebyl znám. Při mapovacím kursu v okolí Černé Hory byl objeven profil v částečně zasucených starých lůmcích na jv. svahu bezejmenného kopce, kóta 426 m. n. m., 1500 m.jz. od Černé Hory. Ve spodní části vystupují biotritické až mikrobrekciovitě vápence, písčité vápence, vápencově brekcie a vápnité pískovce. Ve vyšší části profilu je potom patrné střídání deskovitých biotritických a biomikritických vápenců se zelenošedými břidlicemi i polohami vápnitých pískovců. Klastického materiálu do nadloží přibývá a provrásněné břidlice se tektonicky stýkají s masivními lavicemi vápnitých pískovců, které tvoří zbývající část profilu. Místy obsahují drobné klasty silně vyválcovaných vápenců, v nejvyšší části profilu byla zjištěna čočka světle šedého vápence.

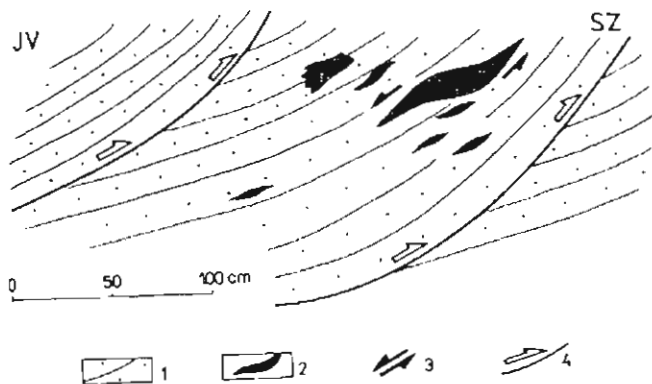
V dřívějších mapách vápence považované za devonské poprvé popsal Jaroš (1959). Již první studium litologie však ukázalo na značnou podobnost litofacie písčitých a brekciovitých vápenců s obdobnými faciemi svrchního tournai a spodního visé v jižní části Moravského krasu. Tento předpoklad potvrdilo předběžné orientační studium foraminiferové fauny ve výbrusech. Ve spodních polohách profilu byly v polohách vápence zjištěny foraminifery *Septabunsina* sp., *Spinoendothyra* sp., *Tourneyellidae* indet. Toto relativně

chudé společenstvo ukazuje na to, že písčité a brekciovitě vápence ve spodní části profilu nebudou starší než svrchní tournai.

Mikrofaciálně se jedná o částečně vymyté peloidové vápence typu packstone s nezjistitelným zastoupením původní matrix (mikritu). Sediment obsahuje mimo vytříděný peloidový písek a ojedinělé intraklasty rekrystalovaného vápence fragmenty špatně tříděných krinoidů se syntaxiálním cementem a vzácněji foraminifery. Krinoidi nesou časté stopy po vrtání řasami a mikritizaci. Ojediněle se vyskytují polozaoblené klasty křemene.

Vzorek křemenného pískovce s podpůrnou stavbou zrn je tmelený karbonátem. Opět procento původního mikritu (pokud byl přítomen) nelze zjistit. Polozaoblená a relativně dobře tříděná křemenná zrna svědčí o vysoké zralosti sedimentu.

Lepší výsledky bylo možno docílit ve vyšší části profilu, kde se vápence střídají s břidlicemi i pískovci. Společenstvo foraminifer z intraklastových a písčitých vápenců zde obsahovalo nepříliš dobře zachovanou foraminiferovou faunu reprezentovanou *Endothyra* sp., *Archaediscidae* indet., *Glomodiscus* sp., *Uralodiscus* sp., *Archaediscus* sp., *Plectogyranopsis* sp., *Tourneyella* sp., *Earlandia* sp., *Eostaffella* sp. Vyskytly se rovněž průřezy zelených řas *Koninekopora* sp. a červených řas zastoupených *Stacheiinae* indet. Foraminiferové

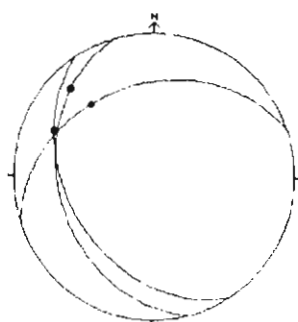


Obr. 1. Schematický náčrt části lomové stěny v nejvyšší etáži s oběma střížnými deformacemi. Vysvětlivky: 1 - vápnité pískovce, 2 - vápencové klasty, 3 - smysl staršího plastického stříhu, 4 - mladší násuny

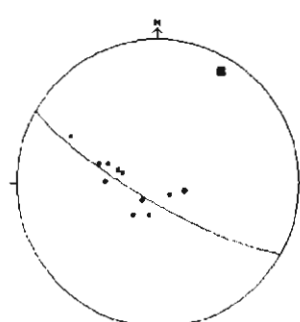
společenstvo odpovídá foraminiferové zóně *Viseidiscus eospirillinooides* - *Glomodiscus oblongus*, která odpovídá V1b-V2a belgického členění. Bližší stratigrafické zařazení vápenců v celém profilu jistě umožní další podrobnější biostratigrafické výzkumy.

Mikrofaciálně se jedná o vápence typu packstone se vzrůstajícím obsahem křemene a podřízeně živeů (15 a 25 %). Procento neskeletálních zrn (intraklasty krinoidového limé mudstone a peloidy resp. ooidy) klesá ve prospěch bioklastu (foraminifery, echinodermata, řasy). Polozaoblená zrna křemene jsou opět dobře tříděná.

Diagenetická alterace sedimentu se projevila



Obr. 2. Synoptický diagram orientace S-ploch a lineací, jv. svah kóty 426 m. n.m. jz. od Černé Hory



Obr. 3. Synoptický diagram orientace násunových ploch a určení osy rotace konstrukcí p-oblouku. Vysvětlivky: kroužky - póly různě rotovaných násunových ploch a ploch vrstevnatosti, čtverec - p-pól

především neomorfní rekrystalizací mikritu na mikrosparit. Velmi výrazná kompakce (zplošťování klastů, stylolitizace až vývin mikrostylonodulární textury byla patrně současná s postižením jednoduchým stříhem (book-shelf křemen, kulisové žilky).

Sekvence představuje výsek sedimentace na karbonátové platformě s přínosem míšeného karbonátového a terigenního materiálu - vytříděného ooidového a peloidového písku, bioklastů a vytříděného křemenného písku. Mikritizací ooidů vznikly pravděpodobně i některé peloidy. Přítomnost zbytků

matrix (neomorfní mikrosparit) nepoukazuje na vyložene vysokooenergetické prostředí písčitých mělčin u pobřeží nebo okraje šelfu, na druhé straně přítomnost dobře vytříděného ooidového písku může znamenat relativní blízkost k těmto prostředím. Patrně se jedná o pozici pod bází normálního vlnění poblíž pobřežní linie se vzrůstajícím přílivem klastického materiálu na úkor ooidového a peloidového písku.

Trendy ve zjemňování zrnitosti (makroskopicky), ubývání neskeletálních zrn a patrně i přibývání matrix lze interpretovat jako relativní prohlubování nebo vzdalování se od zdroje transportovaných neskeletálních zrn. S tím souvisí také zvyšování podílu i diverzity bioty v sedimentu. Příliv klastického materiálu funguje nezávisle na tomto režimu. Vysoká zralost křemenných písků je v rozporu s případným jejich srovnáním s běžným spodnokarbonským flyšem. Vzhledem k omezenému množství především terénních dat i výhrusového materiálu je však nutno považovat tyto výsledky za předběžné.

Další údaj pochází z valounu tmavě šedého detritického vápence v pískovcích. Mikrofaciálně se jedná o intraklastový vápence s písčitou příměsí s podpůrnou stavbou zrn. Procento intraklastů (mikritový "lime mudstone", popř. s krinoidy) dosahuje maximálně 30%. Klastickou příměsí (20 - 25 %) tvoří polozaoblená relativně dobře vytříděná zrna křemene, plagioklasů a biotitu. Bioklasty jsou reprezentovány fragmenty krinoidů, ojediněle s mikritickou obálkou a ojedinělými průřezy foraminifer - *Septabrunciina* sp. a *?Spinoendothyra* sp. Mikrofaciální charakter spolu s vzácnou foraminiferovou faunou ukazují nejspíše na svrchnotournaiské stáří.

Výskyty u Černé Hory představují zatím nejmladší vápence v západní části brněnského masivu. Facie vápenců vykazují určité paralely jak s jižní částí Moravského krasu tak s hranickým paleozoikem, kde rovněž můžeme ve svrchním tournai a spodním visé pozorovat obdobně facie písčité a brekciovitě vápence i vápnité pískovce. Svrchní polohy vápenců střídajících se s břidlicemi i pískovci potom evidentně reprezentují přechod k flyšové sedimentaci. Tyto přechodné facie je možno datovat zhruba do obdobných stratigrafických pozic ve spodním a středním visé jako v jižní části Moravského krasu. Bližší srovnání však budou možná až po dalším podrobnějším biostratigrafickém studiu spodnokarbonských sedimentů od Černé Hory.

V tektonické stavbě studovaného území bylo možno vymezit dva různé strukturální plány odlišné charakterem deformací. Vztah obou deformačních fází vyjadřuje obr. 1. Starší deformační fáze se projevuje plastickou deformací jak v mikroměřítku (viz výše), tak i v makroměřítku. Deformace proběhla po plochách stříhu subparalelních se sedimentární vrstevnatostí. Na jv. svahu kóty 426 m. n. m. mají tyto plochy průměrnou orientaci S 269/28. Výrazná lineace protažení deformovaných valounů vápenců v matrix křemenných pískovců má směr L 309/26 (obr. 2). Asymetrické tlakové stíny v okolí vápencových valounů indikují pohyb nadložní části od SZ k JV. Mechanický charakter plastické deformace vápence a méně výrazně též

křemenného pískovce ukazují na teplotně-tlakové podmínky, které neodpovídají připovrchovým částem zemské kůry, ale je nutno předpokládat určitou mocnost nadloží. Stavbu lze interpretovat jako plochý násun mocnějšího tělesa k JV.

Mladší zjištěná deformace má výrazně křehčí charakter, což ukazuje na mělké (povrchové) podmínky deformace. Projevuje se vznikem drobných tektonických šupin, které jsou přes sebe přesouvány od JV k SZ.

#### Literatura:

Jaroš J., (1959). Zpráva o geologickém mapování permokarbonu Boskovické brázdy jihozápadně od Černé Hory. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, 84-86. Praha.

## PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY DEFORMAČNÍ A PALEONAPĚŤOVÉ ANALÝZY VE VÝCHODNÍ ČÁSTI NÍZKÉHO JESENÍKU

Preliminary results of the strain and paleostress analyses in the eastern part of the Nizký Jeseník Highland

Josef Havíř

Ústav fyziky země, PříF MU Brno, Ječná 29a, 621 00 Brno

Key words: strain analysis, paleostress analysis

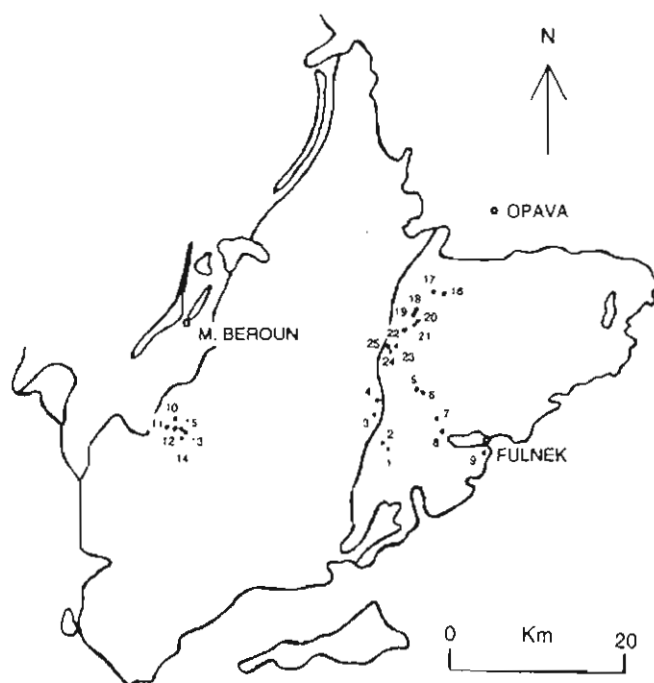
Deformační a paleonapěťová analýza je prováděna v kulmských sedimentech východně od šternbersko-hornobenešovského pruhu. Předmětem studia je jak plastická, tak křehká deformace těchto hornin. Předběžné výsledky se prozatím týkají převážně sedimentů hradecko-kyjovického souvrství (viz Obr.1)

Pro určení plastické deformace hornin hradecko-kyjovického souvrství metodami geometrické deformační analýzy byly využity místy se vyskytující polohy hrubších slepenců (velikost valounů řádově centimetry). Byly analyzovány zatím data ze dvou výchozů vystupujících v údolí řeky Moravice jz. od Hradce n. Moravice. Pro určení celkové stavby slepenců byla použita metoda Shimamoto - Ikeda (1976). Výsledný elipsoid konečné stavby má pro první z lokalit (lokalita 17) výrazně prolátní tvar, směr krátké osy elipsoidu je blízký pólu vrstevnatosti, ale také pólu kliváže (obr.2a - orientace kliváže se na této lokalitě jen málo liší od orientace plochy vrstevnatosti). Podíl délek dlouhé a střední osy elipsoidu (Tab.1) odpovídá hodnotám, které jsou podle Patersona a Yu typické pro primární stavbu (Paterson, Yu 1994). Druhý elipsoid (lokalita 21) má již tvar prolátní a podíl délek jeho dlouhé a střední osy svědčí o znatelném vlivu plastické deformace. Směr krátké osy elipsoidu je blízký pólu kliváže (obr.2b).

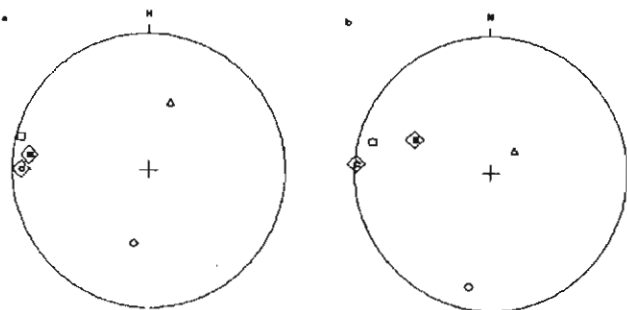
Zajímavé je srovnání získaných elipsoidů konečné stavby slepenců s výsledky studia anizotropie magnetické susceptibilitity hornin hradecko-kyjovického souvrství (Hrouda 1979, Hrouda et al. 1976). Horniny hradecko-kyjovického souvrství podle nich vykazují především primární magnetickou stavbu, jen místy slabě

Hlavní plochy násunu jsou subhorizontální a postupně se od nich oddělují dílčí násunové plochy, jejichž sklon postupně narůstá (obr. 3). Osa těchto ohybů má orientaci L. 30/11 a prakticky odpovídá lokálnímu směru okrajového zlomu boskovické brázdy, který je 32 stupňů. Tuto mladší deformaci lze spojit s přesmykáním brněnského masivu (a spolu s ním i šupin kulmu) přes permské sedimenty boskovické brázdy.

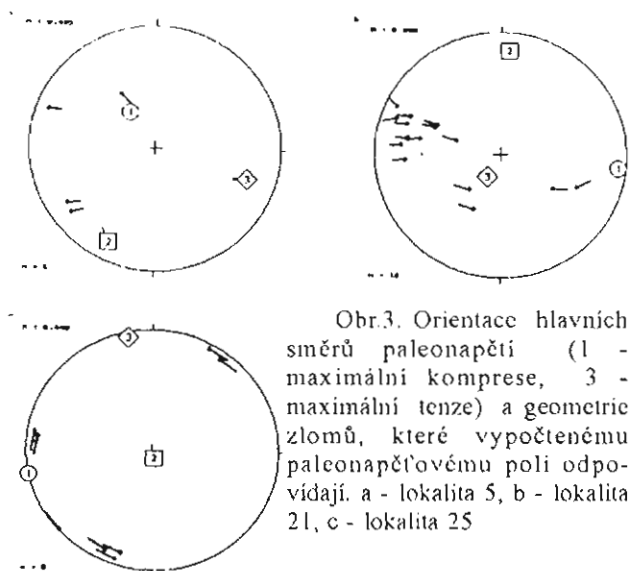
ovlivněnou plastickou deformací. Vyšší stupeň magnetické anizotropie na některých lokalitách byl vysvětlen vertikálním zkrácením sedimentů během kompakce. První z elipsoidů konečné stavby slepenců je tedy zcela v souladu s převažující magnetickou stavbou sedimentů hradecko-kyjovického souvrství, druhý ukazuje na možnost výraznějšího vlivu plastické deformace.



Obr. 1. Plánek umístění lokalit



Obr.2. Orientace hlavních os elipsoidu konečné stavby valounů ve slepenci (kolečko - dlouhá osa, trojúhelník - střední osa a čtverec - krátká osa), normály plochy vrstevnatosti (B) a normály plochy kliváže (C). a - lokalita 17, b - lokalita 21



Obr.3. Orientace hlavních směrů paleonapětí (1 - maximální komprese, 3 - maximální tenze) a geometrie zlomů, které vypočtenému paleonapětí odpovídají. a - lokalita 5, b - lokalita 21, c - lokalita 25

Paleonapětíová analýza v sedimentech hradecko-kyjovického a částečně i moravického souvrství vychází z jejich křehké deformace. Je měřena orientace zlomů a pomocí kinematických indikátorů je určován směr a smysl pohybů na těchto zlomech. Paleonapětíovou analýzou

se ve východní části Nízkého Jeseníku již dříve zabýval Grygar (1991). Z jeho analýz tu vyplývá orientace maximální komprese během variské orogeneze převážně ve směru ZSZ-VJV až SZ-JV.

Pro zpracování naměřených dat byly použity programy publikované v práci Sperner et al. (1993). Na většině lokalit se společně vyskytují kinematická data vzniklá v různých polích paleonapětí. Pouze na některých lokalitách dominují kinematické indikátory vzniklé vlivem jednoho určitého pole paleonapětí, které lze tedy snadno separovat a jejich analýzou lze pak získat některé stručné informace o paleonapětíovém poli. Jedná se především o lokalitu 5, 21 a 25. Analýza kinematických dat měřených na těchto lokalitách nám ukazuje různá paleonapětíová pole, která mohla působit v této oblasti během variské orogeneze a případně po ní. Na lokalitě 21 převažují přesmyky ukazující na kompresi zhruba ve směru V-Z (obr.3b). Na lokalitě 5 byla zjištěna naopak řada poklesů, jejich analýza ukazuje tentokrát na přibližně východo-západní orientaci hlavní tenze (obr.3a). Lokalita 25 poskytla množství dobře dokumentovaných horizontálních stříhů s různými smysly pohybu. Výsledné hlavní směry paleonapětíového tenzoru ukazují v tomto případě na maximální kompresi ve směru přibližně VSV-ZJZ a maximální tenzi ve směru zhruba SSZ-IJV (obr.3c). U ostatních lokalit ukazují kinematické indikátory na vliv podobných paleonapětíových polí, analýza dat tu však není tak jednoduchá. Nejprve je nezbytné separovat data do skupin na základě jejich podobnosti (např. Němčok, Lisle 1995), aby bylo možno dosáhnout smysluplných výsledků.

Vrásy v sedimentech hradecko-kyjovického souvrství jsou v místech s převahou drob vytvořeny mechanismem ohybu se skluzem. Na plochách, kde došlo k mezivrstevním prokluzům, nacházíme stejné kinematické indikátory, jako na zlomech. Jejich směr je však v tomto případě, bez ohledu na orientaci hlavních směrů regionálního napětí v době jejich vzniku, kolmý na vrásovou osu (Ramsay, Huber 1987). Nelze je tedy použít pro paleonapětíovou analýzu.

#### Literatura:

- Grygar R. (1991): Strukturmě-kinematická analýza SV okraje Českého masívu. Záv. zpráva IIS 105/90. - MS archiv VŠB Ostrava.
- Hrouda F. et al. (1976): Výzkum anizotropie magnetické susceptibilitity paleozoického komplexu sedimentů Nízkého Jeseníku (závěrečná zpráva). - MS archiv a. s. Geofyzika Brno.
- Hrouda F. (1979): The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nizký Jeseník Mountains (Czechoslovakia). - Sb. geol. Věd. UG, 16, 27-59. Praha.
- Němčok M., Lisle R. (1995): A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. - v tisku
- Paterson S. R., Yu H. (1994): Primary fabric ellipsoids in sandstones: implications for depositional processes and strain analysis. - J. struct. Geol., 16, 4, 505-517. Bristol.
- Ramsay J. G., Huber M. I. (1987): The techniques of modern structural geology, Folds and Fractures. - Academic press inc.
- Shimamoto T., Ikeda Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects I. Basic theory. - Tectonophysics, 36, 315-337. Amsterdam.
- Sperner B. et al. (1993): Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. - Computers & Geosciences, 19, 9, 1361-1388.



# ARGUMENTY PRO PRAVOSTRANNOU ROTACI BLOKŮ VE VARISCIDECH MORAVY - ANALÝZA FACIÁLNÍCH DISJUNKCÍ DEVONU

Arguments in favour of clockwise block rotation in Variscides of Moravia - analyzing the Devonian facies disjunctions

Jindřich Hladil

GIÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha - Suchbát

*Key words: major facies disjunctions, Devonian, Moravia, block rotations*

Tento článek reflektuje výsledky výzkumného projektu 0723 GAČR

## Rámec tektono-formační situace

V letech 1974-1994 byla provedena extenzivní plošná dokumentace devonských, zejména karbonátových sedimentů, založená na povrchových výchozech i vrtných profilech. Výsledkem práce je charakteristika 4 typových sekvencí a 4 faciálních pruhů a obraz jejich vnitřní zonality [6-11].

Čtyři základní typy sekvencí a tektonické pruhy odrážejí různý režim sedimentace a také pozdější historie hornin (obr.1-3):

Sekvence začaly být průkazně diferencovány od emsu. Vznikly rozpínáním zpeřené zlomové ruptury běžící při jižním okraji Laurusie v době před 390-395 Ma (kdy již byla k laurusijskému okraji připevněna a erodována pásma teránů Avalonie - vznik spodnosedevonského old redu). Toto rozpínání rozeznal již P.A.Ziegler v r.1980 [23-25] charakterizoval jej však pouze jako jev v prostoru od Arden přes Porýní na Moravu. Z. čs. prací rozlišily tento jev zejména práce o vulkanismu a tektonice [12, 15-17, 19]. Rozpínající se struktura však byla mnohem delší, protože stejná faciální a deformační pásma má paleozoikum od anglického Cornwallu až do blízkosti jz. Uralu [11].

Maximum rozpínání a oceanizace pánví bylo dosaženo v givetu a spodním frasnú (ca 375 až 365 Ma). Ke konci frasnú (365 až 360 Ma) započalo evidentní uzavírání těchto pánví v poli komprese a sřihu (transprese) [11].

Z pohledu spodnofrasnské situace (ca 367 Ma) mají 4 pruhy tento charakter [11]:

**Tiřnovský** - drobné platformy a úpatní přibřeží ostrovního pruhu patřící západnímu (v devonu jižnímu) pásmu odštěpenému z původně avalonského fundamentu, orientace do pánve je na východ (v devonu na sever).

**Vrbenský** - šelfová siliciklastika terigenního a vulkanického původu (alkalické trachyty).

**Hornobenešovský** (pánevní) - bazaltové mořské hory oceánského typu, laguny, atoly, guyoty, lemové útesy, osypy strmých svahu, alodapické vápence, křemenné břidlice.

**Moravského krasu** (široké platformy) - mohutná karbonátová sedimentace na plošinách majících ve fundamentu z větší části okrajové bloky Laurusie

(vyjma undulací březního okraje je orientace do pánve k západu, v devonu k jihu).

Při otevírání a zejména pak při uzavírání zmíněného pásma oceanizovaných pánví převládalo pravostranné transpresní namáhání. To je vyvozováno z generelního obrazu variské a celé paleozoické dynamiky desek - pohyb od paleozoického jihovýchodu na severozápad a postupné šikmé přistávání a akrece k laurusijskému okraji. V tomto se shoduje většina dnes uznávaných, zastřešujících hodnocení geologické situace, od r. 1980 po dnešek [1, 11-25]. V místech namáhaného kontaktu s jižněji ležícími deskami zanikajícího rheického prostoru [18] a jižněji ležícího prototethydního prostoru [25], jsou zmíněné severnější pánve s oceanizovanými středy označovány za back-arc [25].

## Disjunkce ve faciálním obraze

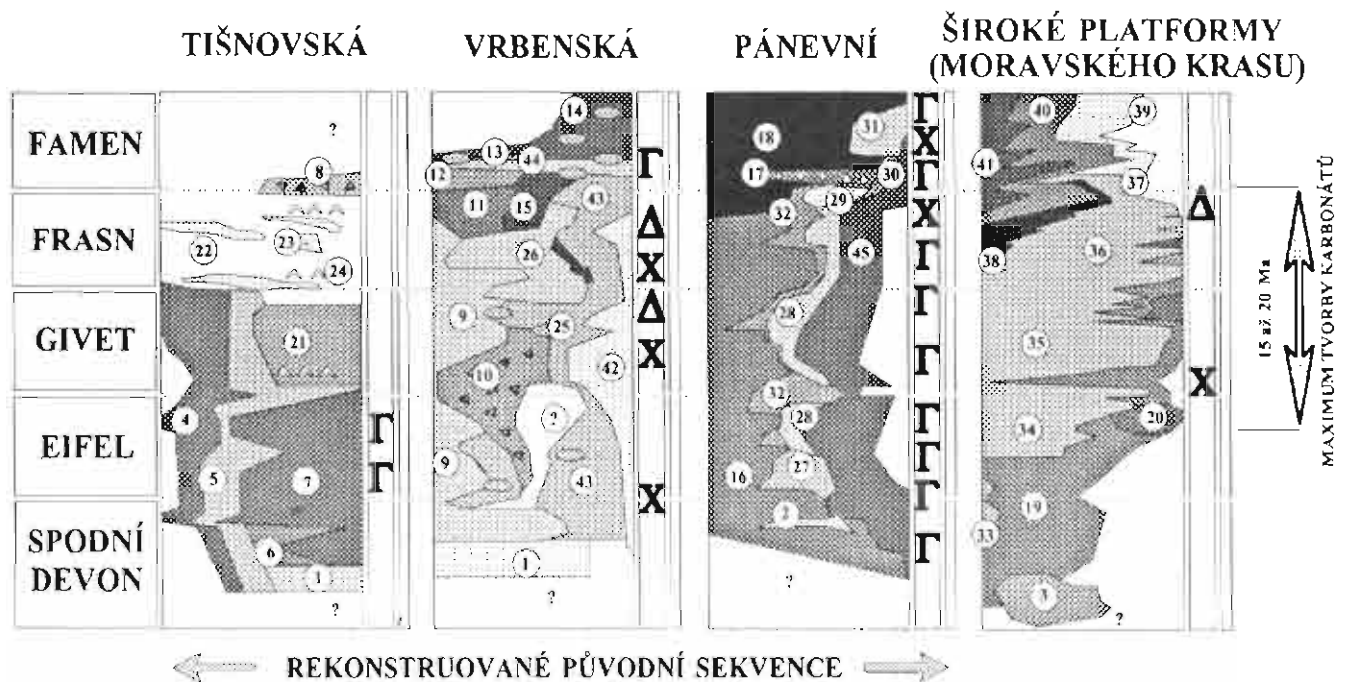
Za disjunkci ve faciálním obraze je považováno přerušení souvislého průběhu sedimentárního faciálního tělesa nebo jeho prolínajících se návazností, které je vyvoláno následnou deformací fyzikálního okolí a tělesa samotného. Disjunkce je reprezentována zlomem(zlomy). Ve složitějších teránech s mnoha generacemi zlomových omezení a s opakovanou reorganizací stavby je zlomové omezení buď nesourodé a složené z mnoha komponent různé podstaty a nebo je modifikované nejmladšími zlomy. Má proto smysl operovat s primárním pojmem faciální disjunkce, protože ta je kvantitativně a exaktně doložitelná jako látkový(horninový) rozdíl. Naproti tomu zlomy (jako plochy s vývojem své geometrie a dynamiky pohybu) jsou až na výjimečné případy, tvořené mladými, rovnými a jednolitými zlomy, obvykle pro nedostatek odkryvů interpretovány pouze zprostředkovaně, až v souvislosti s předběžně zjištěným látkovým(horninovým) rozdílem.

## Argumenty pro pravostrannou rotaci vyplývající z disjunkce devonských facií

Argumenty lze rozdělit podle dimenze geometrických disjunkcí. Disjunkce největšího řádu (v dnešní situaci n.10-n.100 km, v devonské situaci n.100-n.1000 km), se týkají celého území Moravy a Slezska:

Zásadně odlišné pruhy devonské sedimentace mají

# TYPICKÉ STRATIGRAFICKÉ SEKVENCE DEVONU NA MORAVĚ A VE SLEZSKU

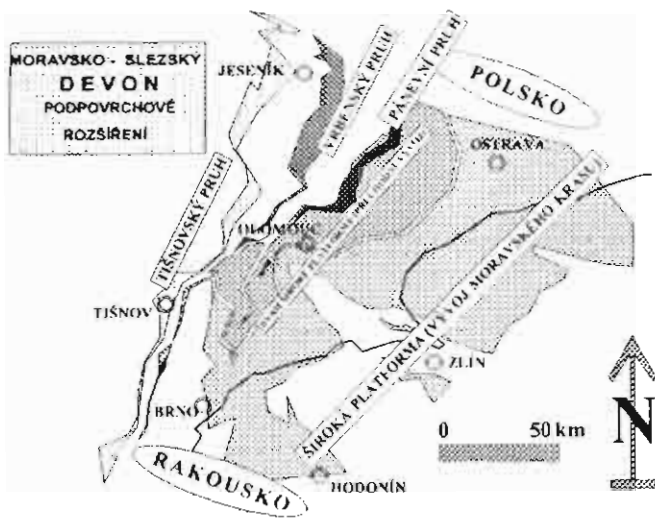


Obr. 1 - Schematizovaná faciální náplň 4 základních moravsko-slezských devonských pruhů. Legenda:  
 - vulkanické produkty, gama - bazické, delta - intermediální, chi - kyselé, ? - otazník vyznačuje úseky bez dochovaných sedimentů, odpovídající obdobím bez sedimentace, s erozí.  
 1 - kvarcitty a křemenné slepence (Branná), 2 - drobná poloha křemen-karbonátového pískovce v břidlicích, zvýšený podíl prachu v břidlicích (svrch. ems, Řídeč), 3 - červené křemenné slepence, suchozemské a sladkovodní akumulace (Babí lom), 4 - petromiktini a křemenné štěrkovité slepence, arkózy (Bačkovce), 5 - litické droby a křemenné pískovce s jílovo-prachovou matrix (Lažánky u Tiš.), 6 - jílovité prachovce s vložkami pískovců a karbonátů (Bačkovce), 7 - černé břidlice s vložkami prachovců a pískovců (Bačkovce), 8 - červené a žluté kvarcitty s brekcii vápenců (Květnice), 9 - křemenné slepence, petromiktini a vulkanoklastické vložky (Rýmařov - Šibenic), 10 - černé břidlice s velkými litoklasty a vložkami brekcii (Rýmařov), 11 - pískovce bohaté vulkanoklastickým materiálem (Janovice - Ruda), 12 - tmavé, jílovité prachovce (Rýmařov), 13 - petromiktini slepence (Janovice - Ruda), 14 - tmavé prachovité břidlice, písčité prachovce (Janovice - Ruda), 15 - tmavé vápnité prachovce s vložkami kalových vápenců (Rýmařov), 16 - jílovité prachovce, křemité břidlice a tentakulitové břidlice (Horní Benešov), 17 - červená brekcie, úlomky rozbitého eifelského rifu ve famenských vulkanoklastikách (Horní Benešov), 18 - prachovce a křemité břidlice (Horní Benešov), 19 - křemenné pískovce a slepence, litické droby, arkózy pouze vzácně, základní typ tzv. bazálního klastického souvrství (Ochoz), 20 - petromiktini slepence a litické droby s jílovo-prachovou matrix (Hády), 21 - černé vápence s velkými úlomky vápenců a břidlic, vložky amfiporových lavic (Bačkovce - Heroltice), 22 - laminované vápence, vzácně s drobnými útesovými lavicemi a útesy (23), známky po vyloužených evaporitech (24) (Lažánky u Tiš.), 25 - drobná tělesa vápenců, prakticky všech facií, od dolomitovaného oolitu až po kalové podmořské duny s tentakulity, 26 - převážně laminované a krinoidové vápence (Heřmanovice - Rýmařov), 27 - tmavé vápence ostrovně-lagunárního typu (Horní Benešov), 28 - vápence, lemové útesy a atolové plošiny (Horní Benešov), 29 - řasové hlíznaté a laminované vápence (Horní Benešov), 30 - černé laminované vápence (Horní Benešov), 31 - vápence, krinoidové vápencové pískovce, hráze a osypy (Horní Benešov), 32 - alodapické vápence, chaotické blokové sesuvy, brekcie, turbidity, vložky hlíznatých vápenců a břidlic (Horní Benešov), 33 - vápence, útesy a estuárie, vložky břidlic, mechovky a velcí favositi (Konice), 34 až 37 - útesové plošiny, laguny, rampy, lemové útesy, redepozice s množstvím vápencového kalu, amfiporové a korálové vápence, Moravský kras (34 - čelechovický, 35 - býčiskalský, 36 - ochozský, 37 - mokerský cyklus), 38 - alodapické vápence, turbidity, mikrobrekcie (Křtiny), 39 - vápence, vápencové pískovce, hráze, plošiny (Mokrá), 40 - bouřkové vrstvy a vápencové turbidity, střídání jemně úlomkovitých vápenců a břidlic (Hády), 41 - hlíznaté vápence, černé, rudé a žluté kalové vápence s jílovou příměsí (Křtiny), 42 - vulkanity s převahou alkalického trachytu

na Moravě průběh SSV-JJZ až SV-JZ. Posloupnost těchto pruhů je stejná (na Moravě od Z k V) jako v Cornwallu, Porýní a v ostatních oblastech výše popisovaného pásma v jižním okraji devonské Laurusie. V Porýní je tišnovský pruh analogický devonu nejj jižnějšího Porýní, vrbenský pruh je analogický lahnskému devonu, hornobenešovský dillskému, a pruh Moravského krasu (široké platformy) vykazuje analogický příčný profil jako rýnský vnější a

vnitřní šelf až po severomořské devonské přibřeží.

Protože všechny čtyři pruhy jsou sledovatelné v délce několika tisíc km napříč Evropou, je zjevné, že moravský deformační segment tyto pruhy obsahuje ve velmi sblížené konfiguraci a navíc v klínovitém segmentu odštěpeném od hlavního zsz.-vív. průběhu pásem (obr. 2, 3). Tento segment byl rotován ve směru hodinových ručiček, ve východním stínu intenzivně k severu



Obr. 2 - Schéma rozmístění 4 základních devonských pruhů (výchozy a pokračování pod povrchem)

vtačovaného moldanubického stohu překrovů [20, 21]. Ty pruhy, které bychom očekávali podle transevropského průběhu na JJZ, jsou na Moravě na ZSZ. Geometrie rotovaného klínu je v současné době téměř identicky hodnocena Grygarem a Vavrou [5], jejichž model tvaruje v pravostranném transpresním poli takovýto rotující klín na v. okraji lužicko-slezské orokliny.

Ze zjednodušeného schématu je vidět mimořádně silnou disjunkci v prostoru boskovické brázdy (Obr. 3). Zde je šikmo sečen rotovaný pruh (faciálního komplexu Moravského krasu, široké platformy) a pruhy pánevních vývojů zcela vyklínují. Tato velká disjunkce je důsledkem pootočení pravého pruhu ve schématu o více jak 90-110°. Levý pruh pootočený o něco méně je přitom střížně tlačěn k severu.

Silná disjunkce je interpretována též podél Tornquistovy střížné zóny na polském území (jako severní omezení klínu moravsko-slezských jednotek) [5]. Pokračování šternbersko-hornoběňšovského pruhu je již při oderském zlomu přerušeno tektonickým odtržením a vyklíněním.

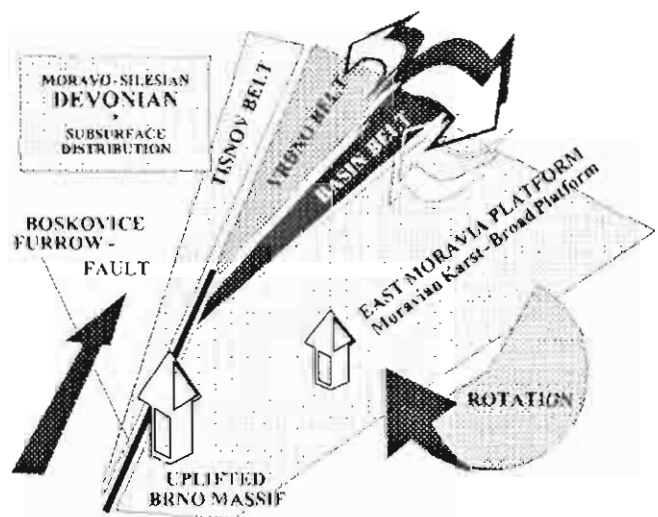
Mohutné disjunkce představují rovněž samotné rozdíly mezi jednotlivými devonskými pruhy (obr. 1, 2, 3). Paralelní dílčí digitace v blízkosti těchto pruhů obsahují sice přechody facií otevřeného moře a přibřeží, avšak hlavní obsah těchto pruhů je vždy identický s mocnějšími horninami navzájem odlišných mělkých a šelfů, které byly při deformaci odtrženy do separátních bloků. Méně početně zastoupeny jsou sedimentárně podvyživené sekvence vysloveně pánevní nebo oceánské, což je běžný obraz ve všech orogénech.

Disjunkce středního řádu (v dnešní situaci n. 1-n. 10 km, v devonské situaci n. 10-n. 100 km), se týkají určitých částí Moravy:

Významné disjunkce jsou vidět podél zlomového pásma Hlané. Existence dřevohostického podmořského kañonu bývá interpretována jako synsedimentární znak [2, 3]. Nicméně frasná, jablůnecká otevřená rampa, dnes na všechny strany uzavřená mělkými faciemi ukazuje na deformační uzávěr [11]. Disjunkce mezi faciemi Dřevohostice, Jablůnka / Rusava, Holešov odůvodňuje

podezření, že celá severní hrana dnešního zlomového pásma Hlané byla deformačně posunuta směrem na SV. V sekvenci faciálních obrazů [11] se naložené disjunkce dobře rozpoznají od synsedimentárních ostřejších rozhraní - nemají totiž žádnou proměnlivost v závislosti na fluktuaci facií a eustatické mořské hladiny. Podstatným rysem je také pravostranný posun, kdy navzájem rozdílné vývoje Grygova, Hněvotína a Čelechovic jsou odsunuty značně na SZ (doleva) a digitace Sobišky - Potštát, násuny u Hranic n.M. a z vrtu Choryně-9 značně na JV (doprava).

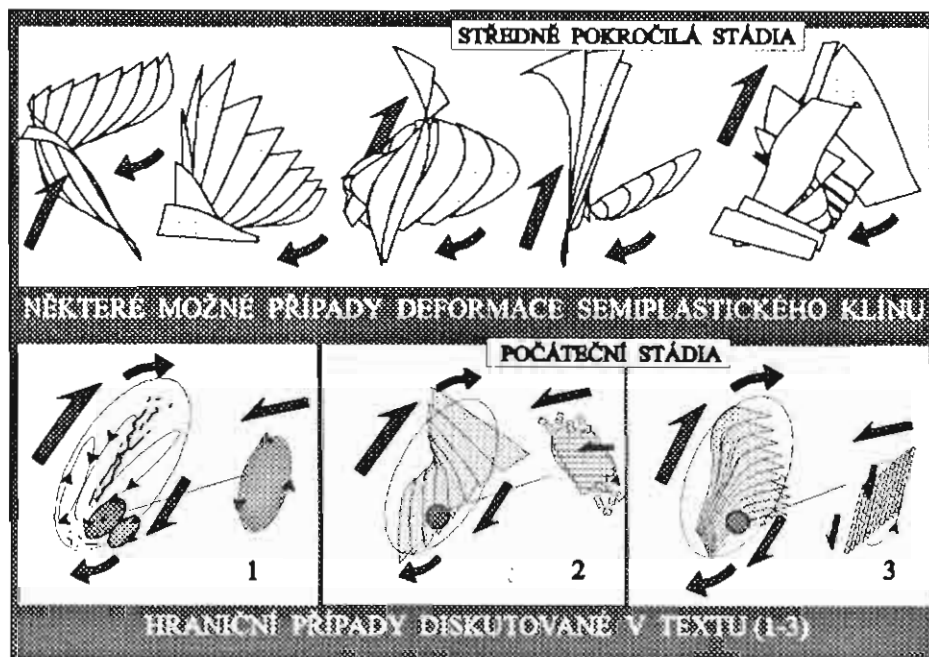
Další významné disjunkce probíhají při j. okraji Konicka a při s. okraji Moravského krasu. Obě nesou znaky synsedimentárního založení na konci devonu [3, 4]. Synsedimentární založení faciálního rozdílu není v rozporu s pozdějším tektonickým přemístěním, naopak jej logicky podporuje. V pruhu Petrovice - Vratíkova a na Konicku máme co do činění s troskami čelního okraje platformy, ostrovů a zátok na svahu do pánve, proto tyto trosky byly velmi případně označeny jako přechodní vývoj [13, 14]. Záp. ležící bloky jsou v asymetrickém



Obr. 3 - Generalizované schéma ukazující vzájemnou pozici 4 devonských pruhů, vějíř vzniklý silnou pravostrannou rotací z původně kvazi-parallelních pruhů. Hlavní diskontinuita, která seče širokou platformu na východě je modifikována permským zlomem boskovické brázdy.

transpresním vějířem vytlačeny značně k S.

Prostor mezi pánevním vých. okrajem Moravského krasu a pánevním záp. okrajem platformy na Vyškovsku (který musí být ponořen pod kuřmskými sedimenty) je mimořádně zúžen (n. 1-n. 10 km). Toho lze dosáhnout takřka výhradně až podevonskou transpresí a silnou rotací Moravského krasu ca 90° doprava [8]. Pozoruhodné disjunkce se objevují v zsz.-vív. pásmu u Šlapanic a Mokré. Zde jsou v segmentech nasunutých od JZ devonské pánevní vápence s tentakulity (homoktény). Na J a JZ odtud však dnes nejsou žádné pánevní faciie. Z toho vyplývá, že disjunkce skrývá zánik pánevní zátoky umístěné původně někde na JZ odtud. Už samotný fakt, že násuny pánevních reliktvů jsou umístěny na faciální pruhy Moravského krasu bočně, indikuje rotaci. Paralelně běžící disjunkce frasných lito a biofacií je vrtně indikována v prostoru od Kobeřic po Žarošice. Zde se



Obr.4 - Grafické přiblížení některých typů deformace při asymetrické pravostranné transpresi a rotaci: 1 - Extrémně plastický až liquidní model. 2 a 3 - Situace v semi-plastickém prostředí. 2 - při silné příčné rupturní predispozici, 3 - při silné podélné rupturní predispozici. Vpravo jsou znázorněny díle domény, které při celkové rotaci doprava byly pomalejší a vykazují proto protichůdnou, levostrannou sřihovou deformaci [viz. text].

stýkají fauny východoevropské afinity (na J) s faunami středo- až západoevropské afinity (na S).

Disjunkce nejnižšího řádu (v dnešní situaci n.0, 1- n.1 km, v devonské situaci n.1-n.10 km), jsou hojným jevem a je jich registrováno několik desítek. Dobře jsou vidět např. tam, kde strmý průběh bloků hornin (respektive litoňů) není podstatně modifikován pozdějším vertikálním rozkolisáním bloků - u Vratíkova je pruh devonských hornin segmentován a s. ležící segment je obvykle vždy odsazen doprava.

#### Modelový pohled na deformační uspořádání devonských hornin

Transpresní model byl zde zaveden již dříve [19]. Studie o rotaci a pull-apart fenoménech v karbonu byly později rozšířeny o celkový pohled na moravsko-slezské terány jako na rotovaný segment při lužicko-slezské oroklině [5]. Zvláště konfigurace devonských trosek vždy indikovala možnost značné rotace [6, 7] (Obr. 2, 3). Je vysoce pravděpodobné, že transpresní model může vyložit řadu znaků variské deformace na Moravě a ve Slezsku

#### Literatura:

- [1] Boucot A.J. & Gray, J. (1983): A Paleozoic Pangaea. - Science, 222(4624), 571-581. Washington.
- [2] Dvořák J. (1985): Tektogeneze devonu a spodního karbonu Homoslezské pánve. - Zemní Plyn Nafta, 30, 1-14. Hodonín.
- [3] — (1993): Moravské paleozoikum [Moravian Paleozoic]. - In: Přichystal, A., Obstová, V. & Suk, M. (eds), Geologie Moravy a Slezska [Geology of Moravia and Silesia].
- [4] — & Friáková O. (1981). Paleogeografie famenu a toumai v severní části Moravského krasu (na základě konodontových faun). [Palaeogeography of Famennian and Toumaisian in the northern part of the Moravian Karst (based on conodont faunas)]. - Časopis pro mineralogii a geologii, 26(3), 301-306. Praha.
- [5] Grygar R. & Vavro M. (1994): Geodynamic model of evolution of Lugosilesian orocline of European Variscan orogeny belt. - Journal of the Czech Geological Society (Evolution of Variscan (Hercynian) and comparable Palaeozoic orogenic belts), 39(1), 40-41. Praha
- [6] Hladil J. (1988): Structure and microfacies of the Middle and Upper Devonian carbonate buildups in Moravia, Czechoslovakia. - Canad. Soc. petrol. Geol. Mém., 14(2). Devonian of the World, II, 607-618. Calgary.
- [7] —, Chmelík E., Durica D., Čepeljingin A.B. & Namestnikov J.G. (1990): Možnosti výskytu paleozoických útesových struktur na jihovýchodních svazích Českého masivu. - Mineralia Slovaca, 22, 289-302. Košice.

(Obr. 4). Přes určitou nehomogennost deformace, která je běžná a je založena na vstupních látkových (horninových) i rupturních poměrech, je výsledná konfigurace nápadně podobná některým stavům odvozeným od asymetrické pravostranné transprese v semiplastickém prostředí.

Je-li transpresně (asymetricky a pravostranně) namáhán objekt mající silné podélné rupturní predispozice, pak vzniká rotující vějíř se zúženými a vysouvanými levými segmenty (Obr. 4/3). Je-li namáhán takovouto transpresí objekt mající silné příčné rupturní predispozice, pak vzniká zleva tažený vějíř měnící se ve stohování nasouvaných bloků (obr.4/2).

Nehomogennost materiálu a míra zakořenění dílčích bloků musí způsobit existenci individualizovaných domén, které rotují rychleji anebo pomaleji než celý objekt. Sevřené domény, které doprava rotují pomaleji než jejich okolí, jsou podrobeny levostrannému sřihu, který je doprovázen tektonickým drcením okrajů. Vzhledem k tomu, že reálný geologický objekt nemá v dlouhodobém měřítku chování pevného monolitu, ale že krystalizace a rozpouštění spojené se sřihovou plastičností břidlic způsobuje často chování semiplastické, je přítomnost separátně rotovaných domén pravděpodobná nejenom podle pozorování, ale přímo z teorie deformace. Na extrémním příkladě plasticky tekoucího objektu v asymetrické transpresi (Obr. 4/1) lze ukázat, že protiběžně (nebo zpomalně) rotované domény mohou vznikat uvnitř pravostranně rotovaného bloku i jako reakce na existenci domén silně pravostranně rotovaných na okraji objektu. Všechny aproximace (Obr. 4) počítají s geologickou skutečností, že deformační tlak se intenzivněji uvolňuje rupturami směrem k povrchovým vrstvám objektu. Zde uváděná rotace je proto spíše záležitostí oddělených segmentů ve středních až vyšších patrech než hluboce korově až plášťově zakořeněných bloků.

- [8] —, Krejčí Z., Kalvoda J., Günter M., Galle A. & Beroušek P. (1991): Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). - Bull. Soc. belg. Géol., 100/1-2 [1991], 57-119. Bruxelles.
- [9] — (1994): Mikrofacie devonských vápenců na Moravě (Část I. - Klasifikační přístupy), [Microfacies of Devonian Limestones in Moravia (Part I. - Approaches in Classification)]. - Zemní Plyn Nafta, 38(4), 291-335. Hodonín.
- [10] — (1994): Mikrofacie devonských vápenců na Moravě (Část II. - Přehled mikrofacií), [Microfacies of Devonian Limestones in Moravia (Part II. - Review of Discerned Microfacies)]. - Zemní Plyn Nafta, 39(1), 19-70. Hodonín-Gbely.
- [11] — (1994): Moravian Middle and Late Devonian Buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 172, 111-125, 9 figs, 4 tabs in append. Frankfurt a.M.
- [12] Cháb J., Fišera M., Fediuková E., Novotný P., Opletal M. & Skácelová D. (1984): Problémy tektonického a metamorfního vývoje východní části Hrubého Jeseníku. - Sborník geologických věd, Geologie, 39, 27-72. Praha.
- [13] Chlupáč I. (1959): Stratigrafický výzkum moravského devonu v severní části Dražanské vysočiny. - Věstník Ústředního ústavu geologického, 34, 193-200. Praha.
- [14] — (1988): The Devonian of Czechoslovakia and Its Stratigraphical Significance. - Mémoires, Canadian Society of Petroleum Geologists, 14(1), Devonian of the World, 1, 481-497. Calgary.
- [15] Patočka F. & Valenta J. (1990): Geochemistry of metatrachytes and metarhyolites from the southern part of the Devonian Vrbno Group in the Horní Město area and tectonic setting of the origin of the metavolcanics protolith. - Časopis pro mineralogii a geologii, 35(1), 41-64, 12 text-figs, 2 tabs. Praha.
- [16] Přichystal A. (1990): Hlavní výsledky studia paleozoického vulkanismu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu (Nízký Jeseník) - Sborník geologických věd, Ložisk., 29, 41-66. Praha.
- [17] — (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska od paleozoika do kvartéru [Paleozoic to Quaternary volcanism in geological history of Moravia and Silesia]. - In: Přichystal, A., Obstová, V. & Suk, M.; Geologie Moravy a Slezska, 59-70. Moravské muzeum. Brno.
- [18] Plusquellec Y. (1992): Géologie de la Presqu'île de Plougastel. - Bulletin trimestriel de la Société pour l'étude et la protection de la nature en Bretagne, 145-145, 63 pp., 83 text-figs (without numbers). Brest.
- [19] Rajlich P. (1987): Variská tektonika Jeseníků - Práce odboru přírod. věd Kraj. vlastivěd. Muz. v Olomouci, 62-64. Olomouc.
- [20] Schulmann K., Ledru P. (1993): Inverted strain zonation and large scale strain partitioning in middle crust during the nappe pile building - Seventh Meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg. Terra Abstracts, Supl. 1 Terra Nova, 5, p. 245. Oxford.
- [21] —, Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J.M., Urban M. (1990). Northward polyphased nappe stacking et the eastern margin of the Bohemian Massif. - Abstracts, International Conference Paleozoic Orogens in Central Europe, 2 pp., Göttingen-Giesen.
- [22] Scotese C.R., McKerrow W.S. (1990). Revised World maps and introduction. - In: W.S. McKerrow & C.R. Scotese, Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society Memoir, 12, 1-21, 22 text-figs. Usher.
- [23] Ziegler P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. - Elsevier Publ. Co. Amsterdam.
- [24] — (1989): Evolution of Laurussia: a study in late Paleozoic plate tectonics. - 102 pp., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

## DEVONSKÉ PÁNVE PŘI OKRAJI VÝCHODNÍ AVALONIE NA MORAVĚ

Devonian basins at the margin of Eastern Avalonia in Moravia

Jiří Kalvoda

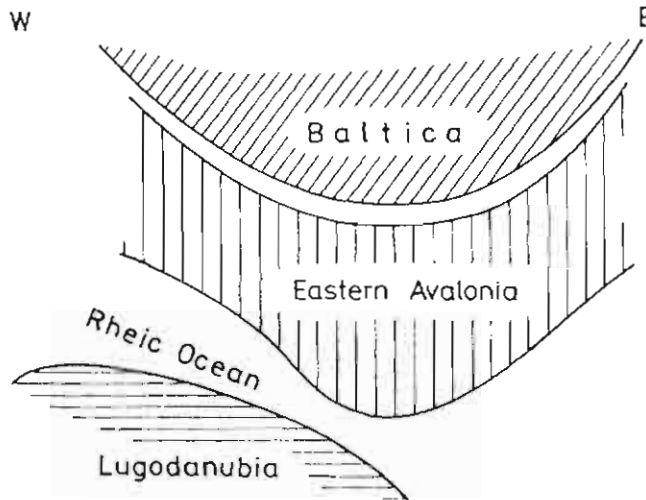
Katedra geologie a paleontologie, PříF. MU Kotlářská 2, 611 37 Brno

*Key words:* Brunovistulicum, Lugodanubicum, Eastern Avalonia, Devonian, transpressional basins.

Pozice brunovistulika a jeho metamorfovaných lemů na západě, tj. moravika a silesika v rámci středoevropské kaledonsko-variské mobilní zóny je dlouhodobě předmětem diskusí (Misař, Dudek, 1993). Zecla protichůdné názory přetrvávají i v současnosti - zatímco např. Matte et al. (1990) brunovistulikum považují za pokračování perigondwanského teránu Aquitaine - Montagne Noire, Grygar (1992) ho spíše přičleňuje k ukrajinskému štítu na okraji Baltiky. Je evidentní, že na jedné straně přítomnost facií old redu spojuje brunovistulikum s kontinentem baltického štítu (kontinent Old Redu), na druhé straně kadoinské stáří brunovistulika (Scharbert, Batík 1980 van Breemen et al. 1982 Dallmeyer, Fritz, Neubauer, Urban 1994) ukazuje na vztahy k perigondwanským teránům.

Podrobná studia foraminiferové fauny devonu a spodního karbonu ukázala na jedné straně úzké vztahy k společenstvům na východoevropské tabuli, na druhé straně potom k avalonským teránům na britských

ostrovech a na brabantském masivu (Kalvoda 1983 Kalvoda 1990) a podstatné odlišnosti od foraminiferových faun armorických teránů. V prezentované koncepci považují brunovistulikum a jeho metamorfované ekvivalenty za pokračování avalonských teránů na jihovýchod, tedy za jihovýchodní Avalonii. Během devonu na jižním okraji brunovistulika podobně jako v západní Evropě (Meissner et al. 1994) vznikaly pánve rhenohercynika. Pokud se týče paleogeografické pozice, reprezentovalo tedy brunovistulikum podobně jako další avalonské terány v proterozoiku severní okraj Gondwany. Po odtržení na počátku ordoviku (Torvik et al. 1991) se pohybovalo směrem k severu. Ke konci ordoviku došlo k výraznému zúžení Tornquistova oceánu a k počátečním tektonickým pochodům v středoevropském kaledonském deformačním pásu táhnoucím se od britských ostrovů přes Německo až do Polska. V této oblasti jsou hlavní doklady pro kaledonskou orogenezi ve Svatokřížských horách. Při hranici siluru a devonu zde proběhla finální akrece



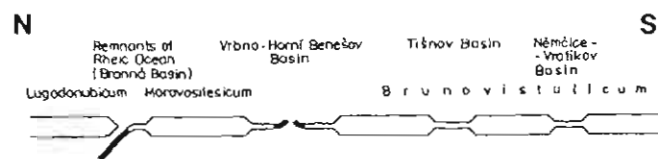
Obr. 1 Zjednodušená schematická pozice hlavních segmentů zahrnutých do tectogeneze středoevropských kaledonid a variscid

Fig. 1 Simplified scheme of the main segments involved in the Caledonid and Variscan tectogenesis in Middle Europe

východoavalonských teránů k Baltice (Franke 1994). Údaje ukazují, že v mobilní zóně Svatokřížských hor byly sblíženy dva segmenty, jejichž vzdálenost před devonem činila nejméně 1000km (Zelazniewicz 1994). Během těchto tektonických procesů se brunovistulikum, původně součást severního kadomsky konsolidovaného okraje Gondwany, stalo součástí nárazníkové zóny v předpolí Baltiky (viz obr. 1).

Na jih od východoavalonského výběžku přičleněného k okraji Baltiky byla v devonu situována armorická skupina teránů (Meissner et al. 1994), kam patřily i lugický a moldanubický segment (lugodanubikum). Brunovistulikum pak představovalo nárazníkovou zónu Baltiky kde docházelo k šikmé konvergenci s lugodanubickými terány. Na počátku devonu se výrazně zkrátil prostor mezi avalonskými a armorickými terány. Projevuje se to v devonu zúžením Raabského oceánu mezi moldanubickými terány (Finger 1994) a Rheického při jižním okraji brunovistulika (Chlupáč 1994, Paris, Robardet 1990), který do značné míry subdukoval pod terány lugodanubika. Tato pokračující subdukce vedla během spodního a středního devonu k vytváření transtenzních pánví na pasivním jižním kontinentálním okraji brunovistulika. Vznikají vrbenko - hornobenešovská (?nebo vrbenká a hornobenešovská), tišnovská, němčiecko-vratíkovská pánve (viz. obr. 2), situované na jih od platformního vývoje Moravského krasu. Výrazné zkrácení prostoru během následných variských fází způsobilo, že se dnes setkáváme pouze s relikty těchto sedimentačních prostorů, kterých patrně bylo více, než můžeme dnes vyčlenit. Devonská transtenzní etapa na pasivním kontinentálním okraji brunovistulika spojená se vznikem pánví typu pull - apart nese určité podobné črty s jurskou - spodnokřídovou transtenzí v oblasti Karpat, kde došlo na pasivním kontinentálním okraji severoevropské desky ke vzniku zliechovského, šipruňského trogu a oceánské pánve vahika (penninika). I v oblasti variscid můžeme v

této transtenzní etapě sledovat rifting ve vrbenko - hornobenešovské pánvi jejíž pokračování můžeme sledovat dál na jihozápad na Konicko i do oblasti Ptení a Stínavy. V této pánvi, kde nelze zcela vyloučit založení již v siluru, mohl pasivní rifting vést v omezené míře až k utváření oceánské kůry (Přichystal 1993), podobně jako např. u Lizardského oceánu na jihu Anglie (Gayer, Schulmann, Souček, Cháb 1993). Vrbenko - hornobenešovská pánev si podržela svůj význam i v karbonu, kdy s ní bylo patrně geneticky spjata ukládání andělskohorského a hornobenešovsko - protivanovského flyše a patrně i nejstarších částí myslějovického flyše. Nejnovější výzkumy v tišnovské pánvi poněkud pozměnily představy o jejím mělkovodním sedimentačním prostředí (facie mikritických vápenců s radioláriemi u Chudčic, facie mikritických vápenců s ojedinělými drobnými úlomky krinoidů z údolí Bílého potoka) a stratigrafickém rozsahu (přítomnost karbonských vápenců u Černé Hory - Bábek, Kalvoda, Melichar (1995) i u Boskovic - nejnovější výzkumy



Obr. 2 Schematické rozmístění devonských transtenzních pánví na Moravě

Fig. 2 Schematic distribution of the Devonian transtensional basins in Moravia

autora). I u další pánve němčiecko-vratíkovské se evidentně jedná o reliktní tektonicky sblížených vývoji, který se noří pod šupiny tvořené horninami brněnské masivu (např. klasická lokalita u Vratíkova).

Změna tektonického režimu v uvedených pánvích patrně proběhla ke konci devonu kdy došlo ke kolizi dvou moldanubických teránů spojené s uzavíráním Raabského oceánu a transportem gřohlského příkrovu (Misař, Dudek 1993, Finger 1994). Ke konci devonu se lugodanubické terány jako celek dostávají do šikmé kolize s jižním okrajem brunovistulika, které je pod ně podsouváno. Při této kolizi byly devonské a karbonské pánve situované zhruba v rovnoběžkovém směru (viz obr. 2) rotovány pravostrannou transpresí ve směru hodinových ručiček do dnešní zhruba submeridionální pozice. Pravostranný stříh vedl k přesouvání moravosilezičských a moldanubických příkrovů a mobilizovaných okrajových brunovistulických šupin přes distálnější okraje brunovistulika a jeho obalové jednotky. Přitom byl výrazně zkrácen prostor původních sedimentačních pánví v předpolí platformního vývoje a jejich sedimentární výplň často i s podložním krystalinikem zešupinatěna. Navíc došlo k translaci sedimentů vnější vrbenko - hornobenešovské pánve přes sedimenty tišnovské a němčiecko - vratíkovské pánve. Krystalinické příkrovy silesika a zejména moravika byly v závěrečných fázích tectogeneze přesunuty přes zešupinatělý sedimentární obal brunovistulika i přes příkrovy v jeho nadloží. V silesiku došlo k násunu

keprnického příkrovu na příkrov Vysoké Hole tvořený z velké části vrbským devonem (Cháb, Schullmann, Souček, Zelazniewicz 1993). Ještě k výraznější translaci došlo u moravika. Nejlépe ji dnes ilustrují morávní násuny na tišnovské brunidy a násuny moravika na

kulmské sedimenty v oblasti miroslavské hrásti. Směrem k jihu pod příkrov moravika a moldanubika mizí jak příkrov vrbenko - hornohenešovské pánve tak tišnovské pánve.

#### Literatura

- Breemen van O., Aftalion M., Bowes R.D., Dudek A., Misař Z., Povondra P., Vrána S., (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburg, Earth Sci., 73, 89-108
- Cháb J., Schullmann K., Souček J., Zelazniewicz A., (1993): Excursion Guide. - Europrobe EVEM Group Meeting, Loučná, June 3-7, 1993.
- Chlupáč I., (1994): Facies and biogeographic relationship in the Devonian of the Bohemian Massif. - Courier Forschungsinst. Senckenberg, 169, 299-317. Frankfurt.
- Dallmayer R.D., Fritz H., Neubauer F., Urban M., (1994): Tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: evidence from new  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  mineral ages. - Mitt. Österr. Mineral. Gesell., 139, 37-38. Wien.
- Finger (1994): Geodynamic evolution of the southeastern Bohemian Massif: from a Cadomian arc over an Early Paleozoic rifting event to a Viséan subduction-collision scenario - a typical Variscan story. - Mitt. Österr. Mineral. Gesell., 139, 40-41. Wien
- Franke D. (1994): TESZ and the Caledonian Terrane Model. - Europrobe News, 5, 6.
- Gayer R., Schullmann K., Souček J., Cháb J., (1993): Internal tectonics along the North Variscan margin - Variscan foreland basin evolution. - Europrobe EVEM Group Meeting, Loučná June 3-7, 1993, Abstracts, 1-2.
- Grygar R., (1992): Kinematics of the Lugositesian accretion wedge in relation to the Brunovistulian Foreland. - Sbornik vědeckých prací VŠB v Ostravě, 38, 1, 49-72
- Kalvoda J., (1983): Contribution to the position of the Lower Carboniferous foraminiferal fauna from Moravia in the reconstructions of the palaeobiogeographical dispersal of foraminifera in Europe. - Acta Univ. Carol., Geol., 4, 329-340. Praha.
- Kalvoda J., (1990): Foraminiferal zonation of the Upper Devonian - Lower Carboniferous in Moravia (Czechoslovakia). - Acta Musei Moraviae, Sci. nat., 75, 71-93. Brno.
- Matte P., Maluski J.L., Rajlich P., Franke W., (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. - Tectonophysics, 177, 151-170. Amsterdam.
- Meissner R., Sadowiak P., Thomas S.A., (1994): East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data. - Geol. Rundschau, 83, 186-196. Stuttgart.
- Paris F., Rohardet M. (1990): Early Paleozoic paleogeography of the Variscan regions. - Tectonophysics, 177, 193-213. Amsterdam.
- Přichystal A., (1993): Vulkanismus v geologické historii Moravy a Slezska. - Přichystal A., Obstová V., Suk M. ed., Geologie Moravy a Slezska, 59-70. Brno.
- Scharbert S., Bačík P., (1980): The age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. B.-A., 3, 385-405. Wien.
- Torsvik T.H., Ryan P.D., Trench A., Harper D.A. (1991): Cambrian - Ordovician paleogeography of Baltica. - Geology, 19, 1, 7-10. Boulder.
- Zelazniewicz A., (1994): Trans-European suture zone in Poland. - Europrobe News, 5, 8-9. Uppsala.

## PŘÍSPĚVEK KE STÁŘÍ SPODNÍ ČÁSTI ROZSTÁŇSKÉHO SOUVRSTVÍ (DRAHANSKÁ VRCHOVINA, MORAVA)

Contribution to the age of the lower part of the Rozstání Formation (Drahany Upland, Moravia)

(24-413, Mokrá - Horákov)

Jiří Kalvoda, Ondřej Bábek

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

Ve výchoze zachycujícím jemnozrnné lence deskovité barevně laminované droby s polohami vápnitých pískovců až písčitéh vápencu v Mariánském údolí východně od Brna bylo poprvé možno přímo datovat bazální částí rozstáňského souvrství. Odkryv je situován 260 m SV od restaurace Pavilon v zářezu cesty v příkrém lesnatém svahu (dokumentační bod 1026 - Hladil et al. 1988).

Foraminiferová fauna umožňující toto přímé datování byla nalezena v poloze písčitého vápence až vápnitého pískovce uvnitř droby. Ve výbruse byl zjištěn vápence typu grainstone s hojnými zrny křemene a články krinoidů, relativně časté jsou rovněž foraminifery a úlomky mechovek. Přítomni byli rovněž brachipodi, mlži, ostrakodi, ooidy a sinice. Nebyly nalezeny zelené ani červené řasy. Písčité vápence je tvořen velmi dobře

*Key words:* *flysch, Viséan, limestone clasts, foraminifers* vytříděnými bioklasty evidentně transportovanými z mělčích částí karbonátového šelfu.

Foraminiferová fauna je reprezentovaná *Earlandia* sp., *Spinobrunsiina* sp., *Eoparastaffella* sp., *Glomodiscus* sp., *Glomodiscus bacculentus* (Conil et Lys), *Archaeodiscus* sp., *Ammarchaediscus* sp., *Plectogranopsis* sp., *Parathuramina* sp., *Tetrataxis* sp., *Eoendothyranopsis* sp., *Endothyra* sp., *Globoendothyra* sp., *Endothyra* sp., *Paleotextulariidae* indet. Toto společenstvo odpovídá foraminiferové zóně *Ammarchaediscus eospirillinoideus* - *Glomodiscus oblongus* ve svrchní části spodního a spodní části středního visé (V1b-V2a belgického členění). O tom, zda se jedná ještě o spodní nebo již o střední visé, rozhodne další zpracování většího množství výbrusového materiálu.

Další nepřilíš zatím zmiňované nepřímé doklady

pro stáří rozstáňského souvrství pocházejí z poloh slepenců od Křtin, kde Conil (in Holub et al. 1973) určil foraminiferovou faunu stáří V3a, tj. fauna stejného stáří jako známe z nejmladších valounů vápenců v račických slepencích myslějovického souvrství. Svrchní část rozstáňského souvrství můžeme tedy považovat za svrchnovisešskou. Jinak zatím neexistují pro stáří svrchní části tohoto souvrství žádné přímé paleontologické doklady. Je však velmi pravděpodobné že dochází aspoň k částečnému laterálnímu zastupování rozstáňského a myslějovického souvrství.

Stáří spodní části rozstáňského souvrství je velmi blízké stáří vápencových valounů z kořeneckých slepenců v brodeckých drobách protivanovského souvrství (Kalvoda, Otava, Hladil, Bábek 1995), které se však vzhledem k relativně hojným zástupcům rodu

*Archaediscus* zdají přece jenom o něco mladší. Z tohoto pohledu se brodecké droby protivanovského souvrství musely ukládat až po uložení přinejmenším bazálních částí rozstáňského souvrství v jižní části Moravského krasu. Na Dražanské vrchovině se však brodecké droby považují za jednotku v jeho podloží. I když kromě zmíněného střednovisešského valounu nemáme žádný další paleontologický doklad pro stáří protivanovského souvrství (velenovské břidlice a brodecké droby), je pravděpodobné, že může představovat z velké části laterální ekvivalent rozstáňského souvrství, s tím, že jejich styk může být tektonický, podobně jako v mnoha případech styk rozstáňského a myslějovického souvrství. Pro bližší posouzení korelace jsou však nezbytně nutná další paleontologická data jak z protivanovského, tak z rozstáňského a myslějovického souvrství.

#### Literatura

- Hladil J. et al. (1988): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000 list 24-413 Mokrý -Horákov.- MS ČGÚ Praha.  
 Holub V. ed., (1973): Carboniferous and Permian of the Bohemian Massif. - Excursion Guide, SCCS Field Meeting in Czechoslovakia. 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, 51-52. Brno.

## NOVÉ STRATIGRAFICKÉ ÚDAJE Z BOUZOVSKÉHO A ZÁPADODRAŽANSKÉHO KULMU

New stratigraphic data from the Bouzov  
and West Dražany Culm

(24-23, Protivanov; 24-21, Jevičko)

<sup>1</sup>Jiří Kalvoda, <sup>2</sup>Jiří Otava, <sup>3</sup>Jindřich Hladil, <sup>1</sup>Ondřej Bábek

<sup>1</sup>Katedra geologie a paleontologie, Kotlářská 2, 61137 Brno, <sup>2</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

<sup>3</sup>GIÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha-Suchbát

*Key words:* Moravosilesian Viséan Flysch, limestone pebbles, Viséan foraminifers

#### Abstract:

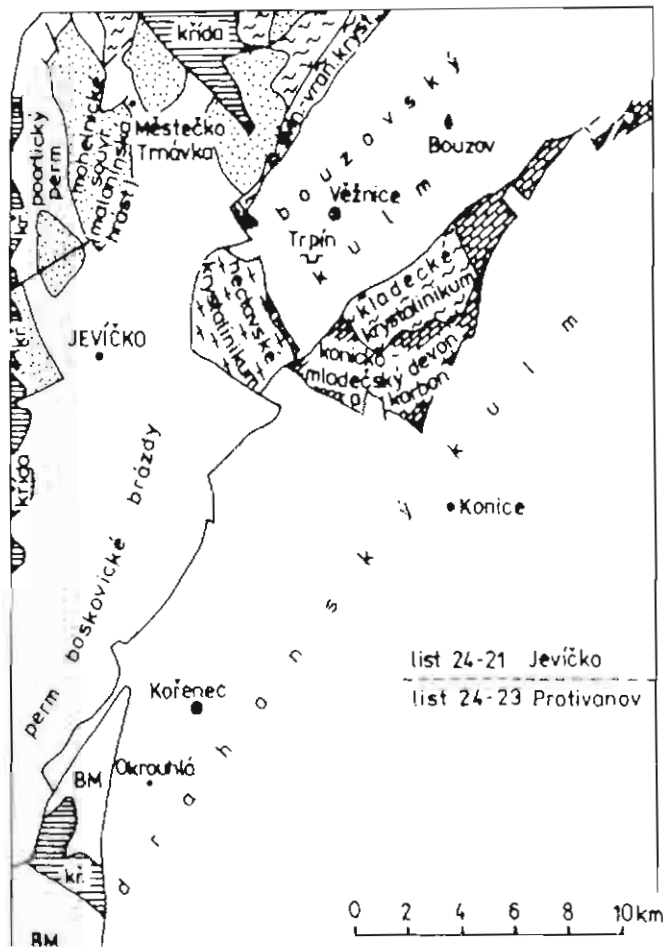
Several limestone pebbles from conglomerates of the western part of the Dražany and Bouzov Lower Carboniferous (Culm facies) were stratigraphically analyzed. The age of the foraminiferal assemblage was stated as Viséan and in one case (Kořence) even as Middle Viséan. Although the age determination of conglomerates is indirect (more or less younger than the limestones), the results should initiate a revision of the contemporary stratigraphy of the Protivanov Fm. (Upper Tournaisian-Lower Viséan). Probably the time and space relations with other Culm formations should be revised as well.

Protivanovské souvrství reprezentuje nástup flyšové sedimentace na Dražanské vrchovině. Vystupuje při jejím západním okraji a skládá se ze dvou členů - velenovských břidlic a brodeckých drob. Doposud se předpokládalo stáří svrchní tournai až spodní visé (Dvořák 1994). Pro toto stáří však neexistovaly zatím žádné důkazy než jeho pozice v nadloží tournaiských vápenců a křemitých břidlic s radiolarity. Paleontologické doklady zatím zcela chyběly. V poslední době se podařilo získat aspoň některé nepřímé indicie o stáří tohoto souvrství z valounů vápenců od Kořence na Dražanské vrchovině a z údolí Věžnice z bouzovského kulmu.

V oblasti mezi Kořencem a Okrouhlou brodecké droby obsahují polohu mocného drobnozrného petromiktního "kořeneckého" slepence, který vedle valounů krystalinika obsahuje i valouny karbonátů. Z valounu vápence odebraného z "kořeneckého" slepence východně od Kořence bylo možno určit foraminiferovou faunu, která nám aspoň nepřímo pomáhá datovat stáří protivanovského souvrství.

V drobném klastu slabě promytého biosparitového a biointrasparitového vápence jsou zastoupeni hlavně krinoidi, řasy a foraminifery. Dále byla zjištěna přítomnost ostrakodů a echinoideí. Bioklasty jsou velmi dobře vyříděny, většinou drobných rozměrů. Nepřítomnost zelených řas naznačuje ukládání v hlubším prostředí sublitorálu. Klast nevykazuje žádné znaky alterací ve vadózní zóně. Hornina asi nebyla před stržením do kulmu dlouhodobě vnořena. Degradaci spojitá mosaika naložená přes všechny struktury odpovídá krystalizaci ve hlubším fluidu se slabou mineralizací (?nejspíše až po umístění do drobového lože kulmské vrstvy a po silném pohřbení nadložními sekvencemi kulmu). Řasy jsou reprezentovány trubičkovitými průřezy *Moravaminidae* indet., z foraminifer se vyskytly průřezy *Earlandia* sp., *Endothyra* sp., *Archaediscus* sp., *Archaediscus krestovnikovi* Rauser, *Archaediscus* cf. *mohae* Conil et Lys, *Glomodiscus* sp. Stratigraficky je významný vzácný výskyt *Glomodiscus* sp. a hojná přítomnost zástupců rodu *Archaediscus* jednoznačně ukazující na střednovisešské





Obr. 1: Geologická pozice popisovaných paleontologických lokalit Kořenec, Věžnice a Trpín.

stáří valounu. Patrně se jedná o svrchní část foraminiferové zóny *Gilmodiscus oblongus* - *Ammarchaedius eospirillinoides* (tj. V2a belgického členění) nebo spodní části foraminiferové zóny *Pojarkovella nibelis*-*Koskinotextularia* tj. V2b belgického členění. Pro bližší stratigrafické zařazení by bylo nutné zpracování většího množství výbrusového materiálu.

Další údaje pocházejí z údolí Věžnice z kulmských sedimentů řazených k protivanovskému souvrství v bouzovském synklinoriu. Podobně jako lokalita v kořeneckých slepencích ani poloha v údolí Věžnice (dokumentační bod Jev-O-237) nepředstavuje nejzápadnější výskyt slepenců. Naopak je téměř přesně uprostřed bouzovského synklinoria (Otava et al. 1994). Jako většina konglomerátových poloh bouzovského kulmu je i tato spíše čočkovitá, neprůběžná. Masivní droby střídající se se štěrčikovými slepenci mají epidot-granátickou asociaci průsvitných těžkých minerálů, která je typická pro brodecké droby západodrahanského, ale i bouzovského kulmu. V drobnozrnných slepencích byly zjištěny klasy mikritických, biomikritických a biodetritických vápenců patrně rozdílného stáří. Foraminiferová fauna umožňující bližší stratigrafické zařazení byla zjištěna pouze ve dvou klasech.

V prvním se jedná o packstone s relativně

#### Literatura:

- Dvořák J. et al. (1990): Geologická mapa 1:50 000 a vysvětlující text, list Protivanov 24-23.- ČGÚ Praha.  
 Kalvoda J., Bábek O. (1995): Příspěvek ke stáří spodní části rozstáňského souvrství (Drahanská vrchovina, Morava).- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994. Brno.  
 Otava J. et al. (1994): Geologická mapa 1:50 000 a vysvětlující text, list Jevíčko 24-21.- ČGÚ Praha.  
 Zapletal J., Zita F. (1963): Nález fosilní fauny v kulmských drobách sz. od Kladek.- Zpr. Vlastivěd. Úst. 112, 12-13. Olomouc.

hojnými zelenými řasami reprezentovanými *Koninckopora* sp., vzácněji jsou řasy zastoupeny *Moravamminidae* indet. Přítomny jsou rovněž fragmenty krinoidů a foraminifery *Spinobrunsiina* sp., *Endothyra* sp., *Pseudolituotuba* sp., *Earlandia* sp. Častá je impregnace hematitem, ojedinělá je dolomitizace.

Ve druhém případě se je vápencový klast tvořen částečně rekrystalizovaným vápencem typu wackestone s průřezy krinoidů, ostrakodů, řas (*Calcisphaera* sp.) a foraminifer *Spinobrunsiina* sp., *Endothyra* sp., *Eoparastaffella simplex* (Vdovenko), *Mediocris* sp., *Pseudolituotubella* sp., *Paleotextuariidae* indet.

V obou klasech vápence reprezentují relativně mělké sedimentační prostředí karbonátové platformy. Stratigraficky se jedná evidentně o spodní až střední visé, bližší stratigrafické zařazení uvnitř visé je však vzhledem k relativně malé velikosti klastů a s tím souvisejícím statisticky nevýznamným zastoupením foraminifer obtížné. Pro bližší stratigrafické zařazení bude nutno zpracovat větší množství výbrusového materiálu.

V této souvislosti nutno komentovat nálezy olomouckých geologů ze 60. let (Zapletal, Zita, 1963), revidované Zapletalem, Mašterou a Otavou v terénu v roce 1994 na lokalitě Jev-O-412. Tento opuštěný lom u osady Trpín jv. Vysoké leží téměř přesně ve směrném jz. pokračování slepencové polohy s popsávanými fosiliferými vápencovými valouny. Můžeme tedy uvažovat o velmi podobné stratigrafické úrovni obou lokalit. Tomu odpovídá i analogický vývoj litotypů. Zapletal a Zita (1963) popisují ve slepencích lokality Trpín téměř 12% valounů vápenců. Nepříznivě zachovalé zbytky fosilní fauny mají často pouze charakter limonitických výplní dutin. Bezpečněji byly rozlišeny pouze zbytky lilijie, korálu a ramenonožců. Zbytky soliterních rugózních korálů, z nichž jeden je tlakově deformován, byly přiřazeny k "některému druhu rodu *Syringaxon* LINDSTRÖM. Ke stratigrafickému zařazení fosilií se autoři vůbec nevyjádřili. Citují pouze starší autory, kteří tento vrstevní sled řadili do tournai-sp. visé a vesměs jej paralelisovali s hornobenešovským souvrstvím. S paralelisačí s hornobenešovským souvrstvím můžeme souhlasit, zařazení do tournai naše nálezy vylučují.

**Závěr:** Střednoviséské stáří vápencového valounu z kořeneckého slepence jednoznačně nasvědčuje, že stáří značné části brodeckých drob je přinejmenším střednoviséské. Nelze však vyloučit i mladší stáří, nalezený valoun vápence nemusí představovat nejmladší facie vápenců podílejících se na složení kořeneckého slepence. Výsledek ukazuje na nutnost revize dosavadních představ o stratigrafickém zařazení brodeckých drob a protivanovského souvrství i revizi celkových představ o výrazném diachronismu ukládání flyšových souvrství Drahanské vrchoviny. Neexistuje pro něj zatím ani jediný důkaz a nové výsledky nasvědčují spíše tomu, že by stratigrafické rozpětí rozstáňského a protivanovského souvrství mohlo být obdobné (Kalvoda, Bábek 1995).

# PALEOMAGNETICKÝ DOKLAD PRO VARISKOU PALEOTEKTONICKOU ROTACI MORAVSKÝCH DEVONSKÝCH HORNIN

Palaeomagnetic evidence for Variscan palaeotectonic rotation of  
Moravian Devonian rocks

Miroslav Krs, Jindřich Hladil, Marta Krsová, Petr Pruner

GIÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha - Suchdol

*Key words: palaeomagnetism, Devonian, Moravian Karst, palaeotectonic rotation, palaeogeographical latitudes*

Tento článek reflektuje výsledky dvou výzkumných projektů: 0723 GAČR a výzkumů ve vazbě na vrt KTB-1 ČGÚ Praha.

## Úvod

Jedním ze stěžejních úkolů paleomagnetického výzkumu v současné době je odvodit složky (pozdně) variského přemagnetování hornin časně variských a pre-variských formací na území Českého masivu a ověřit případně paleotektonické rotace. K tomuto výzkumu se již dříve ukázala jako vhodná některá souvrství Barrandienu (Krs & Pruner, v tisku). S ohledem na příznivé fyzikální vlastnosti vzorků karbonátů z vých. okraje Českého masivu, byly vybrány některé lokality pro zamýšlené práce také zde. Vzorkováno bylo pět lokalit, z nichž tři (Čelechovice na Hané, Josefov-Habrůvka a Křtiny) se ukázaly jako velmi příznivé pro zjištění paleomagnetické historie hornin. Další dvě lokality (Lažánky u Tiš. - aktivní lom, Mokrá - Západní lom) nejsou vhodné pro detailní objasnění magnetické historie hornin. Pro obě, ač odlišné, lokality je typická jak blízkost tektonických zón, tak i oxidace organiky a negativní posun v izotopovém složení kyslíku karbonátů. Vápence Tišnovska jsou navíc intenzívně deformovány - rotace a rozvlákání domén při metamorfóze spojené s mnohonásobným překrytím jsou běžnými jevy.

Lokality s pozitivními výsledky patří k čelechovickému devonu a střední části Moravského krasu. Celkově uspořádání pruhů devonu na Moravě (Hladil 1994, Hladil v tisku) sice dokládá intenzivní pravostrannou rotaci tektonických segmentů s horninami moravského devonu, avšak úhel rotace může být podle konfigurace facií odhadnut pouze přibližně. Pro přesnější stanovení tektonických rotací byl proto studován paleomagnetismus devonských hornin.

## Vybrané petrologické údaje ke zpracovaným lokalitám

1. Čelechovice na Hané (opuštěný Státní lom) - lokalizace: 49°31'56" s.š., 17°05'14" v.d., západní okraj nížiny Haná, 14 km jz. od Olomouce - stáří sedimentu: devon, pozdní eifel - časný givet, (cca 382-378 Ma). V profilu dominují dolomitické vápence. Tyto karbonátové

sedimenty se ukládaly v mělkovodním mořském prostředí, v sebkách, estuáriích a lagunách. Průměrná rychlost ukládání karbonátových sedimentů je 15.15 m/Ma. Základní původní složkou hornin byl klastický mikrit (drobné karbonátové úlomky, 60-70%), s bioklasty, méně často s litoklasty. Hojný je kolísavý podíl dolomitu (5-80%), časté jsou minerály smektitové struktury, z nichž převládá železem bohatý glaukonit (1-12%). Světlé intervaly v profilu jsou více dolomitizovány, tmavé méně. "Černo-bílé laminity" přílivu-odlivového prostředí jsou bohaté na organický uhlík (oproti obecnému pozadí 0.04-0.15% Corg, zde stoupají obsahy až na 0.4%). Obsahy SiO<sub>2</sub> jsou zvýšené mezi vrstvami 1-8 (rozpuštěný křemenný prach) a ve vrstvách 95 a 100 (silicikrusty). Sulfidy a thiospinely jsou obsaženy asi v rozmezí 0.01 - 0.2% (EDA). Viditelné krystaly pyritu jsou typické pro hrubě krystalické dolomity (SEM). První populace sulfidů se tvořila již při pohřbení několika cm sedimentu. Časné epizody dolomitizace jsou na stínech starších struktur rovněž doložitelné. Další dolomitizace souvisela s ostrovními vodami při kačáckém pádu a pozdějším opětovném vzestupu hladiny moře (380 Ma). Dílčí, progresivní a pak degradační překrytí horniny je spojováno s variským pohřbením a následnou exhumací celé sekvence. CAI index tepelné alterace konodontů je >5.0, což indikuje maximum dosažených teplot během variské deformace na víc jak 300° C. Přestože povariské změny horninových fluidů byly významné, hornina jako celek již tyto změny odráží minimálně (s výjimkou alterací v okolí puklinových systémů).

2. Josefov-Habrůvka (skalní odkryvy mezi křížovatkou Josefov-Rozcestí a krasovým vývěrem Jedovnického potoka) - lokalizace: 49°08'31" s.š., 16°41'28" v.d., Moravský kras, Údolí Křtinského potoka, 15 km ssv. od Brna - stáří: devon, spod. část stř. givetu (cca 378-377 Ma). Spodní bod profilu je za autobusovou zastávkou "Josefov-Rozcestí", horní bod profilu je poblíž vývěru Jedovnického potoka. Karbonátové sedimenty tvoří expandující pokryv podložních deltových, siliciklastických planin. Průměrná rychlost akumulace

karbonátů je ve sledovaném intervalu 28.6 m/Ma. Sedimenty převážně patří typu packstone a floatstone. Ukládaly se v prostředí chráněných příbřežních plošin a lagun. Obsahují horizonty bohaté na skelety bentické fauny. Amfiporový typ wackestone tvoří asi 35% sekvence. Masivní bouřkové depozice jsou v menšině (<38%), zatímco mnoho vrstev obsahuje znaky spojitě akrece sedimentu a opakovaně časné litifikace. Slabá dolomitizace i obsahy Corg, železa, síry a hořčíku klesají směrem vzhůru (výbrusy a EDA). Corg je obsažen mezi 0.02 - 0.2%. Tmavé zbarvení není přímo úměrné obsahu kerogenu a sulfidů. Příčinou tmavého zbarvení jsou často slídové minerály, křemen a Fe-, Mn-oxidy. Časná litifikace dna je běžná, avšak fenestrátní struktury a záteky "vadózního siltu" jsou vzácné. Znamená to, že během časné diagenese zde neproběhly drastické rekrystalizace horniny. Celková porozita horniny se prudce snížila až při pohřbení pod několik km nadloží, s nímž souvisí "přetisk" jemnou spojitou mozaikou krystalů kalcitu a vyrovnání obsahů C a O izotopů uvnitř několikametrových poloh horniny (analyzováno J.Hladíkovou). Výměna izotopů v karbonátu nebyla provázána hrubou rekrystalizací, srov. dobře dochované mikrostruktury v karbonátových skeletech organismů. Měřená odraznost organické hmoty (P.Müller), %R<sub>max</sub> 4-5, indikuje max. teploty 250-300°C. Hydrotermální žíly s křemenem, karbonátem a Cu-sulfidy (L.Češková, P.Čížek) jsou známy pouze z okolí a souvisejí pravděpodobně s jinou variskou tepelnou epizodou než celkové regionální prohřátí hornin. Pozdější výrazné změny v hornině proběhly pouze v okolí zlomů (vybělení hornin ve vstupní části Býčí skály).

3. Křtiny (opuštěný Křtinský mramorový lom) - lokalizace: 49°08'36" s.š., 16°44'02" v.d., Moravský kras, Údolí Křtinského potoka, 17 km sv. od Brna - stáří: devon, svrchní famen, vzorkováno v intervalu konodontových zón *Palmatolepis marginifera* až *Siphonodella praesulcata* (ca 364-360 Ma). Sekvence famenských vápenců je složena převážně z typu lime-mudstone. Polohy s drobnými intraklasty a bioklasty jsou vzácné. Prostředí sedimentace odpovídalo hlubší rampě, na svahu bývalých karbonátových ramp s útesy, v období celkového globálního poklesu hladiny světových moří ve famenu. Průměrná sedimentační rychlost je 1.75 m/Ma. Konodontová fauna je hojná (fosfatické organické zbytky). Z ostatních bioklastů převažují střípky schránek hlavonožců > tenkostěnných pelagických mlžů a brachiopodů > trilobitích krunýřů > misek ostrakodů. Lokální vymývání hlíz dokládá jejich velmi časné zpevnění, a to již několik cm pod povrchem mořského dna. Tvorba hlíz odráží příměs jílových

minerálů, lateritických oxidových agregátů od pobřeží a také poněkud kolísající velikost a kvalitu mikritového vápencového materiálu. Průkazně zvýšený podíl Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> byl doložen opakovaně chemickými analýzami (J.Dvořák). Doba potřebná ke zpevnění mořského dna kolísala v rozmezí od 0.1 do 50 Ka. To znamená, že oproti běžným hemipelagickým vápnitým kalům, zde byla litifikace rychlejší. Potenciální lokální rušivé vlivy jsou dva: První souvisí se synsedimentárním sklouzáváním sedimentu po svažitém dně, druhý se týká hlíznatých struktur. Deatilní výběr místa odběru vzorků eliminoval tyto deformace na zde dosažitelné minimum. Max. dosažené teploty - pro střední část Moravského krasu je uváděna odraznost organické hmoty %R<sub>max</sub> 4-5 (250-300°C) a konodontový tepelně alterační index CAI je blízký 4.7 (také 250-300°C).

### Petromagnetismus a paleomagnetismus studovaných hornin

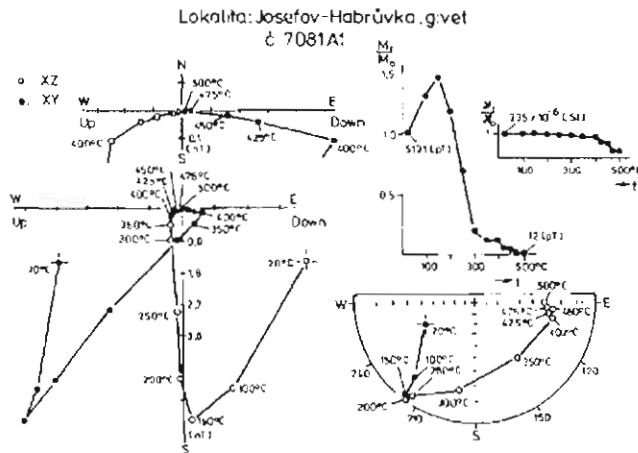
Studované horniny patří do skupiny středně magnetických až extrémně slabě magnetických hornin. Jak je zřejmé z dalšího textu, hodnota modulu přirozené remanentní polarizace (I<sub>0</sub>) je jedním z řady parametrů nutných pro odvození příslušných složek remanence s použitím multi-komponentní analýzy (tab. 1).

Remanentní magnetická polarizace byla měřena s použitím rotačních magnetometrů JR-4 a JR-5 (Jelínek 1966) a magnetická susceptibilita na střídavém můstku KLY-2 (Jelínek 1973). Všechny vzorky (n = 216) byly podrobeny postupnému tepelnému demagnetování při teplotách 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 425, 450, 475, 500, 530 °C (výjimečně i při vyšších teplotách) s použitím aparatury MAVACS zajišťující vysoké magnetické vakuum (Příhoda et al. 1989). Pro každý vzorek byly sestaveny Zijderveldovy diagramy znázorňující ortogonální projekci vektorů progresivně demagnetované remanence na horizontální rovinu (XY) a na severo-jihní rovinu (XZ). Další potřebnou hodnotou je závislost normalizovaných hodnot remanentních magnetických momentů na teplotě, M<sub>t</sub>/M<sub>0</sub> = Φ(t), kde M<sub>t</sub> značí remanentní magnetický moment vzorku demagnetovaného při teplotě t [°C] a M<sub>0</sub> značí remanentní magnetický moment v přirozeném stavu. Aby bylo možno ověřit případné fázové změny minerálů - nositelů

Tab. 1

Lokalita	Typ horniny	Souvrství a fáze	Stáří	Počet analyzovaných vzorků (n)	J <sub>0</sub> (pT)	K <sub>0</sub> · 10 <sup>9</sup> [SI]
Čelechovice na Hané, Střílný lom	dukulitický vápěnek (packstone, floatstone, buffstone)	mamorátské souvrství, blíže částečně okrajové plošiny	pozdní střed. - časný givet	70	6684 ± 4789	145 ± 90
Josefov-Habrůvka, skalní odkryvy	karbonátová sedimenty (packstone, floatstone)	svačobské souvrství, siphonodella fáze přibližně i laguny	pozdní časn. středního givet	76	3140 ± 1897	204 ± 314
Křtiny, Mramorový lom	vápěnek (převážně lime-mudstone)	líšeňské souvrství, hlízaté vápence svažbu do převa	pozdní famen	34	1782 ± 1219	23 ± 8
Mokrý, Západní lom	vápěnek (převážně grainstone, floatstone)	mamorátské souvrství, číhřná k karbonát rampě při silně macé s.	pozdní čas. - časný famen	30	569 ± 208	43 ± 12
Čáslavky u Třínova, skřítný lom	slabě metamorfované vápěnek (převážně packstone)	líšeňské souvrství, ligury, astúria, skvrněné útesy	časný až střední givet	8	448 ± 497	6 ± 3

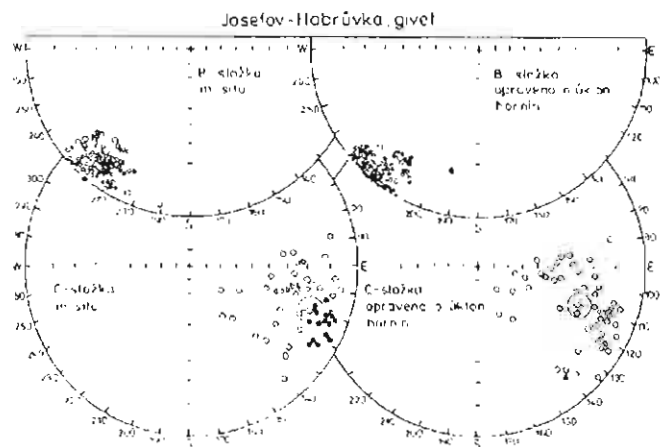
magnetizace a paleomagnetizace - v průběhu laboratorního tepelného demagnetování, byly změřeny



Obr. 1. Příklad tepelného demagnetování vzorku vápence (givet) s použitím aparatury MAVACS (Přihoda et al. 1989). Lokalita Josefov - Habrůvka. Levá část obr.: Zijderveldovy diagramy. Pravá část obr.: grafy normalizovaných hodnot remanentního magnetického momentu a objemové magnetické susceptibilitivity v závislosti na teplotě, stereografická projekce směru  $J_0$  (20°C) a směru remanence vzorku podrobeného postupnému tepelnému demagnetování

těž hodnoty zdánlivé objemové magnetické susceptibilitivity vzorků v přirozeném stavu ( $\kappa_0$ ) a vzorků tepelně demagnetovaných ( $\kappa$ ). Pro každý vzorek byly sestaveny grafy  $\kappa/\kappa_0 = f(t)$ . Nakonec byly znázorněny, pro každý demagnetovaný vzorek, stereografické projekce směřů remanence. Tento postup již prokázal svoji účinnost pro odvození paleomagnetických a petromagnetických parametrů na vzorcích mesozoických vápenců pro magnetostratigrafické účely (Houša et al. v tisku).

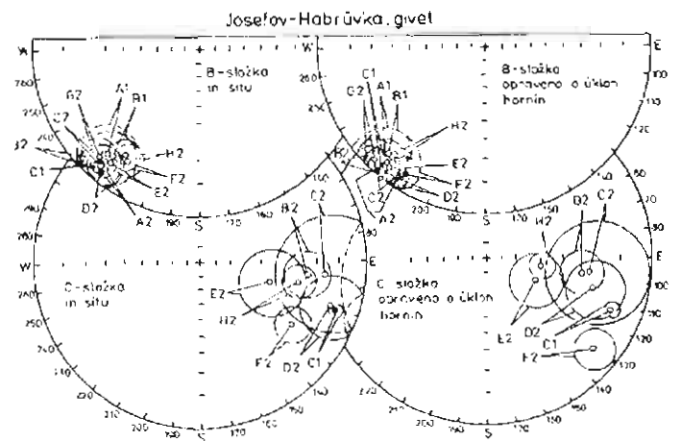
Směry složek remanence byly odvozeny s použitím multi-komponentní analýzy (Kirschvink 1980) a střední směry příslušných složek remanence vztahené k poloze hornin opravené o úklon i k poloze hornin bez této opravy byly vypočteny Fisherovou (1953) statistikou. Vzorky z lomu Lažánky u Tišnova vykázaly jen recentně sekun-



Obr. 2. Stereografická projekce směřů vrstev (strata directions) a středních směřů lokality (strata means) B-složek remanence (pozdně variské, overprint) a C-složek (primárních paleomagnetických směřů) neopravených a opravených o sklon vrstev. Příklad z lokality Josefov - Habrůvka, givet

dární složky remanentní magnetizace, vzorky z lomu Mokrá obsahují kromě recentně sekundárních složek také složky pozdně variského původu (overprint). Vzorky karbonátů z Čelechovic, Josefova - Habrůvky a z Křtiny jsou naopak vesměs charakterizovány tříložkovou remanencí A, B a C. Složka A je většinou recentně viskózního původu a je dobře interpretovatelná v teplotním intervalu 20-100°C (příp. až 150°C). Složka B, charakterizovaná velmi nízkou inklinací, je odvoditelná v teplotním intervalu 200-350°C (příp. až 400°C). Složka C, tvořící jen malý podíl v přirozené celkové remanentní magnetizaci, je separovatelná v teplotním intervalu 400 (příp. 425°C) až 500 (příp. 530°C).

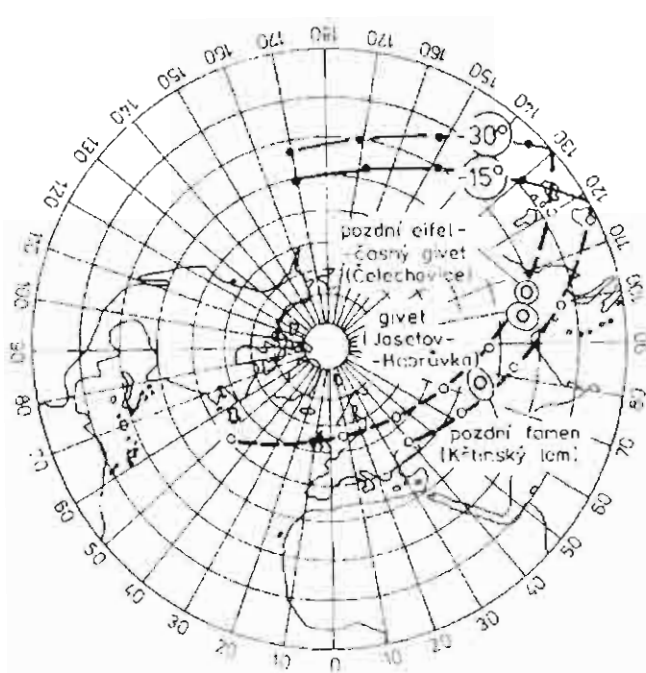
Typický příklad výsledku tepelného demagnetování vzorku z lokality Josefov - Habrůvka uvádí obr. 1. Jak pozdně variské B-složky, tak pre-variské C-složky jsou dobře viditelné. Blokující teplota minerálů (okolo 500-540°C) ukazuje na jemnozrnný magnetit, jakožto jediného nositele paleomagnetizace. B-složky



Obr. 3. Stereografická projekce středních směřů odběrových míst (site means) B- a C-složek remanence, viz legendu k obr. 2

jsou nejpravděpodobněji termo-viskózního původu, vzniklé v průběhu variského vrásnění. Magnetit podobných vlastností, obsažený na mnoha lokalitách mesozoických vápenců tethydni i boreální oblasti je biogenní. U několika vzorků z vých. okraje Českého masivu byla prokázána jen B-složka pozdně variského původu, i když blokující teplota se pohybuje kolem 500-540°C. U červeně zbarvených vápenců (Křtiny, famen) ukazují grafy normalizovaných hodnot remanentních magnetických momentů na extrapolovanou hodnotu blokující teploty pro hematit. Směry remanentní magnetizace těchto vzorků vznikly relativně nedávno - vzorky jsou normálně a inverzně polarizované. Vrásňová zkouška uplatněná u C-složek všech tří výchozů neposkytla signifikantní výsledky (dosti podobné sklony vrstev na všech třech lokalitách).

Na obr. 2 je uvedena stereografická projekce směřů B- a C-složek vzorků odebraných z příslušných vrstev, jejich středních směřů (strata means) a kružnic spolehlivosti, podle Fishera (1953), pro 95% hladinu pravděpodobnosti. Pro tutěž lokalitu jsou na obr.3 uvedeny střední směry tzv. odběrových míst (site means). Obdobně výsledky byly získány pro další lokality. Ze středních



Obr. 4. Stereografická projekce poloh paleomagnetických pólů pro lokality Čelechovice, Josefov - Habrůvka a Křtinský lom. Kolem středních poloh pólů jsou opsány ovály spolehlivosti počítané pro 95% hladinu pravděpodobnosti. Plnou silnou čarou (plnými kroužky) jsou znázorněny teoretické dráhy pólů (polohy pólů) v projekci na severní polokouli a čárkovitou silnou čarou (prázdnými kroužky) jsou znázorněny teoretické dráhy pólů (polohy pólů) na jižní polokouli pro horniny s paleomagnetickými inklinacemi  $I_p = -15^\circ$  a  $-30^\circ$  a postužené paleotektonickou rotací.

Lokalita	řetf	Geografické souřadnice		Střední paleomag. směr		n	n	Poloha paleomag. pólu		Ovaly spolehlivosti		Skločka
		$\Delta$	$\Phi$ ( $^\circ$ ) N	$\Lambda$ ( $^\circ$ ) E	D ( $^\circ$ )			I ( $^\circ$ )	$\Phi_p$ ( $^\circ$ )	$\Lambda_p$ ( $^\circ$ )	$d_1$ ( $^\circ$ )	
Křtiny, Křtinský lom	16	49 143	16 737	138,3	-9,9	2,9	62,3	43 20,8	16 67 W	2,98	1,46	B
Josefov - Habrůvka	17	49 142	18 881	217,7	-7,4	2,0	69,5	34 44,8	21 03 W	2,21	1,07	B
Čelechovice	18	49 132	17 067	221,9	8,7	2,6	45,8	25 08,5	30 23 W	2,62	1,32	B
na Haně				104,8	-31,1	4,0	39,2	22 24,5	107 17 E	2,50	4,47	C
Mokrý lom	11	49 221	19 757	214,3	2,9	3,4	10,3	31 67,5	24 46 W	3,40	1,71	B

Tab 2

směru B-složek neopravených o sklon hornin a ze středních směru C-složek opravených o sklon byly vypočteny polohy paleomagnetických pólů (Krs et al. 1994), viz tab. 2.

Zajímavé je porovnání rozptylu poloh pólů pro pozdní karbon a perm (z Českého masivu). Použita byla Fisherova (1953) statistika,  $\alpha_{95}$  - značí polovinu vřehového úhlu kužele spolehlivosti pro 95% hladinu pravděpodobnosti. Pro sedm odvozených časné permských pólů  $\alpha_{95} = 2,9^\circ$ , pro sedm karbonských (převážně pozdně karbonských) pólů  $\alpha_{95} = 6,8^\circ$ . Střední polohy jsou stejné, avšak rozptyl v karbonu je vyšší - nepochybně v důsledku variských deformací. Polohy pólů počítané z B-složek, vyjadřujících tzv. overprint, jsou blízko pozdnímu karbonu a časnému permu, s ohledem na rozptyl pak nejvíce pozdnímu karbonu. Složky pozdně variského přemagnetování byly zjištěny na více místech Českého masivu od kambria po devon (Chlupáč, Krs 1967; Krs, Pruner, v tisku).

Vypočet pozice pólu na základě analýzy složek magnetizace poskytuje důkazy o rotaci devonských hornin

ve smyslu pohybu ručiček hodinových. Jak bylo vysvětleno v jiných studiích (Krs et al. 1994; Krs, Krsová, Pruner v tisku), pro tektonické rotace horninových segmentů v orogénu je typický blízký pól rotace, zatímco pro rotace při driftu celých desek je typický vzdálený pól rotace. Tektonické rotace segmentů tak poskytují obraz dobře rozpoznatelný na pozadí teoretického modelu.

Výraznou paleotektonickou rotací ve smyslu pohybu hodinových ručiček vykazují např. také horniny západoevropských hercynid, nalézající v jižních paleogeografických šířkách (Edel 1987). V práci Krs et al. (1994) byly vypočteny střední polohy pólu: v permu (P), v pozdním ( $C_3$ ), středním ( $C_2$ ) a spodním karbonu ( $C_1$ ). Oproti pólu  $C_3$ , ukazuje pól  $C_2$  na horizontální rotaci  $40^\circ$ , pól  $C_1$  dokonce  $110^\circ$ . Oproti poloze pólu permu (P) je tato rotace ještě cca o  $10^\circ$  větší. Srovnáme-li distribuci poloh pólů (experimentálně odvozených rotací, na datech naměřených na uvedených devonských horninách) s teoreticky odvozenou distribucí pólu pro paleomagnetické inklinace  $I_p = -15^\circ$  a  $I_p = -30^\circ$ , dostáváme nápadný soulad (viz obr. 4).

## Závěry

Paleotektonická horizontální rotace ve směru pohybu hodinových ručiček činí pro lokalitu Čelechovice na Haně (pozdni eifel až spodni givet)  $105^\circ$ , pro lokalitu

Josefov-Habrůvka (středni givet)  $111^\circ$  a pro lokalitu Křtinský lom (pozdni famen)  $134^\circ$ . Naměřené hodnoty mají analogony ve středně a časné karbonských horninách na jihu západoevropských hercynid. Tyto rotace jsou způsobeny, jak vyplývá z výsledku multi-komponentní analýzy B-složek, variskými pohyby.

Mimořádná paleomagneticky doložená rotace Moravského krasu je v souladu s eipovitým tvarem brněnského masivu na geologické mapě a s rotačním přivracením pánevní strany Moravského krasu vsříčené do blízkosti pravděpodobné pánevní strany platformního segmentu "úseku střed" na Vyskovsku (srov. Hladil et al. 1991). Tato tektonická rotace pravděpodobně začala probíhat už koncem krasu, ale ve své většině je až událostí pozdně variskou.

Paleogeografické šířky vypočtené ze středních hodnot paleomagnetické inklinace jsou tyto: Pozdní eifel až časný givet, Čelechovice  $18,9^\circ$  j.š., středni givet, Josefov-Habrůvka  $14,8^\circ$  j.š. a pozdní famen, Křtiny  $11,7^\circ$  j.š. Tyto šířky, v elevonu vesměs na jižní polokouli, ukazují na celkový průměrný drift z vyšších paleogeografických šířek do subekvatoriálních šířek. Rozdíl je  $7,2^\circ$ , tj. 806 km v meridionálním průmětu, při postulátu stejné velikosti globu, a to za cca 27 milionu let. Zprůměrovaná dlouhodobá rychlost pohybu v tomto průmětu by tedy byla  $3,0$  cm/rok.

## Literatura:

- Edel J.B. (1987): Paleopositions of the western Europe Hercynides during the Late Carboniferous deduced from palcomagnetic data: consequences for "stable Europe". - In: D.V. Kent - M. Krs (Editors). Laurasian Paleomagnetism and Tectonics, Tectonophysics, 139, 31-41, Amsterdam.
- Fisher R. (1953): Dispersion on a sphere - Proc. Roy. Soc., A 217, 295-305, London.
- Hladil J. (1994): Moravian Middle and Late Devonian Buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 172, 111-125, 9 figs, 4 tabs in append. Frankfurt a.M.
- Hladil J. (v tisku): Argumenty pro pravostrannou rotaci bloků ve variscidech Moravy - analýza faciálních disjunkcí devonu. - Zprávy o geologických výzkumech na Moravě a ve Slezsku v r. 1994. Brno.
- Hladil J., Krejčí Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Beroušek P. (1991): Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia).- Bull. Soc. belg. Geol., 100/1-2, 57-119, Bruxelles.
- Houša V., Krs M., Krsová M., Pruner P. (v tisku): Magnetism and palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous limestones in the Western Carpathians: Application to magnetostratigraphy and palaeogeography. Proceedings, Symp. "Palaeomagnetism in the Mediterranean Region", London, Geomagnetism and Aeronomy Group of the Joint Association for Geophysics (Editors: A. Morris, D.H. Tarling).
- Chlupáč I., Krs M. (1967): Paläomagnetismus und Paläoklimatologie des Devons. - Geologie, Jahrgang 16, 8, 869 - 888, Berlin.
- Jelínek V. (1966): A high sensitivity spinner magnetometer. - Studia geoph. geod., 10, 58-78, Praha.
- Jelínek V. (1973): Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility and its anisotropy.- Studia geoph. geod., 17, 36-48, Praha.
- Kirschvink J.L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. - Geophys. J. R. astr. Soc., 62, 699-718, London.
- Krs M., Hladil J., Krsová M., Pruner P. (1994): Paleomagnetické a paleogeografické výzkumy ve vazbě na vrt KTB-1, etapa 1994. - Internal Report, Geol. Inst. Acad. Sci. Prague, 1-27, Geofond Praha.
- Krs M., Krsová M., Pruner P. (v tisku): Palaeomagnetism and palaeogeography of the Western Carpathians: summary of results from the Neogene to the Permian. Proceedings of the Symposium "Palaeomagnetism in the Mediterranean region", (Editors: A. Morris - D.H. Tarling), Burlington House, Piccadilly, London.
- Krs M., Pruner P. (v tisku): Palaeomagnetism and Palaeogeography of the Variscan Formations of the Bohemian Massif, comparison with other Regions in Europe.- Jour. Czech Geol. Soc., Praha.
- Příhoda K., Krs M., Pešina B., Bláha J. (1989): MAVACS - a new system creating a non-magnetic environment for palaeomagnetic studies. - Spec. Issue Cuadernos de Geología Ibérica, 12, 223-250, Madrid.

## PETROFACIE VE SPODNOKARBONSKÝCH DROBÁCH NA SEVERNÍM OKRAJI DRAHANSKÉ VRCHOVINY

Petrofacies in the Lower Carboniferous graywackes at the northern margin of the Drahaný Upland

(24-21, Jevíčko; 24-22, Olomouc)

Lubomír Maštera

ČGÚ Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

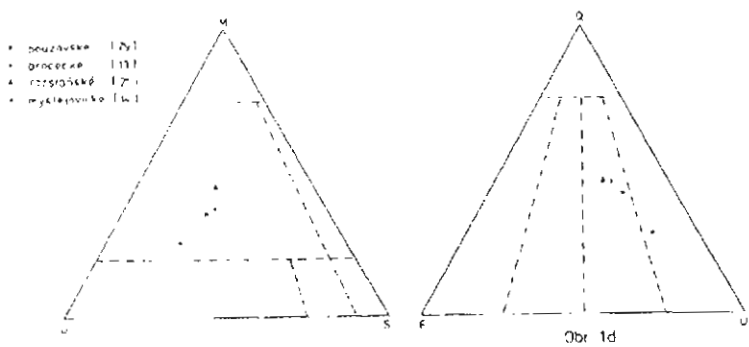
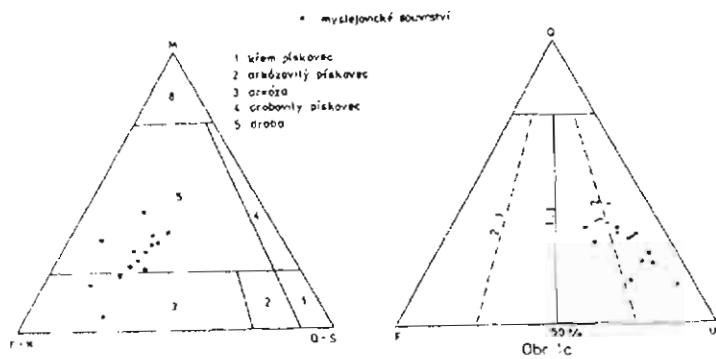
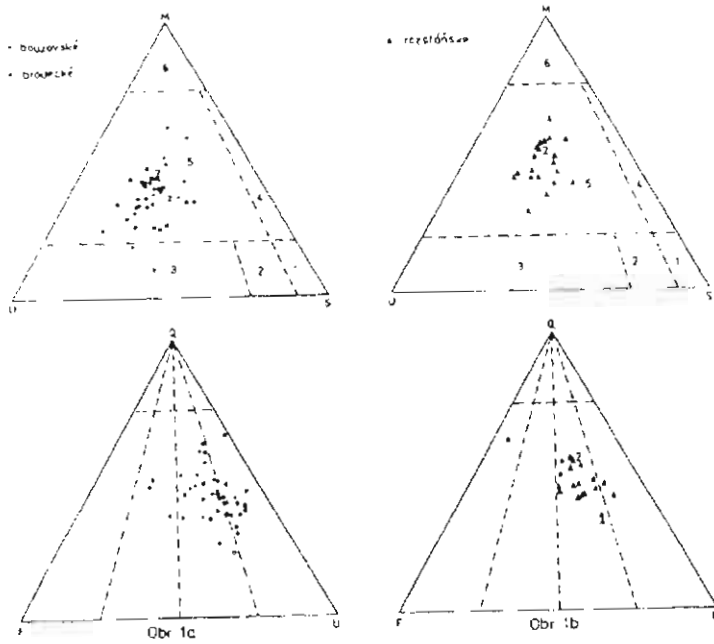
*Key words: graywackes, planimetric analyses, character of source area*

Při regionálním geologickém mapování pro sestavení listu mapy 24-21 Jevíčko byly současně petrograficky studovány viséské pískovce severního okraje drahanského kulmu. Území je rozděleno poruchovým systémem konicko-nectavského zlomu na jihozápadní kru drahanskou a severovýchodní kru bouzovsko-bohuslavickou. Nejstaršími členy viséského flyše na brodecké kře jsou brodecké droby protivanovského souvrství, na západě omezené okrajovým zlomem boskovické brázdý a tektonickou hranicí s nectavským krystalinikem. Na severovýchodní kře jsou jimi bouzovské droby od severozápadu omezené vacetínskou poruchou vůči svinovsko-vranovskému krystaliniku. Již název obou členů dokládá naprostou převahu špatně zvrstvených drob s častými vložkami drobnozrnných petromiktických slepenců. Bouzovské droby však obsahují též mocnější vložky pelitičtějších členů. To je patrné při jejich východním okraji, kde přesahují přes konicko-mladečské devonské vulkanosedimentární pásmo s kladeckým krystalinikem. Brodecké droby však

rovněž obsahují sporadicky pelitičtější vložky. V nadloží drob spočívá rozstáňské souvrství s charakteristickou rytmickou, gradačně zvrstvenou sedimentací drob prachovců a břidlic a řadou mocných drobových poloh. Nejmladším, na listu Jevíčko jen málo zastoupeným souvrstvím je myslejevické, na bázi tvořené drobovými polohami s čočkami petromiktických slepenců, výše pak laminity prachovců a břidlic.

### Petrografické studium viséských pískovců, jejich litostratigrafické rozlišení a stanovení jejich provenience.

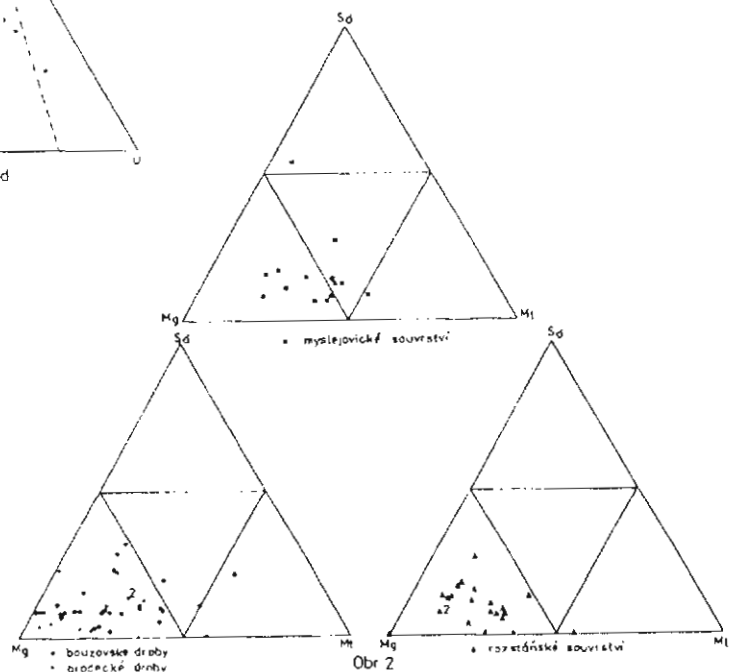
Grafy SUM QFU (bliže Kukul 1985) na obrázcích 1a - 1c dokumentují, že se jedná v naprosté většině o litické droby a výjimečně o živecové arkózy. Jen málo vzorků drob, především z protivanovského souvrství, se blíží živecovým typům. Arkózami resp. živecovými drobami se nejčastěji vyznačují bouzovské droby, jež mají charakter krystaloklastických tufů - tufitu ryolitového

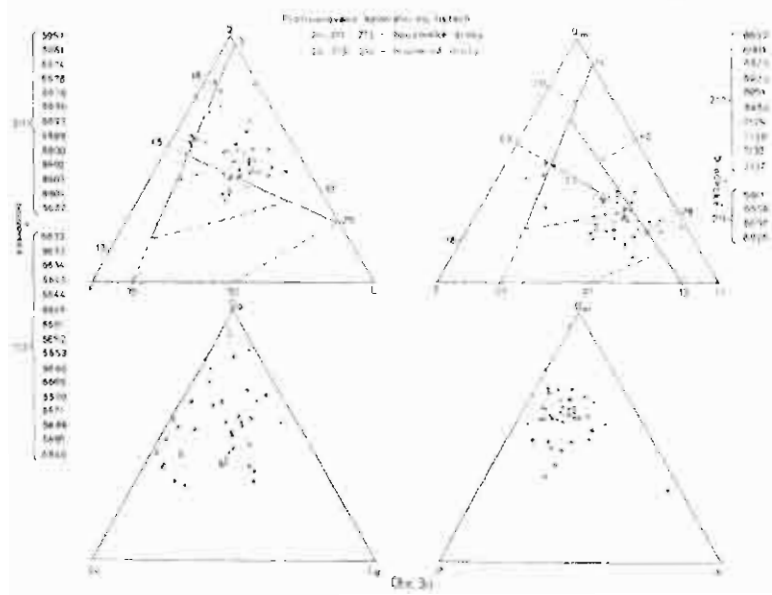


charakteru nebo se vyznačují klasy granitoidního materiálu. Stupeň strukturní zralosti drob je nízký až velmi nízký. Podle střední velikosti zrna jsou to droby nejčastěji středně zrnité. Strukturní zralost je zákonitě nepřímě úměrná střední velikosti zrna. Rozhodně to jednoznačně neplatí o množství matrix. Základní hmotu tvoří jílovitoprachovitá až prachovitajílovitá směs různě obohacená o klastické slidy, případně karbonifikované organické zbytky včetně pigmentu. Její diagenetické až

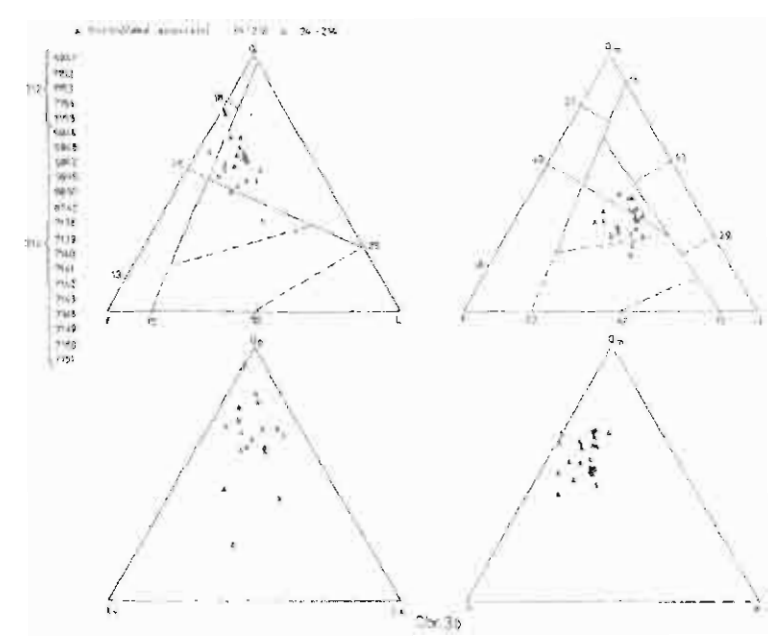
anchimetamorfní změny závisí na pozici vzorků ve strukturnětektonickém plánu regionu resp. lokality. V řadě vzorků pozorujeme i epigenetický pórový karbonátový tmel částečně nahrazující základní hmotu. Velmi proměnlivý je i stupeň zaoblení písčinych zm, převládá nízký stupeň. Stupeň jejich uspořádání je určován částečně primární elongací zrn a charakterem sedimentačního prostředí, zejména však metamorfně-tektonickým postižením a často je spojen s intenzitou přeměn základní hmoty.

Základní strukturní a petrografické poznatky umožnilo studium 103 výbrusů drob, z nichž bylo podrobně planimetricky analyzováno 63. Bylo rozlišeno 35 proměnných, které představují minerální a petrografické stanovení jednotlivých písčinych zrn. Všechny byly využity pro petrografickou klasifikaci drob v trojúhelníkových grafech SUM a QFU podle jednotlivých souvrství (obr. 1a, 1b). Protože z listu Jevíčko nejsou dosud k dispozici výbrusy vzorků drob mýslějovického souvrství, bylo využito 14 vzorků ze sousedních listů Olomouc a Prostějov z prostoru Čelechovice n.H. - Stařechovice - Drahanovice n.H. (obr. 1c). Na obr. 2 byly porovnány droby všech souvrství v grafech vykazujících poměry pouze zrn z magmatitů, metamorfítů a sedimentů bez matrix, zrn křemene a klastických slíd. Porovnáme-li grafy jednotlivých litostratigrafických členů, na první pohled nejsou zřejmé rozdíly. Teprve za pomoci svodného trojúhelníku SUM (obr. 1d) s průměrnými hodnotami pro jednotlivá souvrství, je patrná blízkost drob brodeckých a bouzovských od nichž se poněkud liší droby

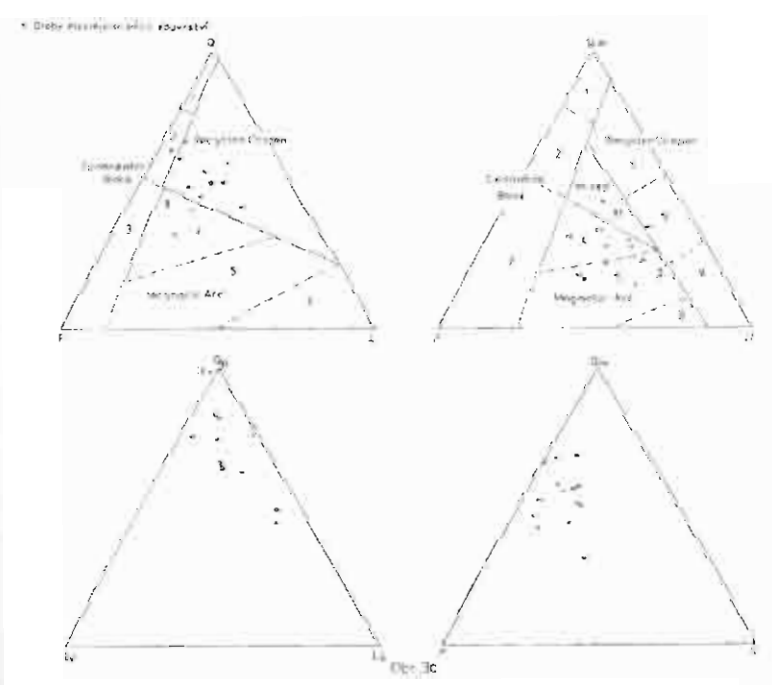




Obr. 3a



Obr. 3b



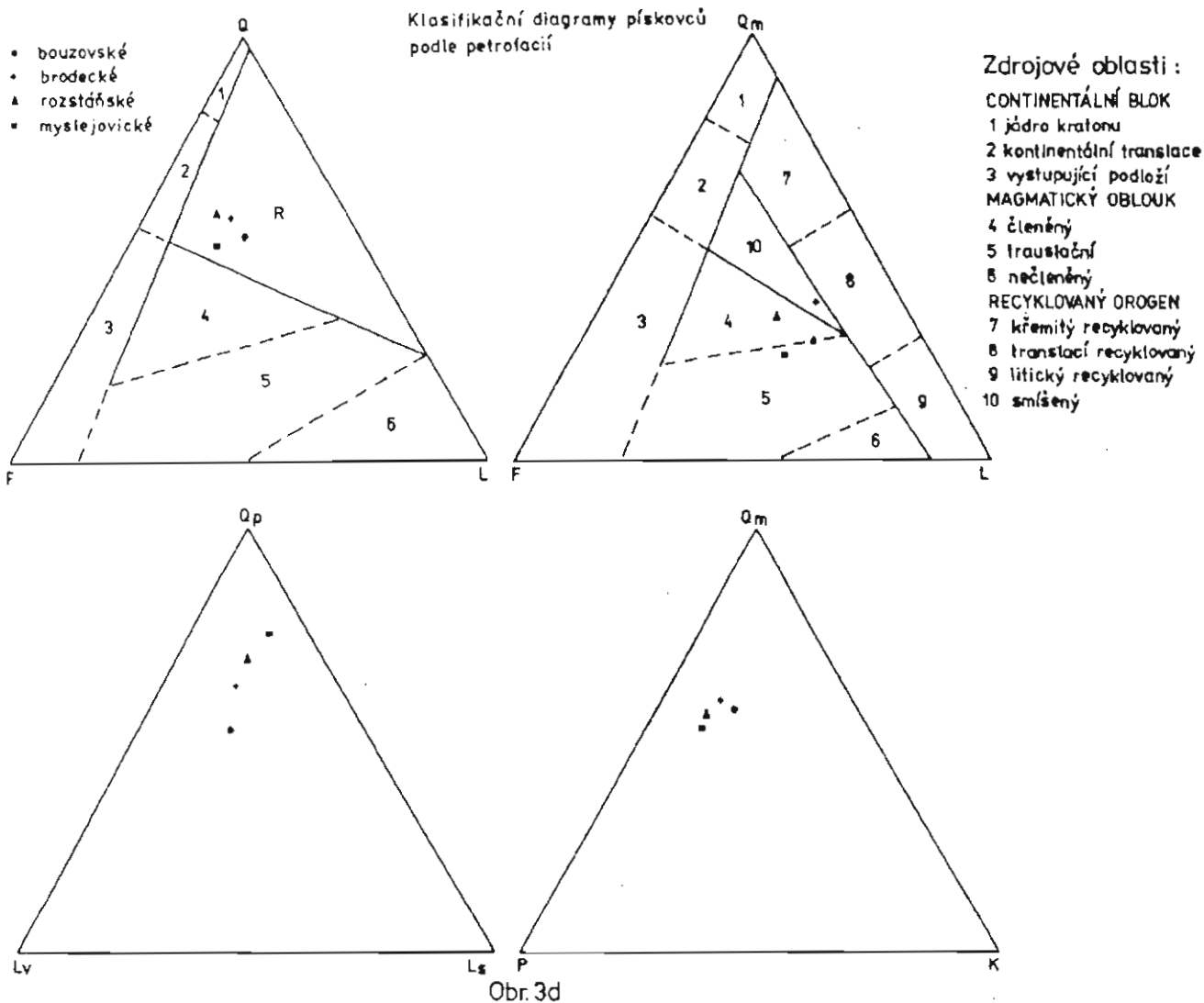
Obr. 3c

rozstáňského souvrství. Složení drob myslějovického souvrství je jiné. Také v trojúhelníku QFL (obr. 1d) je podobný rozdí, brodecké droby však v něm jsou blíže drobám rozstáňského souvrství.

Detailní planimetrické analýzy mají za úkol umožnit stanovit zdrojové oblasti klastického materiálu s použitím stanovení petrofacií. Metodika postupně rozpracoval Dickson (1970) v následujících letech s Suezkem (1979) a sám v letech 1983 a 1990. Za použití 4 trojúhelníkových grafů QFL, QmFL, QpLsLs a QmPK byl maximálně využit výsledek planimetrických analýz k určení geotektonické pomoci provenienčních oblastí. Jednotlivé symboly v trojúhelnících znamenají: Q - suma zrn monokrystalického a polykrystalického křemene Qm Qp včetně vyrostlé ve felzitech, F - suma krystalu draselných živeců a plagioklasů K fP včetně mikrovyrostlé ve felzitech, L - nestabilní felzitický detrit-vulkanitů, klastických sedimentů a metasedimentů a metavulkanitů (v) Ls (Lm, L-L) Qp. Serie grafů pro jednotlivá souvrství na obr. 3a - 3e rovněž neprohlázaly výraznější rozdíly. Pro všechny droby ve svodném trojúhelníku QFL na obr. 3d se jeví snosovou oblastí recyklovaný orogén. Největší disperzi bodů vykazuje graf pro protivanovské souvrství a dále pro myslějovské souvrství, velkou kumulaci naopak projevují body pro rozstáňské souvrství. V trojúhelníku QmFL se jeví jako hlavní zdrojovou oblast magnetický oblouk vyjma brodeckých drob, pro něž se snosová oblast blíží recyklovanému orogénu.

K tomu je nutno připojit alespoň několik detailů. Předně zvýšené obsahy živeců pozorujeme zejména v bouzovských drobách, méně v brodeckých. V jemnozrnnějších varietách jsou to především plagioklasů a jedná se spíše o živecové droby. Nápadné jsou však řidkí droby s převahou K-živeců a zejména arkózy s mikroperthitovými K-živeci. Ostatní souvrství anomální obsahy živeců neobsahují. Ve všech souvrstvích v silně proměnlivém množství je materiál z kyselého resp. intermedieálního vulkanismu, jak efuziv tak extruziv včetně monominerálního vulkanického křemene. Vzácně jsou klasty spilitu. Vulkanity jsou zejména patrné v hrubozrnných členech bouzovských drob a bývají doprovázené i klastickým biotity a minerály zosit-epiditové skupiny. V drobách myslějovského souvrství naopak častěji nalezneme zbytky mylonitu granitoidu. Z metasedimentů jsou zajímavé klasty epizónálně metamorfovaných klastik





podobných metasedimentům mohelnického souvrství (Zapletal 1992, Otava et al. 1994) nalézané v bouzovských drobkách.

### Závěr

I když výsledky petrografického studia zatím pouze naznačují geotektonickou situaci zdrojových oblastí pro viséské droby, přesto je patrná jejich nejednoznačnost. Sám Dickinson (1988) upozornil na různá úskalí ovlivňující stanovení proveniencí detritu. Je to zejména

délka transportu do pánve v rozdílné tektonické pozici a derivace z provenienční oblasti. Grafy na obr. 3a naznačují vývojový trend petrofacií od Z k V, který další příčné profily pomohou ověřit, nebo korigovat.

První poznatky z jižní části mohelnického souvrství (givet-?) svědčí nejen o jednoznačně odlišné geotektonické pozici zdrojových oblastí kulmu a mohelnického devonu, ale současně dokumentují možnost touto metodou podrobněji studovat geotektonický vývoj v době formování spodnokarbonské Ilyšové pánve.

### Literatura

- Dickinson W. R. (1970): Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose. - J. sed. Petrology, 40, 2. Tulsa.
- Dickinson W. R. et al. (1983): Provenance of North American Phanerozoic Sandstones in Relation to Tectonic Setting. - Bull. Petrol. Geol., 94, 2. Boulder.
- Dickinson W. R. (1990): Clastic Petrofacies. in Miall A.D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis. - Springer Verlag. New York.
- Dickinson W. R. - Suezek, Ch. A. (1979): Plate Tectonics and Sandstone Composition. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63, 12. Tulsa.
- Kokal Z. (1985): Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů - Ústř. Úst. geol., met. přír. 2. Praha.
- Otava J. (1994): Vysvětlující text k listu 24-21 Jevičko. - Archiv ČGÚ, Praha.
- Zapletal J. (1992): Mirovské konglomeráty - nejstarší člen Ilyšových variscid na Moravě. - Geol. Průzk., 6. 182-183. Praha.

# PŘÍSPĚVEK K CHEMISMU, PETROGRAFII A GENEZI PALEOZOICKÝCH BŘIDLIC STŘEDNÍ MORAVY

Contribution to the chemistry, petrography and genesis of Paleozoic shales of central Moravia

(24-21, Jevíčko; 14-43, Mohelnice)

Lubomír Maštera, Jiří Otava

ČGÚ Brno, Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words: Paleozoic shales, maturity, ratios of oxides, flysch and pre-flysch pelites*

Během mapování paleozoických formací na listech 1:50 000 Jevíčko 24-21 a Mohelnice 14-43 byla značná pozornost věnována studiu pelitů. Hlavním cílem studia chemismu břidlic bylo zjistit pomocí osvědčených koeficientů  $Al_2O_3/Na_2O$  a  $K_2O/Na_2O$  a dalších poměrů, kam je nutno řadit pelitické sedimenty různých členů mohelnického souvrství. Z toho důvodu byly posuzovány tmavě šedé břidlice i břidlice címburských vrstev.

Představy o litologické a stratigrafické náplni mohelnického souvrství jsou definovány v práci Zapletala (1992) a Otavy et al. (1994).

## Moravskoberouenské souvrství

Mezi pelity předflyšového charakteru musíme zařadit i vložku břidlic v pískovcích až slepencích moravskoberouenského souvrství poblíž Bezdčkova u Úsova (XI.). K tomu nás opravňuje poměr oxidů hliníku a sodíku čínicí 93,3. Mikroskopicky jde o sericitickomuskovitické břidlice s velmi jemnozrnným sericiticko-muskovitickým plagioklasovým silicifikovaným pískovcem. Struktura je blastopsamitickoaleuritickopelitická. Zplstnatělá sericitická masa se vyznačuje jemnými

## Litologie, petrografie a chemismus břidlic jednočlívých souvrství

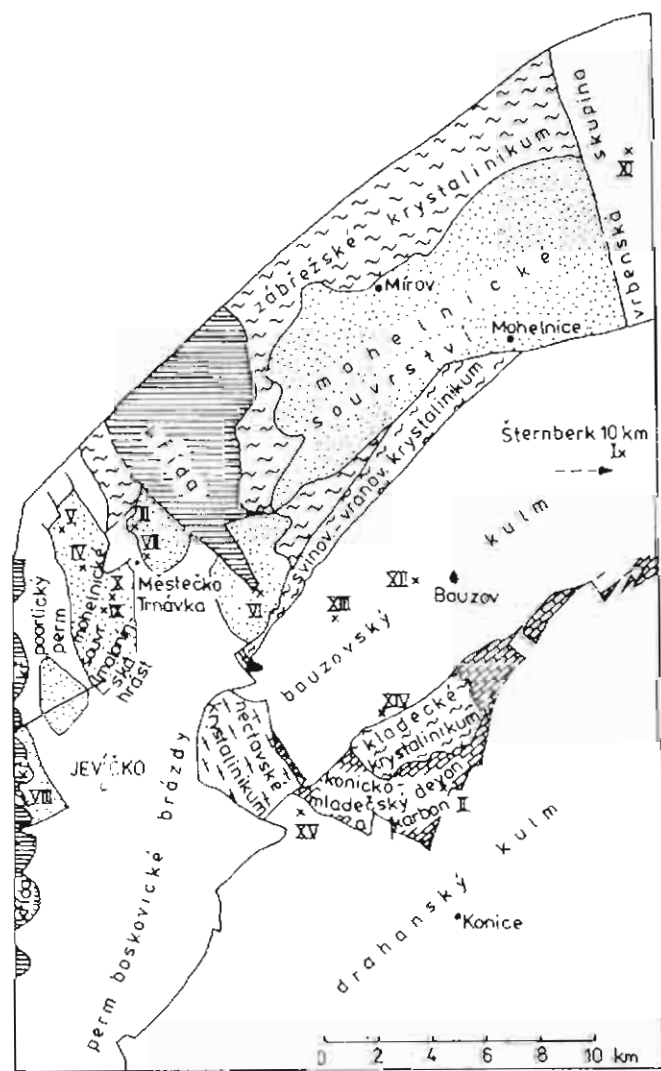
### Břidlice stínavsko-chabičovského souvrství

Z rýhy ve Šternberku (I.) byly odebrány devonské břidlice tohoto souvrství jako srovnávací materiál s hlavními objekty studia, tj. devonskými břidlicemi mohelnického souvrství. Zjištěné poměry oxidů hliníku a sodíku (143) i oxidů sodíku a draslíku (0.03) jednoznačně dokládají vysokou chemickou vyzrállost materiálu. Tuto analýzu můžeme srovnávat s dříve provedenými rozbory. Kukul (1980) uvádí průměr z 15 analýz devonských břidlic poměr oxidů hliníku a sodíku 40.2 a Dvořák (1990) uvádí hodnotu 157 jako průměr 7 analýz.

### Břidlice v macošském souvrství

Byly v minulosti analyzovány poměrně zřídka. V našem případě (II.) jde o 3 cm mocnou vložku šedozelených břidlic v tmavě šedých, místy až černošedých organodermitických vápencích od Hvozdu. Ve spodní části tomu vystupují lavieovitě světlešedé fosiliferní (korály, stromatopory) vápence a celý sled je považován i na základě zkušenosti z okolních vrtů za součást macošského souvrství. Analyzovaná jílovitosericitická břidlice je tvořena zplstnatělými šupinkami sericit-muskovitu v blastopelitické až pelitické struktuře se vzácným křemenným prachem, ojediněle klastickým biotitem a jemnými klasty karbonátů. Akcesoricky je přítomen turmalín.

Rovněž u této břidlice prokazuje index  $Al_2O_3/Na_2O$  67 vysokou chemickou vyzrállost materiálu. Výsledek činí zároveň velmi nadějným užití tohoto indexu pro odlišení od výplní paleokrasových kapes kulmskými břidlicemi.



Obr.1 Geologická pozice a lokalizace analyzovaných břidlic (I. - XV., viz tabulka analýz a text).

skladba v masě	střev - štáblíč souv		macoší souv		moheľnické souvrství									morav - bieroun souv		bouzovský kulm		protiva - novské souv
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV			
SiO <sub>2</sub>	55,53	57,83	58,05	57,22	66,22	56,83	56,68	60,82	56,70	56,00	57,12	57,46	60,16	64,47	61,90			
TiO <sub>2</sub>	1,25	0,91	0,86	0,78	0,88	0,89	0,87	0,91	0,88	0,92	0,96	0,98	0,89	0,88	0,82			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,82	17,40	16,43	15,03	17,56	19,68	20,04	17,42	19,45	19,64	18,66	19,04	16,69	15,91	16,52			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	2,42	2,09	1,41	2,60	1,27	0,96	1,61	1,49	1,26	7,11	1,50	4,47	1,94	1,36			
FeO	0,52	2,22	4,72	4,26	1,63	5,88	6,16	4,82	6,31	6,21	0,78	5,46	2,09	3,81	4,11			
MnO	0,09	0,02	0,16	0,12	0,03	0,13	0,14	0,07	0,15	0,15	0,13	0,12	0,07	0,10	0,08			
MgO	1,66	3,57	3,09	3,49	1,41	3,27	3,21	3,08	3,42	3,35	0,89	2,91	2,39	2,18	2,68			
CaO	0,29	2,55	2,80	4,92	0,05	0,32	0,39	0,38	0,52	0,74	0,05	0,68	1,31	0,46	1,58			
SO <sub>2</sub>	0,01	<0	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01	0,01						
BaO	0,10	0,04	0,06	0,04	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07		0,06	0,08						
Li <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,26	1,68	2,00	0,56	2,92	2,60	2,17	2,55	2,65	0,20	2,29	1,69	2,81	2,27			
K <sub>2</sub> O	6,12	5,90	2,77	2,23	3,99	3,34	3,45	3,74	3,27	3,17	9,19	3,66	4,51	2,65	3,67			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,16	0,12	0,14	0,03	0,15	0,16	0,21	0,17	0,13	0,13	0,20	0,16	0,15	0,19			
CO <sub>2</sub>	0,03	1,46	1,90	3,30	0,04	0,04	0,08	0,05	0,17	0,33	0,04	0,04	<0,01	<0,01	0,54			
C	0,17	0,11	0,13	0,14	0,75	0,25	0,16	0,26	0,08	0,09	0,39	0,51	0,39	0,28	0,36			
H <sub>2</sub> O+	5,13	4,41	4,15	3,93	4,02	4,26	4,21	3,83	4,58	4,33	3,41	4,32	4,38	3,62	4,30			
F	0,30	0,11	0,06	0,13	0,07	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,09	0,11	0,11	0,08	0,12			
S	0,02	0,02	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,05			
H <sub>2</sub> O-	1,02	0,26	0,22	0,18	0,31	0,14	0,10	0,16	0,14	0,03	0,21	0,18	0,87	0,39	0,05			
K <sub>2</sub> kv	-0,13	0,05	0,03	0,05	0,03	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	0,04	0,05	-0,05	-0,03	-0,05			
S <sub>2</sub> kv	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01			
SUMA	99,22	99,62	99,30	99,34	99,57	99,55	99,40	99,69	100,04	99,07	99,41	99,54	100,16	99,64	100,55			
Koeficienty																		
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	3,32	3,53	3,81	3,77	2,89	2,83	3,49	2,92	2,85	3,06	3,02	3,60	4,05	3,75			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	142,63	66,92	9,76	7,52	30,28	6,74	7,71	8,03	7,63	7,41	93,30	8,31	9,88	5,66	7,28			
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,61	0,60	0,19	0,87	0,76	0,58	0,78	0,84	0,32	0,63	0,37	0,98	0,62			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	7,46	1,09	0,44	0,33	1,42	0,22	0,16	0,33	0,24	0,20	9,12	0,27	2,14	0,51	0,33			

Tab. 1. Chemické analýzy, stratigrafické zařazení a hodnocené koeficienty břidlice. Lokalizace odběrů viz obr. 1

hypautomorfními vyrostlicemi muskovitu s nepravidelnými smouhami. Ve smouhách převládají silicifikaci spojené křemeny a plagioklasy s občasnými albity. Do prohnětené masy prosakují hydroxidy železa.

#### Mohelnické souvrství

Břidlice této formace byly hlavním objektem zkoumání, vyčleňovali jsme podložní fosiliferní givetické trnávecké břidlice a nadložní břidlice cimberských vrstev, event. břidlicné polohy v rámci moravských konglomerátů.

#### Trnávecké břidlice

Tento litotyp můžeme charakterisovat jako fylitické sericitické břidlice, nepravidelně karbonatizované, s povlaky Fe oxidu a hydroxidu. Převažují šupinky sericitu-muskovitu s nepatrnou příměsí chloritu tvořící základní blastopelitickou strukturu. V případě hojnější příměsí psamitického a aleuritického křemene, občasně i plagioklasu, event. zrněk hydroxidu železa vznikají smouhy s blastopelitickoaleuritickou strukturou. Smouhy bývají prosyceny karbonátovým tmelem a někdy též povlaky až bazálními tmelem hydroxidu železa. Makroskopicky je pro ně charakteristická přítomnost rezavě zbarvených dutin, pravděpodobně alespoň zčásti vzniklých vyložením fosilií. Na lokalitě Horka u Městečka Trnávky v nich byly nalezeny korálie, brachiopodi, krinoidi, mechovky a j. fauna včetně eka trilobita r. *Phacops*, což umožnilo zařazení do givetu (Chlupáč 1961).

Poměry oxidu hlíníku a sodíku trnáveckých břidlic z lokalit Borová a Horka u Městečka Trnávky (III. a IV.) činí 9,8 a 7,5, poměry oxidu sodíku a draslíku jsou 0,61 a 0,9. Toto je velmi závažné zjištění, neboť

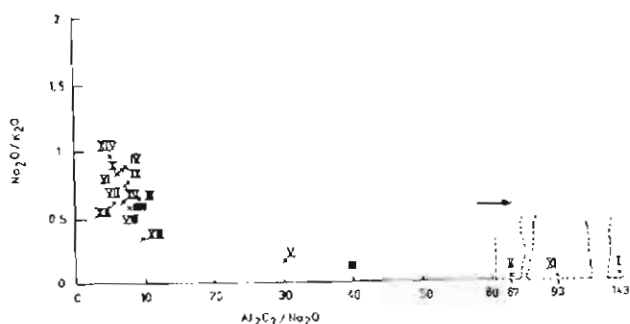
podle dosud zhodnocených analýz v moravskoslezské oblasti takové hodnoty odpovídají břidlicím západní části jeseníckého kulmu. Kukul (1980) udává průměr z 82 analýz 9,46 pro poměr oxidu hlíníku a sodíku a 0,53 pro poměr oxidu sodíku a draslíku. Pro andělskohorské souvrství činí hodnoty 7,3 a 0,7. Dvořák (1990) udává průměr z 15 analýz břidlic andělskohorského souvrství 7,5 (poměr oxidu hlíníku ku oxidu sodíku) a z 25 břidlic hornobenešovského souvrství činí tentýž poměr průměrně 9.

Zatímco nesoulad s indexy zjištěnými u předlýšových břidlic moravskoslezské oblasti (viz výše) je výrazný, zajímavě vychází srovnání s devonskými břidlicemi Barrandienu (Kukul, 1985). Podle průměru ze 4 analýz jílovec dalejských břidlic a 8 analýz kačáckých vrstev jsou parametry Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O 9,6 (v kačáckých vrstvách srbského souvrství 6,6) a Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 0,6.

#### Cimberské vrstvy

V nadloží trnáveckých břidlic vystupují cimberské vrstvy, jejichž fylitické břidlice lze vydělit do dvou mírně odlišných typů. Vzorky (VI. a VII.) lokalit Stará Roveň a Městečko Trnávká-čistřečka reprezentují fylitické chlorit-muskovit sericitické břidlice s blastopelitickoaleuritickou strukturou s kumuló- až glomeroblasty muskovitu s chloritem. Obsahují kolísavou příměs křemenného a vzácně živcového prachu. S rostoucím množstvím a velikostí zrna je obvykle přítomno i větší množství fylsilikátových glomeroblastů. Někdy v případě laminy až jemnozrnného drobovitého fylitického pískovce se kromě fylsilikátových blan s glomeroblasty objevuje i karbonátový tmel. Akcesoricky se vyskytují zrnka

leukoxenu, nebo jeho houbovitě agregátky, výjimečně mikrosloupečky zirkonu a turalinu. Foliační plochy vesměs odpovídají plochám kliváže často se blížící vrstevní břidličnatosti. Skupinku vzorků VIII.-X. lze označit jako fylitické muskovit-sericitické břidlice s malou příměsí chloritu. Mají častěji strukturu blastoaleuropelitickou až pelitickou se vzácnými glomeroblasty.



Obr. 2. Diagram poměrů oxidů v břidlicích římské číslice odpovídají tab. 1 a obr. 1

Nejvíce sledovaný index  $Al_2O_3/Na_2O$  kolísá mezi 6,74 a 8,03, průměr činí 7,5. Poměry  $Na_2O/K_2O$  jsou v rozmezí 0,57 - 0,87, průměrně 0,74. Z posouzení uvedených hodnot vyplývá, že břidlice cimburských vrstev i trnáveckých břidlic vznikly z obdobně chemicky nezralého materiálu. Pro givetské břidlice mohelnického souvrství lze tedy obecně vyvodit, že z hlediska chemické zralosti (či spíše nezralosti) materiálu vykazují značnou podobnost se spodním karbonem (kulmem). Srovnávali je s jinými devonskými břidlicemi, pak vidíme značnou podobnost s devonskými břidlicemi Barrandienu, ale značné rozdíly od devonských předflyšových břidlic moravskoslezské oblasti.

Výjimkou potvrzující toto pravidlo je analýza černošedé mírně krenulované břidlice z polohy zahrnuté mezi bloky štěrčíkových slepenců až hrubozrnných pískovců v roklí s. osady Borová (V). Tyto břidlice jsou pravděpodobně v pozici poblíž styku trnáveckých břidlic s mirovskými slepenci. Materiálově jsou výjimečné tím, že mají ze všech analyzovaných vzorků daleko nejvyšší obsahy uhlíku (0,75%) i nejvyšší obsahy  $SiO_2$  (66,22%). Nízkými obsahy  $Na_2O$  (0,58%),  $MgO$ ,  $MnO$  a  $CaO$  se blíží předflyšovým břidlicím. Obecně můžeme uzavřít, že svými hodnotami koeficientu  $Al_2O_3/Na_2O$  (30,28) i  $Na_2O/K_2O$  (0,19) vykazuje vzorek černošedých grafitických břidlic vyšší chemickou zralost, než je obvyklé u běžných flyšových břidlic, avšak nižší, nežli u předflyšových břidlic moravskoslezské oblasti. Nutno však poukázat na známý fakt, který diskutují Kukul (1980, 1982) i Dvořák (1992). Uvnitř flyšových sledů nezralých břidlic se vyskytují poměrně běžně (např. vrt Děličehov) vložky černých břidlic, které mívají pravidelně vyšší zralost. Není vyloučeno, že vzorek V. představuje tuto specifickou facii.

## Bouzovský spodní karbon (kulm)

Ke srovnávacímu materiálu patřily tři vzorky ze střední a jižní části tzv. bouzovského synklinoria (XII.-XIV.). Petrograficky jde o sericitickojilovité břidlice, které vykazují pelitickou, event. blastopelitickou strukturu. Při příměsi, nebo laminaci přistupuje prachovitá až velmi jemnozrnná písčité frakce, tvořená zejména křemenem. Laminy projevují pelitickoauritickou strukturu, místy až psamitickou strukturu s výraznou gradací. Bazální části lamin obsahují příměs vulkanického křemene a lupínků biotitu. Z akcesorií jsou přítomny blanky organické hmoty, simíky železa, výjimečně apatit a turalin.

Sledovanými koeficienty břidlice bouzovského kulmu nevybočují ze škály hodnot naměřené v ostatních oblastech moravskoslezského kulmu. Za zmínku snad stojí nejnižší zjištěná hodnota  $Al_2O_3/Na_2O$  (5,66) u břidlice od Kladek z těsného sousedství kladeckého krystalinika. Vysoké zastoupení  $SiO_2$  (64,47%) je snad v souvislosti s příměsí křemene, či obecně se silicifikací.

## Protivanovské souvrství drahanského kulmu

V horní etáži aktivního lomu Šubiřov vystupují provrásněné sericitickojilovité břidlice s příměsí prachovité frakce. Nejčastěji představují laminity s gradačním zvrstvením s pelitickoauritickou až pelitickou strukturou. V jemnozrnné písčité příměsi jsou přítomny též střípky vulkanického křemene, felzitu a lupínky biotitu. Kromě organického pigmentu je přítomen akcesorický titanit, leukoxen a zirkon. Vrstevnatost je postihována naznačenou kosou puklinovou kliváží.

Sledovanými parametry, tedy především poměry oxidu hliníku a sodíku (7,28) a oxidu sodíku ku draslíku (0,62), vzorek zcela zapadá do škály kulmských břidlic.

## Závěr

Devonské předflyšové pelity i spodnokarbonské břidlice byly orientačně odebrány jako srovnávací materiál. Tak vznikl předkládaný soubor 15 analýz, v němž prokazatelně předflyšové sedimenty i spodnokarbonské břidlice bouzovského a drahanského kulmu svými koeficienty odpovídají dříve analyzovaným předflyšovým a flyšovým břidlicím (např. Kukul 1980, Dvořák 1991).

Nejpodrobněji studované břidlice mohelnického souvrství se sledovanými koeficienty obecně rovněž velmi podobají břidlicím bouzovského, drahanského i jeseničského kulmu dříve i současně analyzovaným. Závažným faktem je, že se neliší v tomto směru břidlice trnávecké od břidlic v cimburských vrstvách (viz tabulka i graf). K ovlivnění koeficientů zřejmě nedošlo ani různou intenzitou anchimetamorfózy. Rovněž zvýšená vápnitost vzorku trnáveckých břidlic od Borové (5%  $CaO$ ) neměla vliv na sledované koeficienty. Jedinou výjimkou v souboru břidlic mohelnického souvrství jsou černošedé břidlice z rokle nad Borovou (anal. V.) v pozici poblíž styku trnáveckých břidlic a cimburských vrstev. Makroskopickou odlišnost (černošedá barva) těchto

břidlic potvrzuje i několikanásobně vyšší zastoupení uhlíku (0,75%). Koeficienty  $Al_2O_3/Na_2O$  (30,2) i  $Na_2O/K_2O$  (0,19) zaujímají pozici mezi typickými předflyšovými a flyšovými pelity a jsou podobné poměrům v tzv. vložkách černých břidlic v kulmském flyši (Kukal 1980, 1982 a Dvořák 1992).

Břidlice mohelnického souvrství, včetně paleontologicky datovaných givetských trnáveckých břidlic tedy můžeme považovat za produkt relativně rychlé sedimentace chemicky nevyzrálého materiálu. Toto

Literatura:

Aichler J., Pecina V. (1992): Metallogeny and Anoxic Environments.- In: Křibek B., ed., Proceedings of the IVth Czech and Slovak Working Group of the IGCP 254, 29-33, Praha.

Dvořák J. (1990): Paleofacial and paleoclimatic aspect of the Devonian and Carboniferous sedimentation in the Rhenohercynicum and Moravia. - Věst. Ústř. Úst. geol., 65, 65-74, Praha.

Dvořák J. (1992): Mutual relation of pre-flysch and flysch in the Moravian Paleozoic. - Věst. Čes. geol. Úst., 67, 363-369, Praha.

Chlupáč I. (1961): Orientační výzkum některých menších výskytů devonu na Dražanské vysočině. - Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.) v Roce 1960, 89-95, Praha.

Kukal Z. (1980): The sedimentology of Devonian and Lower Carboniferous deposits in the western part of the Nizký Jeseník Mountains, Czechoslovakia. - Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 131-207, Praha.

Kukal Z. (1985): Vývoj sedimentů Českého masivu. - Knih. Ústř. Úst. geol., 61, 220 s., Praha.

Otava J., Maštera L., Hanžl P. (1994): Nové poznatky o geologii jižní a střední části malonínské hráti. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 47-51, Brno.

Zapletal J. (1992): Mirovské konglomeráty nejstarší člen flyšových variscid na Moravě. - Geol. Průzk. 6, 182-183, Praha.

## TEKTONICKÝ VÝZNAM BOSKOVICKÉ BRÁZDY

### Tectonic significance of the Boskovice Furrow

**Rostislav Melichar**

Katedra geologie a paleontologie, PřFMU, Kotlářská 2, 611 37 BRNO

*Key words: Boskovice Furrow, tectonics, Culmian nappes*

Sedimenty boskovické brázdy zakrývají jedno z nejzajímavějších geologických rozhraní Českého masivu: letovické a zábřežské krystalinikum, moldanubikum, moravikum na jedné straně a brněnský masiv s moravskoslezským paleozoikem na straně druhé. Překrytí styku zmíněných jednotek mladšími sedimenty značně komplikuje i řešení celkové geologické stavby území. Při tom můžeme údaje geologické mapy ve studovaném profilu doplnit o výsledky buď geofyzikálního průzkumu (např. Štelcl, Weiss, Malý 1985), nebo průzkumných děl (např. Malý 1959). Obě možnosti jsou finančně náročné a buď nejednoznačné, jako u geofyziky, nebo prostorově omezené (vrty, důlní díla).

V terénech s četnými radiálními zlomy je však výhodnější využít posunutí jednotlivých bloků do různé úrovně k prohlédnutí různých hloubkových řezů strukturou dané oblasti. Pro boskovickou brázdou jsou vhodná zejména dvě taková území, a to při jejím severním a jižním zakončení. Sledujeme-li boskovickou brázdou podélně, zjistíme v tomto směru výraznou asymetrii. Střední, nejdelší část brázdy je tvořena permokarbonickými sedimenty, které jsou na obou koncích ukončeny výchozy moravika. Na severu jde o nectavské krystalinikum a na jihu o moravikum v jv. okolí Moravského Krumlova. Dále do periferie směřují v prodloužení boskovické brázdy sedimenty kulmu (bouzovský a hostěradický kulm), které jsou vždy

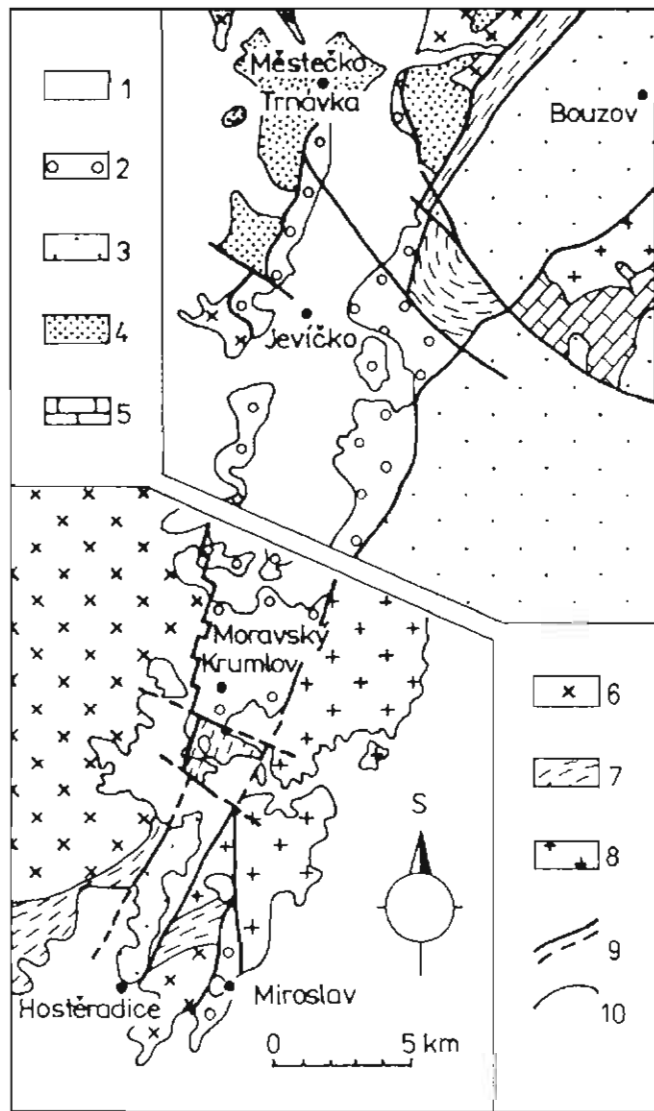
ostatně není v rozporu s celkovou horninovou náplní a sedimentologickým charakterem mohelnického souvrství (slepence, droby, rytmity, laminity). Vyplyvá z toho ovšem nutnost předpokládat givetský, resp. v givetu začínající flyšový cyklus, který dal vzniknout této formaci. V tomto směru existuje daleko větší podoba stupně zralosti s devonskými břidlicemi Barrandienu, nežli s předflyšovými devonskými břidlicemi moravskoslezské oblasti.

ze západní strany lemovány horninami moravika.

Kry s permokarbonem, s moravikem i kulmem jsou od sebe navzájem odděleny příčnými zlomy. Jejich charakter byl v jižním ukončení brázdy studován Jarošem (1963), který zjistil ve směru do centra pánve poklesávání severních ker (a tedy i dna pánve) oproti kram jižním. Obdobně v severním ukončení poklesávají jižní kry, které jsou blíže centru pánve, oproti kram severním. Máme zde tedy postupně zobrazeny různé hloubkové úrovně, tři různá strukturální patra. Od středu k okraji pánve a tím i od nadloží do podloží jsou to: permokarbonické sedimenty boskovické brázdy, moravikum, kulmské sedimenty místy spojené s paleozoickými karbonáty (obr. 1, 2).

Podloží permokarbonických sedimentů je tvořeno krystalinikem moravika nebo na něm tektonicky ležícím moldanubikem a letovickým, příp. zábřežským krystalinikem. Styk permokarbonu s podložím lze pozorovat jak na z velké části transgresivním západním okraji pánve, tak i v dolech Rosicko-oslavanského revíru (Malý 1959).

Hlouběji v podloží zmíněného komplexu krystalinik leží podle uvedeného schématu kulmské sedimenty. V okolí Hostěradic zkoumal mimo jiné vztah kulmu k okolním jednotkám Tomek (1990), který interpretoval k západu ukloněné reflexy zjištěné v seismickém profilu jako pokračování kulmu pod horniny dyjské klenby, čímž jako první vyjádřil zásady uvedené



Obr. 1 Schematická geologická mapa jižního (vlevo dole) a severního (vpravo nahoře) zakončení boskovické brázdy. Vysvětlivky: 1 - platformní pokryv, 2 - permokarbon, 3 - kulm, 4 - mohelnické souvrství, 5 - devon, 6 - moldanubikum a zábřežské krystalinikum, 7 - moravikum, 8 - brněnský masiv a kladecké fylity, 9 - zlomové linie, 10 - hranice jednotek

stavby území. Přesunutí komplexu krystalinik na kulm nemůže být ekvivalentem dřínovského nasunutí moravika na devon v okolí Tišnova. Proti tomu svědčí jednak nepřítomnost jakýchkoliv reliktních kulmů v tišnovském okně a také charakter západního styku kulmu v protažení boskovické brázdy s nadložním moravikem. Lze zaznamenat styk nejen s vnitřními, ale i vnějšími fylity, bitešskou rulou a dyjským masivem. Z uvedených důvodů je zřejmé, že tektonický styk moravika s kulmem je mladší než vznik morávních příkrovů a že klenby moravika leží alochtonně na kulmu a to včetně svých nejnižších jednotek, tj. dyjského masivu a tišnovských brund.

Boskovickou brázdou pak lze chápat jako kořenovou zónu kulmských příkrovů, a to nejspíše příkrovů východojesenického kulmu ve smyslu Chába (1986), který strhával ze svého podloží šupiny s karbonátovým vývojem devonu-spodního karbonu.

Nápadná shoda směru protažení svratecké klenby a boskovické brázdy napovídají vzájemnou

podmíněnost obou struktur, jak o tom uvažují Tomek, Höck a Leichmann (1994). Otázkou je charakter napětového režimu. Při jeho určení je nutno vzít v úvahu tyto skutečnosti:

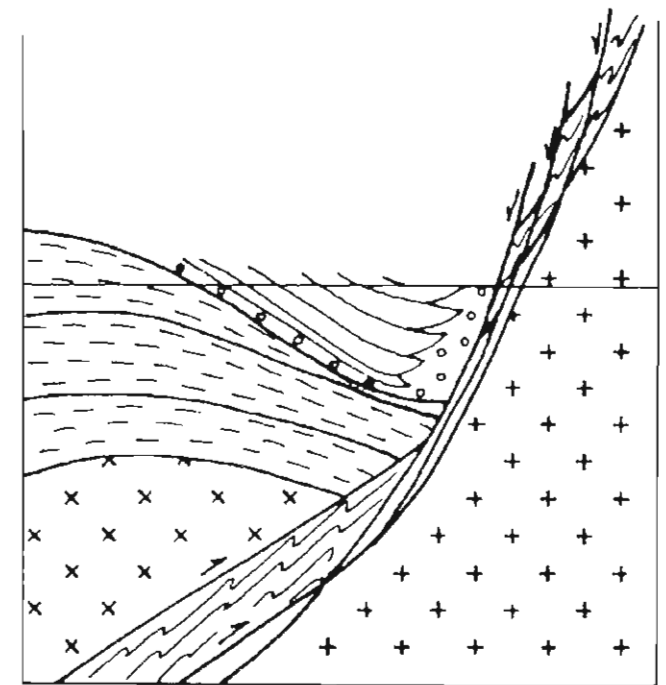
1. Boskovická brázda není jedinou pánví tohoto typu a její genezi nutno vysvětlit spolu se vznikem blanické brázdy. To ukazuje na příčinnou souvislost: vznik brázd nemůže být pouze důsledkem procesu vedoucího ke vzniku morávních klenb (jak potom vysvětlit vznik blanické brázdy?).

2. Období sedimentace v obou brázdách (stephan C - autun) je spojeno s intenzivní vulkanickou činností, jejíž intenzita roste směrem k severu (maximum rozšíření tufů v podkrkonošské a vnitrosudetské pánvi). Vulkanická činnost podporuje představu horizontální extenze a vylučuje současný vznik přesmyků v dané oblasti, i když v různých částech orogénu je to možné. Tak tomu je zpravidla v předpolí orogénu, kde dochází k sunutí příkrovů, zatímco za frontou vulkanizmu probíhá extenze. Boskovickou a zejména blanickou brázdou lze situovat spíše do pásma extenze.

3. Vrstevnatost sedimentů boskovické brázdy je rotována ze subhorizontální do dnešní polohy s úklonem k východu.

4. Východní okraj brázdy je tvořen rokytenskými slepenci, které indikují synsedimentární zaklesávání dna pánve pohybem na zlomu při tomto okraji pánve, tj. západní kraje je synsedimentárně zakleslá oproti kře východní. Mohou tedy nastat dva případy geometrie a pohybu na tomto zlomu: buď k západu ukloněný pokles

Z V



Obr. 2 Schematický geologický profil centrální části boskovické brázdy bez znázornění mladších přesmyků brněnské masivu přes permokarbon. Vysvětlivky: 1 - brněnský masiv, 2 - tišnovské brundy, 3 - morávní příkrovy, 4 - kulm, 5 - permokarbon

5 - permokarbon

a tedy extenzní režim, nebo k východu ukloněný přesmyk spojený s kompresním režimem.

Kombinací uvedených faktů lze za příčinu vzniku brázd považovat extenzní režim, při čemž výrazná asymetrie boskovické brázdy je dána predispozicí na starším tektonickém rozhraní. Závěrem nelze než v podstatě souhlasit s názorem Čepka (1946), který shrnul základní tektonický vývoj boskovické brázdy. Doplněním o novější poznatky získáme následující schéma vývoje:

1. Předurčení místa brázdy při linii nasunutí západomoravského krystalinika na kulm, hlavní extenzní napětí  $\sigma_3$  vertikální.

#### Literatura:

- Čepka L. (1946): Tektonika boskovické brázdy - Věst. St. geol. Úst. Republ. Čs., 20 (1945), 1-6, 128-130. Praha.  
 Cháb J. (1986): Stavba moravskoslezské větve evropského mladopalceozoického orogenu (pracovní hypotéza). - Věst. Ústf. Úst. geol., 61, 2, 113-120. Praha.  
 Jaroš J. (1963): Tektonika permokarbonu Boskovické brázdy - In: Kaláček et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-33-XXIX Brno, 170-171. Praha.  
 Malý L. (1959): Zachycení západomoravského krystalinika důlními díly v oblasti rosicko-oslavanské pánve. - Geol. Průzk., 1, 9, 265-266. Praha.  
 Štelcl J., Malý L., Weiss J. (1985): Příspěvek k hlubší geologické stavbě boskovické brázdy s využitím seizmického výzkumu pomocí aparatury Vibroscis. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. brno., 15, 1, 41-45. Brno.  
 Tomek Č. (1990): The Miroslav Horst - Moldanubian Klippe or autochthonous massif. - In: Minaříková D., Lobitzer H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 67-69. Praha.  
 Tomek Č., Höck V., Leichmann J. (1994): Are the Moravian Windows Permian large-scale folds? - Mitt. Öster. Mineral. Gesell., 139, 379-380. Wien.

2. Pravostranný horizontální posun podél okrajového zlomu boskovické brázdy (relativní stáří vzhledem k 3. fázi není dosud exaktně ověřeno), prostřední hlavní napětí  $\sigma_2$  vertikální.

3. Založení brázdy poklesem na zlomu při východním okraji brázdy v extenzním režimu za současné permokarbonské sedimentace, vertikální hlavní kompresní napětí  $\sigma_1$  (obr.2).

4. Přesmyknutí brněnského masivu místy se šupinami devonu-spodního karbonu přes permokarbon a vznik přesmyků a vrás v permokarbonu, stáří těchto deformací je poautunské.

## SEDIMENTOLOGICKÝ PŘÍSPĚVEK KE STUDIU RAČICKÝCH A LULEČSKÝCH SLEPENCŮ

Sedimentological remarks to the Račice and Luleč conglomerates

(24-41, Vyškov)

<sup>1</sup>Slavomír Nehyba, <sup>2</sup>Krzysztof Mastalerz

<sup>1</sup> Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno.

<sup>2</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, Wrocław.

*Key words:* sedimentology, coarse grained deltaic system, debris flow, turbidity currents, sedimentary structures.

Račické a lulečské slepence jsou považovány za produkt sedimentace výnosových kuželů, které se hromadily při západním okraji pánve v okolí příčných depresí. Tyto deprese byly místem, kam říční toky přinášely do pánve terigenní materiál ze zvedajících se bloků krystalinika. Z výnosových kuželů byl pak materiál roznášen mořskými proudy hlavně od JJZ k SSV, paralelně s osami maximální subsidence (Dvořák in Přichystal, Suk, Obstová 1993).

Orientační sedimentologické studium vrstevního sledu bylo provedeno na lokalitách Nemojany a Luleč (číselná označení představují části složeného profilu). Především na základě zjištěných texturních znaků, faciální sukeese a existujících faciálních modelů (Walker et al. 1984, Walker, James et al. 1992, Nemeček et al. 1990) jsme se pokusili posoudit charakter procesů, které vedly k sedimentaci těchto hornin a charakterisovat jejich depoziční prostředí.

Podle našeho názoru se jedná o sedimenty tzv.

hrubo zrnitého deltového systému (McPherson, Shanmugam, Moiola 1988). Sedimentace probíhala v rámci především svahu systému (fan delta?), který byl vyživován z "prvotního" zdroje sedimentů (redeponované konglomeráty). Podstatná je sedimentace do dostatečně hlubokého basenu, kdy došlo k vytvoření relativně prudkého svahu a následně ke vzniku přibližně klinovitěho tělesa sedimentů. Gradient svahu byl ovlivněn především zrnitostí hrubého materiálu, efektivitou rozptylu transportovaného sedimentu při ústí a na svazích a rychlostí depozice i subsidence.

V rámci předložených profilů lze na první pohled odlišit několik částí. Jednak je to tzv. proximální část, typická dominancí proudové činnosti v rámci kanálů (koryt) a dále je to část mediální i s přechodem do části distální s dominancí činnosti gravitačních proudů ("newtonovských").

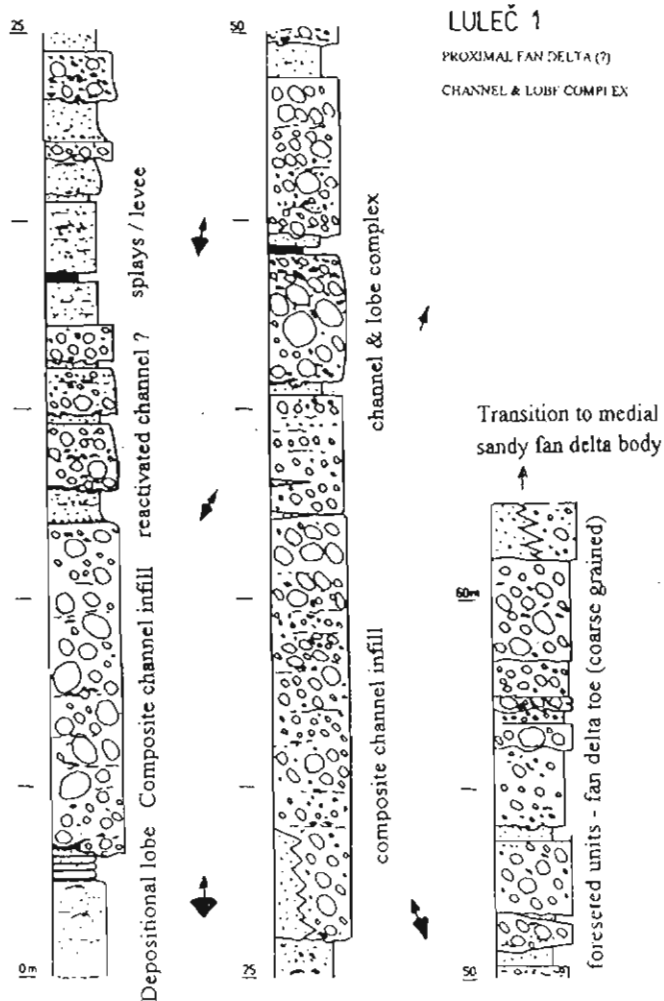
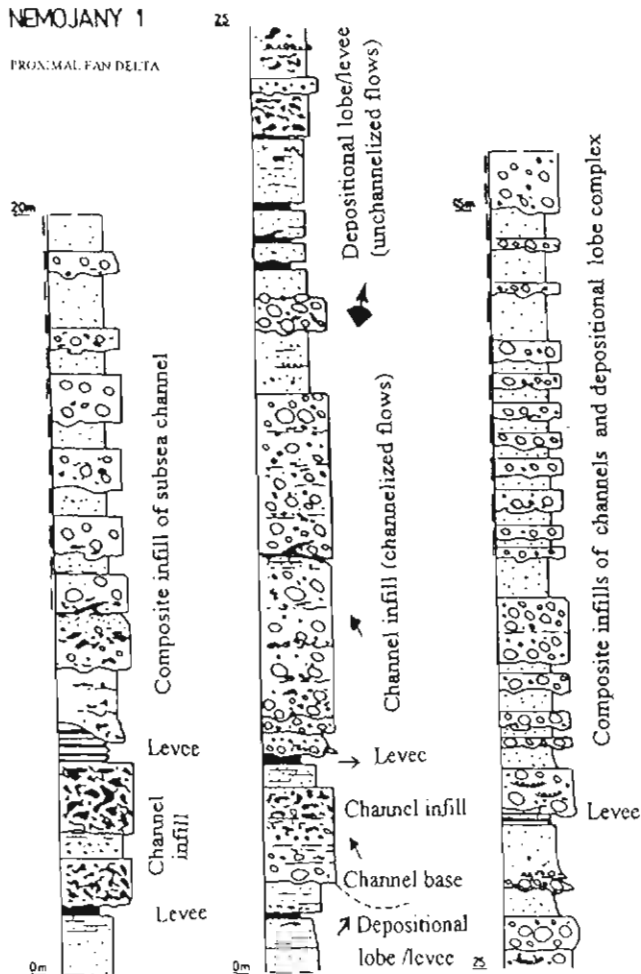
Proximální část je typická dominantní sedimentací hrubých klastik v rámci kanálů a laloků (lobes).

## NEMOJANY 2

PROXIMAL FAN DELTA

## NEMOJANY 1

PROXIMAL FAN DELTA



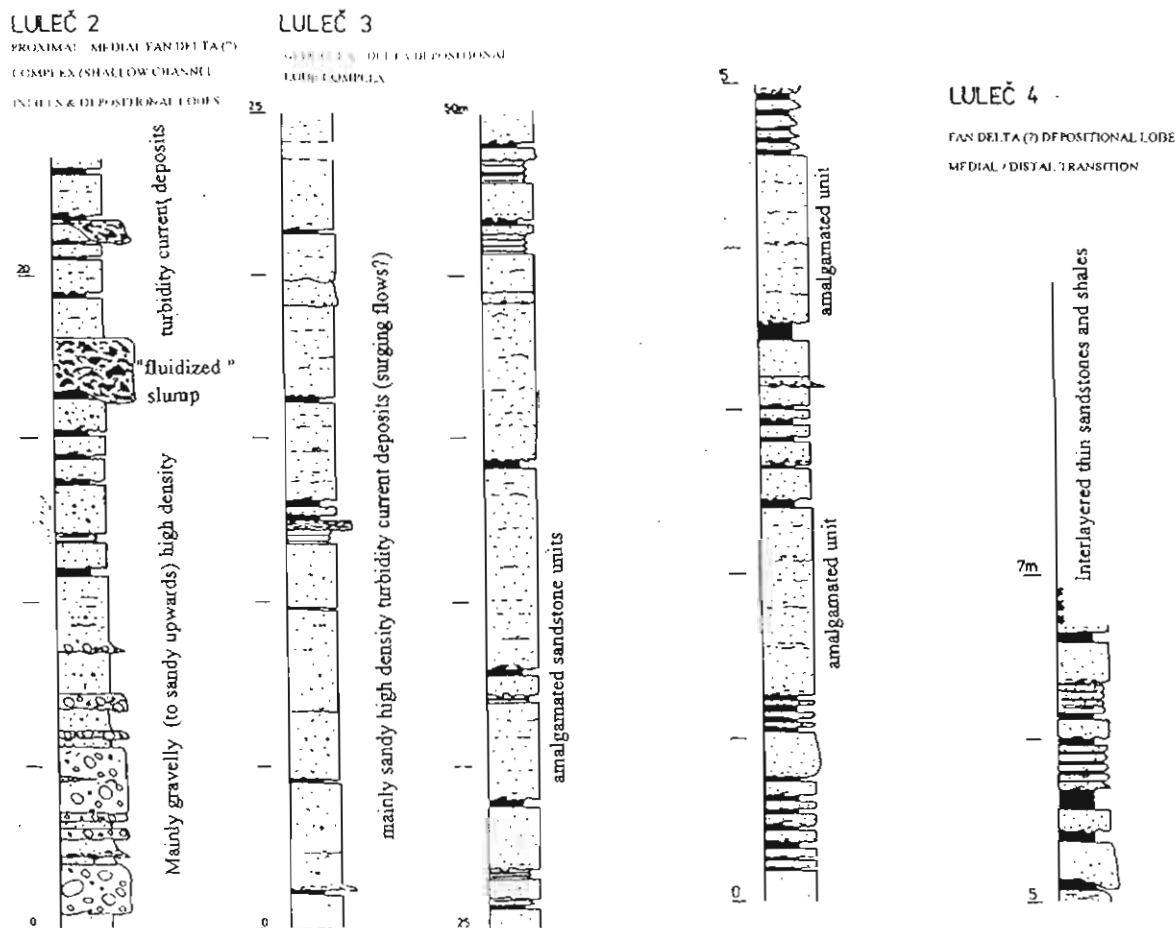
Sedimentace v rámci laloků je typická tvorbou ukloněných "foresetů". Texturní charakteristiky jsou obdobné jako u výplně fluválních kanálů nebo kanálů alluviální plošiny (např. Walker et al. 1984, Miall 1977).

Na základě provedeného studia nelze jednoznačně rozhodnout, zda celá tato část sedimentovala v rámci systému svahů delty, tedy v prostředí pod hladinou bazenu, nebo jde částečně o kanály pocházející z přilehlé deltové plošiny, tedy z prostředí jen zčásti pod hladinou. Obdobně je to s rozhodnutím zda se jedná o typickou "braid deltu" nebo "fan deltu", případně jejich typ. Sedimentární procesy jsou zde typické depozicí ze sedimentem bohatých trakčních proudů a eventuálně viskozních úlomkových proudů (debris flows). Úlomkové proudy jsou řazeny do systému svahových pochodu, kterými docházelo k resedimentaci již jednou akumulovaných sedimentů, zaoblených a zčásti vytříděných. Procesy jsou součástí obecně nestabilního systému podvodních depozičních svahů. Mohou být vázány jak na jednotlivé kanály, případně na jejich ústí z deltové plošiny. Resedimentace je možná prakticky ze všech bodů čela delty (Surlyk 1984). Mezi jednotlivými kanály byly zjištěny časté agradační valy (levee). V těchto hrubozrnných faciích deltového systému (Orton, Reading 1993) je typický největší sklon deltového svahu a

vysoká energie prostředí. Vzdálenost transportu je relativně malá (moderní případy do 4 km od pobřeží viz. Westcott, Edge (1982) a sedimentace hrubých klastik na jemnozrnné jílovité sedimenty (agradací val, prodelta) velmi rychlá.

Sedimentační prostředí mediální části lze popsat jako smíšený písčito-šterkovitý případně písčítý systém (ve smyslu Orton, Reading 1993). Jedná se o prostředí svahů delty obvykle s menším sklonem. Především tato část je typická významnou činností gravitačních proudů. V tomto případě se jedná o velkou volný termín pro celou řadu svahových procesů. Jejich spektrum je poměrně široké a význam jednotlivých z nich se mění jak v čas tak v prostoru. V části mediální a mediálně-distální je typický vyšší stupeň těchto procesů s rozhodující rolí "hustých turbiditních proudů" (high density turbidity currents), které zde vznikají obecně 3 způsoby. Mohou postupně vznikat z úlomkových proudů, přímo z říčních proudů a samostatně na svazích delty (ze skluzových koryt - tzv. chutes). Charakteristická (ve spodní mediální a distální části) je sedimentace ve formě tzv. plochých štítů. Husté turbiditní proudy jsou typické relativně velkou rychlostí pohybu, transportem hrubozrnného písku, šterku a intraklastů. Erodivaný hrubý materiál zásobuje suspenzi novým sedimentem a nahrazuje hrubý materiál ze





suspenze vypadávající. Ve spodní části těchto turbiditů je sedimentace trakční (trakční koberec) a ve svrchní části je sedimentace suspenzní (pillar a dish structures). Sedimentace z trakčního koberce je typičtější pro mediální části svahu. Písečné turbidity jsou typické pozitivní gradací v několika škálách, častá je amalgamace.

Mezi jednotlivými mechanismy a typy gravitačních proudů existuje genetická závislost a následnost. Pro jejich bližší určení je vhodné studovat vedle vnitřních textur (inverzní a normální gradace atd.) také textury vnější. Vedle častých proudových stop, ostrých erozních kontaktů a stop vlečení se podařilo zjistit deformované vtisky. Mají různou velikost a obvykle plamenitý tvar, kdy podložní pelitické sedimenty pronikají do nadložních hrubých klastik. V sesuvných blocích byly zjištěny některé prvky vnitřní stavby (vnitřní sešupinovatění, četné smykové plochy, zpříkřování intraklastů a vzácně i extraklastů směrem do nadloží, jejich nahromadění v čele jednotlivých skluzových šupin atd.), které svědčí pro různé stádium ztráty stability na

deltovém svahu (např. Massari 1984, Massari, Collella 1990 atd.). Objevení se i malého množství pelitických poloh v rámci hrubozrnných delt má velkou důležitost. Zvyšuje možnosti vzniku gravitačních svahových pochodů (Collella et al. 1987, Postma et al. 1988) a dovoluje, aby deltové kanály (koryta) pronikly do relativně velkých hloubek (Nemec 1990).

Zjištěná suknese v rámci studovaných profilů t.j. přechod od proximálních k mediálním a distálním sedimentům (FU sekvence), je vzhledem k posouzené mocnosti (asi 150 m) a srovnání s publikovanou mocností souvrství (kolem 3 km) vysvětlitelná nejspíše změnami v přínosu hrubé frakce (autocyklicita).

Z předložených výsledků je zřejmé, že naše interpretace se zčásti liší od existujících představ. Jedná se pouze o úvodní vstup do problematiky. Další podrobné zhodnocení odkryvů, spolu s určením jejich tektonické pozice by mohlo vést k analýze celého depozičního systému račických a lulečských slepenců.

#### Literatura:

Pro velký rozsah citované literatury odkazují především na práci :

Orton G.J., Reading H.G. (1994): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. - *Sedimentology* 40, 475-512. Amsterdam.

# KLASTICKÉ GRANÁTY A CHROMITY SPODNÍHO KARBONU MORAVY A JEJICH PROVENIENCE

## Clastic garnets and chromites from the Lower Carboniferous of Moravia and their provenance

Jiří Otava

ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words: clastic garnets and chromites, provenance, Moravosilesian Culm Basin, granulites, Lower Austrian Moldanubicum*

Abstract:

Considerations of the source rocks are based on the comparison of microprobe analyses of clastic garnets with a wide range (both in number and varieties) of garnets from various crystalline complexes of the Bohemian Massif.

The greywackes of the western and central parts of the Jeseníky and Drahaný Lower Carboniferous (Culm) yielded polymict mixture of clastic garnets. It is undoubtedly a reflection of extremely variegated and relatively large source area (note Fig. 2 and 3).

The garnets from greywackes of the easternmost part of the Jeseníky and Drahaný Culm (Upper Viséan, zones Go and G<sub>o</sub>) reveal quite different pattern (see Fig. 4 and 5). The garnet assemblage could be described as oligomict mixture of pyrope-almandines and grossular-pyrope almandines. The closest affinity with the above described clastic garnets was, so far, revealed in the garnets of small granulite bodies cropping out along the tectonic contact between the monotonous and variegated series of the Lower Austrian Moldanubicum (Waldviertel).

The similarity of the translucent heavy mineral and garnet assemblages between the Jeseníky and Drahaný parts of the Moravosilesian Upper Viséan (see the Tab. 2 and Figs.) proves the common source of the psammitic material in both parts (now separated) of the basin.

### Úvod

Předkládaná práce přináší výsledky analýz klastických chromitů a granátů drob spodního karbonu jižní části Drahanské vrchoviny doplněné analýzami granátů drob od Hostěradic u Miroslavi. U chromitů jde o první analýzy na elektronovém mikroanalyzátoru, proto jsou uvedeny ve formě tabulky. V případě granátů můžeme srovnávat se situací v jesenícké části moravskoslezského spodnokarbonského bazénu. Proto jsou analyzované vzorky porovnávány formou ternárních diagramů s oblastmi jeseníckého kulmu. Zajímavé je srovnání granátů drob a granátů ve valounech slepenců myslějovického souvrství. Z obecnějšího pohledu je způsob interpretace analýz velmi podobný tomu, který předvedl ve své práci Morton (1985).

I při poměrně malém množství lokalit a analýz je zřejmé, že trendy změn charakteru zdrojového materiálu psamitů (drob) jsou v jesenícké i drahanské části bazénu

analogické. Při obecně uznávaném a doloženém (např. Kumpera 1966) převážně podélném (JZ-SV) paleoproudění tedy v době sedimentace nemohla být drahanská část bazénu oddělena od jesenícké části bariérou zabráňující transportu materiálu.

### Chromity

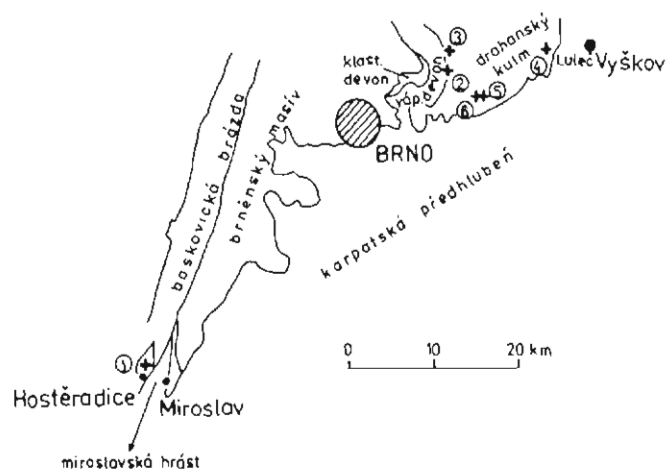
V myslějovickém souvrství, konkrétně v drobovém tmelu lulečských slepenců, popisují chromit již Štelcl a Svoboda (1962). Vzhledem k jeho nápadné podobnosti s magnetitem tenkrát ověřili chromit RTG analýzou a kvalitativní spektrální analýzou.

Minerály skupiny spinelu, tedy i chromit jsou velmi vyhledávanými a vhodnými objekty pro provenienční úvahy (viz např. Zimmerle, 1968).

V moravskoslezském kulmu jsou bohužel velmi vzácné, což zabráňuje jejich širšímu využití. Nicméně již z jejich pouhé přítomnosti pospolu s pyrop-almandiny zjevně granulitového typu naznačuje významné zastoupení granulitů a ultrabazik ve zdrojové oblasti.

Právě tato horninová asociace je velmi typická pro západomoravskou a rakouskou část moldanubika.

Na elektronovém analyzátoru CamScan 10000 byl Ing. Schamrovou a autorem analyzován klastický chromit z droby z lokality Ochoz 1109 - nad Hádeckým rybníkem, tedy těsně při kontaktu s vápenci macošského souvrství.



Obr. 1. Lokalizace analyzovaných granátů a chromitů - viz text

	1	2	3	4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.25	52.65	54.56	49.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.15	7.33	6.99	7.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.44	6.87	3.05	6.92
FeO	27.44	27.76	26.68	28.82
MgO	2.93	2.76	2.84	1.70
ZnO	0.00	0.53	0.40	0.41
suma	96.20	97.90	94.52	95.38

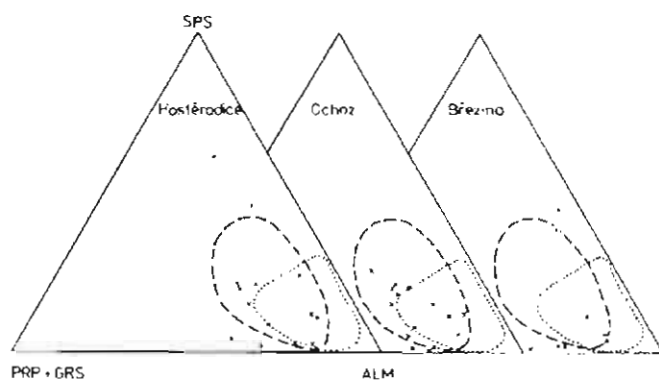
Tab. 1. Analýzy chromitů drob lokality Ochoz 1109 (2). Anal. Ing. M. Schamrová. VÚ ČSÚP Stráž p. Ralskem a autor

## Granáty

Analyzovány byly granáty drob z míroslavské hrásti (Hostěradice u Miroslavi, lok.1), z myslejovického souvrství zmíněné lokality Ochoz 1109 (lok.2), Březina 797 (lok.3) a z drobového tmele lulečských slepenců aktivního lomu Luleč (lok.4). Prezentovány jsou rovněž granáty granulitových valounů myslejovického souvrství z okolí Vítovického údolí, z nichž první náleží svrchní části račických slepenců (lok.6) a druhý je z kulovitěho valounu o průměru 200 cm z baze lulečských slepenců (lok.5).

### Interpretace výsledků, popis ternárních diagramů

Přiložené ternární diagramy dokládají dobrou

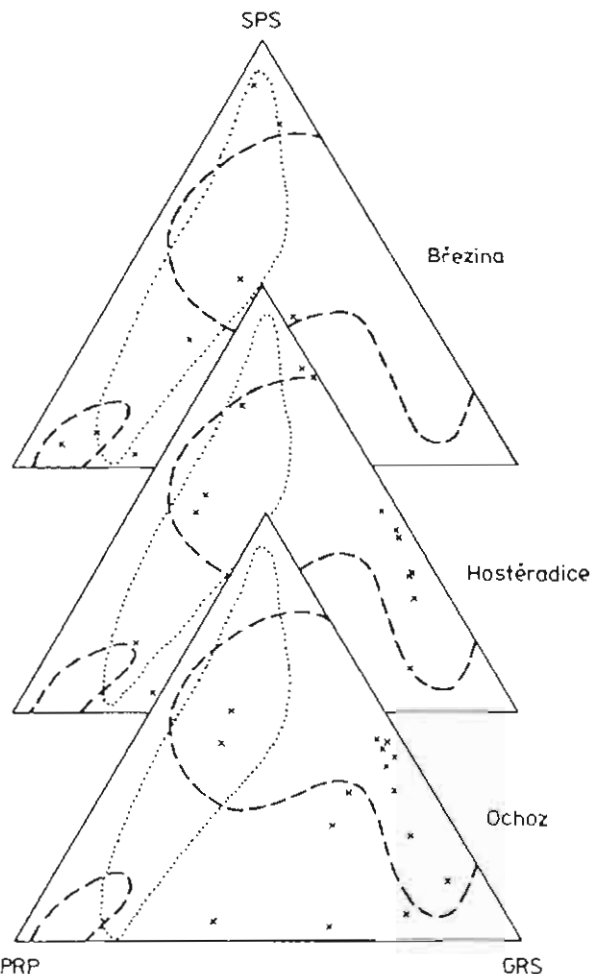


Obr.2. Srovnání chemismu granátů drob drahanského a jeseníckého kulmu. Čárkovaně hornobenešovské souvrství, tečkovaně sp. část moravického souvrství

shodu chemicky monotonní a homogenní asociace pyrop-almandinů z drobového tmele lulečských slepenců s poměry poblíž baze hradecko-kyjovického souvrství v Nížkém Jeseníku (Opavsko) i ve kře Maleníku. Tento typ granátů mají rovněž oba odebrané valouny z okolí hranice račických a lulečských slepenců myslejovického souvrství. Toto je dosti závažný rozdíl proti poměrům v jesenícké části pánve, kde ve většině případů mají valouny granátických hornin chemicky odlišné variety od granátů drobové matrix. Na rozdíl od jesenícké části bazénu tedy můžeme v drahanské části přinejmenším pro lulečské slepence myslejovického souvrství předpokládat shodné zdrojové horniny pro pselitickou i psamitickou frakci sedimentu.

Prezentované analýzy klastických granátů drobového tmele lulečských slepenců potvrzují již dříve zjištěnou (Otava 1988) materiálovou podobnost psamitů myslejovického souvrství Drahanské vrchoviny a hradecko-kyjovického souvrství Nížkého Jeseníku z hlediska srovnání průsvitné těžké frakce.

S výjimkou drobového tmele lulečských slepenců všechny zbývající lokality vykazují poměrně pestrou škálu granátových variet. Takové poměry jsou na severní Moravě srovnatelné s drobami nižší části moravického souvrství, event. i s hornobenešovským souvrstvím (viz



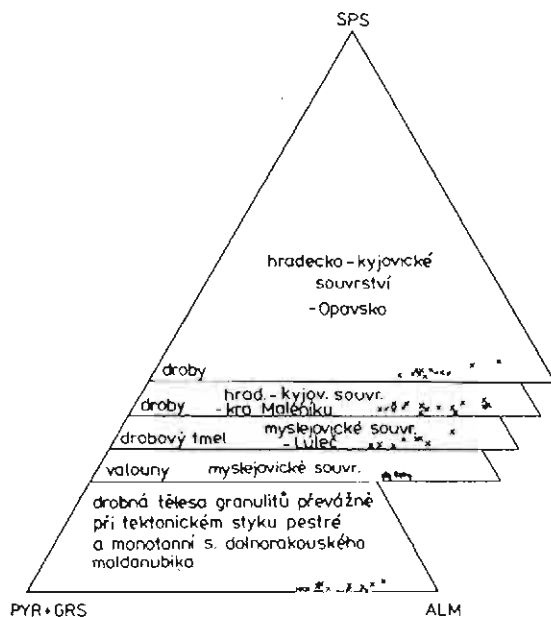
Obr. 3. Vysvětlivky dtto Obr.2

### Porovnání asociací a některých vybraných parametrů:

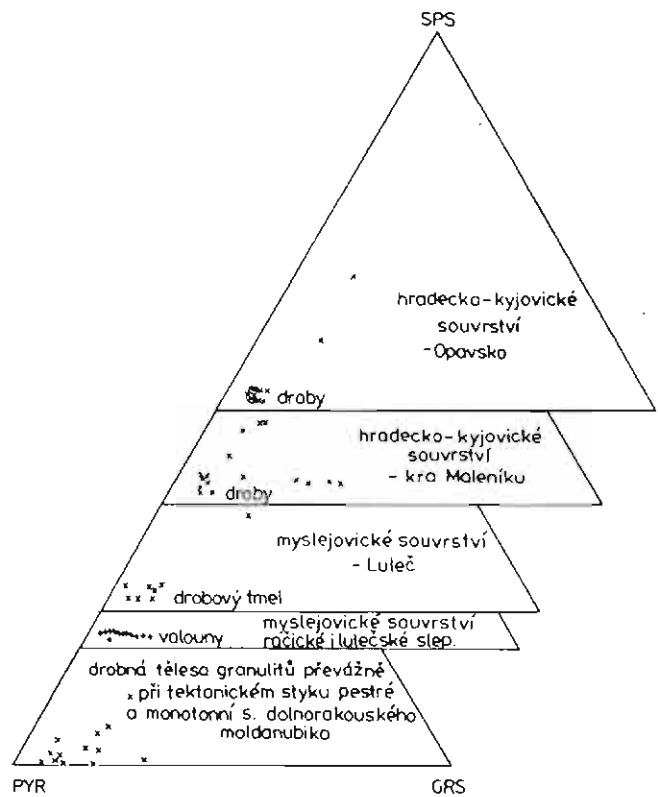
sv. visé. Goy.	granát %/ol	zirkon	apatit	rutil	turm.	ZTR index	O/I	I prox.	purpur. zirkony
N Jeseník	79,5	10,2	6,6	0,5	1,4	11,7	2,29	4,47	3%
Drahanská v.	83,4	7,3	5,8	0,7	1,1	9,7	2,43	5,29	4%

Tab 2 Vysvětlení zobrazených indexů: ZTR- index zralosti (maturity index), součet obsahů ultrastabilních minerálů zirkonu, turmalinu a rutulu. O/I- poměr oválných ku idiomorfním zirkonům. I prox. = index proximality udávající poměr zastoupení těžkých minerálů vystupujících v relativně větších zmech ku minerálům vyskytujícím se v relativně drobnějších zmech. purpur zirkony- v % vyjádřen podíl lokalit (analýz), v nichž byla zastižena purpurová varieta zirkonu

ternární diagramy). Množství vzorků nedovoluje vyvozovat definitivní názory a výsledky zatím pouze naznačují, že změna zdrojového materiálu během sedimentace jeseníckého spodního karbonu dokumentovaná zde mj. změnou charakteru asociací klastických granátů i celé průsvitné těžké frakce, proběhla v drahanském sedimentačním prostoru během depozice spodní části myslejovického souvrství. Na rozdíl od jesenícké části bazénu se zde změna odráží jen uvnitř asociací klastických granátů. Samotné analýzy těžké frakce tuto změnu neodhalují, neboť celé myslejovické souvrství se jeví z hlediska průsvitné těžké frakce jako homogenní s výrazně dominujícími granáty.



Obr. 4. Srovnání chemismu klastických granátů kulmu a některých zdrojových hornin



Obr. 5. Srovnání klastických granátů kulmu jesenícké a drahané části bazénu s granáty některých zdrojových hornin

### Úvahy o provenienci

Vyjádřit se konkrétněji ke zdrojovým oblastem a horninám západojesenického a západodrahanického kulmu je prozatím velmi obtížné. Z pestré asociace klastických granátů je jisto pouze to, že došlo ke smíšení velmi široké škály zdrojových hornin.

V případě východodrahanického kulmu (lulečských slepenců) a jak je zřejmé z ternárních diagramů i východojesenického kulmu (hradecko-kyjovického souvrství) snad můžeme být poněkud odvážnější. Opravňují nás k tomu dosti oligomiktří specifické soubory pyrop-almandinů až grosulár-pyrop-almandinů pravidelně (a dosud vlastně bez výjimky) nacházené v drobách svrchnoviséské stáří (Goα a Goβ). Po zhodnocení mnoha set analýz granátů nejrůznějších horninových typů v Českém masivu můžeme konstatovat, že obecně nejpodobnější složení granátů mají některé granulity moldanubika. S výjimkou granulitů miroslavské hrásti však mají ke klastickým pyrop-almandinům drob

daleko blíže granáty granulitů dolnorakouského Waldviertelu nežli granáty moravských granulitů.

Díky hojným publikovaným analýzám v pracích rakouských geologů (Scharbert 1964, Kurat, Scharbert 1974, Fuchs, Scharbert 1979 aj.) bylo možné ještě více upřesnit podobnost klastických granátů drob s granáty jednotlivých typů granulitů Waldviertelu. Velmi podobný až identický chemismus s popisovanými klastickými pyrop-almandiny mají především granáty drobných granulitových těles při tektonickém styku monotonní a pestré série dolnorakouského moldanubika (Fuchs, Scharbert 1979). Velmi blízké složení mají rovněž některé granulity pararulových sérií Waldviertelu a rovněž drobná granulitová tělesa u St. Leonardu, Wieselburgu a Yspertalu jižně od Dunaje (Scharbert 1964).

Podle rakouských geologů (Fuchs, Scharbert 1979) chybí těmto "drobnějším granulitovým masívům" plášťový materiál, z čehož je vyvozován jejich vznik v poněkud vyšších úrovních.

#### Literatura:

- Fuchs G., Scharbert H. G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese.- Verh. Geol. B-A. 2, 29-49. Wien.
- Kumpera O (1966): Pohyb materiálu a nástin faciálního vývoje svrchního visé na Moravě a ve Slezsku.- Sbor. věd. Práci Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol. XII, 1, 31-50, Praha.
- Kurat G., Scharbert H.G. (1972): Compositional zoning in garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massiv of Lower Austria, Austria.- Earth Planet. Sci. Letters, 16, 379-3387. Amsterdam.
- Morton A.C. (1985): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea.- Sedimentology, 32, 553-566, Amsterdam.
- Otava J. (1988): Význam těžkých minerálů pro paleogeografii a litofaciální analýzu východního okraje Českého masivu.- Kand. disert. práce. MS Přírodověd. fak. KU. Praha.
- Scharbert H. G. (1964): Die Granuliten des sudlichen niederösterreichischen Moldanubikums II. und III.- N.Jb.Min.Abh., 101, 27-66, und 210-231, Wien.
- Štelcl J., Svoboda L. (1962): Petrografická studie kulmských sedimentů Drahané vysočiny. (Těžké minerály kulmských drob.) - Folia Fac.Sci.Nat.Univ.Purk.brun., III/1, 1-50, Brno.
- Zimmerle W. (1968): Serpentine graywackes from the North Coast basin, Colombia, and their geotectonic significance.- N.Jb.Mineral.Abh. 109, 1/2, 156-182, Stuttgart.

# MIKROTERMOMETRICKÉ STUDIUM ŽILNÉ MINERALIZACE V KULMU U DOMAŠOVA NAD BYSTRICÍ

Microthermometric study of the vein mineralization in the Culm  
near Domašov nad Bystřicí (Nízký Jeseník Highland)

(25-11, Hlubočky)

<sup>1,2</sup>Marek Slobodník, <sup>2</sup>Philippe Muchez, <sup>2</sup>Willy Viaene

<sup>1</sup>Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, <sup>2</sup>Afdeling Fysico-chemische geologie, Kath. Universiteit Leuven, Celestijnenlaan 200C, B-3001 Leuven-Heverlee, Belgie

*Key words: microthermometrics, fluids, Culm*

Hydrotermální žilná mineralizace se objevuje na mnoha lokalitách (i dříve těžných malých ložiskách) ve spodnokarbonských horninách Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. Přesnější metalogenetické vazby a stáří této mineralizace, v níž převládá křemen, karbonáty a Cu-Pb-Zn sulfidy, zůstávají pro nedostatek exaktnějších údajů nedořešeny.

Analogickou mineralizaci v kulmu na Dražanské vrchovině studovala Češková (1978). Mineralizaci označuje jako zřetelně epigenetickou, s výraznou vazbou na křehké tektonické struktury. Tektonické přírodní dráhy byly využity pro migraci vodných nízko- až středněteplotních roztoků. Podle modelového stáří olova (Legierski 1973) je vznik rudních minerálů datován na rozhraní perm-trias?, avšak může být i starší (karbon-perm, Češková 1978). Nejvýznamnějšími výskyty s mineralizací tohoto typu se v Oderských vrších zabýval Losert (1957). Přehledně jsou tyto výskyty z karbonických souvrství popsány u Bernarda et al. (1981), který je označuje jako nekyzovou polymetalickou asociaci. V práci tohoto autora z r. 1991 (Bernard 1991) jsou tyto mineralizace uvedeny společně s výskyty ze svratecké klenby moravika (Štěpánovský revír) a dalšími (Jihlava, Rudolfovo, Stará Vožice, ap.), pod skupinou spodnopermských žil se sulfidickou Pb-Zn-Cu-Ag mineralizací chudou na Fe sulfidy.

Několik vzorků karbonátové mineralizace z lomu v Domašově nad Bystřicí bylo podrobena mikrotermometrické analýze za účelem zjištění teplotních parametrů a geochemického typu hydroterm, z nichž mineralizace krystalovala.

Oblast Domašova a povodí řeky Bystřice v prostoru výchozu moravického souvrství je známa mnoha drobnými výskyty hydrotermálních mineralizací (Zimák 1994). Z Domašova je z kulmských drob popisován kalcit, křemen, galenit (Burkart 1953) a dále ankerit, chalkopyrit, pyrit a sfalerit (Krut'a 1966).

Pro mikrotermometrickou analýzu byl použit křemen a kalcit z žilné výplně s chloritem. Žluto-oranžová katodoluminiscence u kalcitu podporuje zjištění jeho železnatého charakteru testovaného barvicími zkouškami (tmavě fialová barva po aplikaci roztoku ferokyanidu draselného s alizarinem S). Tato jeho luminescence dobře kontrastuje s křemenem bez luminescence, který se v této asociaci jeví jako starší. Na inkluzích byly měřeny teploty  $T_H$ ,  $T_F$ ,  $T_{FM}$  a  $T_M$ . Velikost velké většiny inkluzí se pohybovala mezi 5 mm a 22 mm.

V křemenu byly zjištěny jednofázové inkluze typu

L (pouze s kapalinou) rozložené paralelně s růstovými zónami křemene a představují tak primární inkluze, které obsahují fluida, z kterých křemen krystaloval. Tento typ svědčí o teplotách vzniku inkluze  $T_T \sim 50^\circ\text{C}$  (Reynolds-Goldstein 1990). Pouze u jedné inkluze se po umělém porušení těsnosti, zahříváním při  $300^\circ\text{C}$  po dobu 10 hodin, za vzniku bubliny podařilo změřit teplotu tání poslední pevné fáze  $T_M = -11.6^\circ\text{C}$ , kterou byl led. Tato teplota nasvědčuje, že jde o inkluzi se střední salinitou přibližně 15.5 váh% ekv. NaCl podle Bodnara (1993).

Ostatní inkluze v křemenu byly dvoufázové, tvořené kapalinou a plynem (typ L+V) a byly rozmístěny podél mikrotrhlin, což by naznačovalo jejich sekundární původ. Tyto inkluze poskytly velmi výrazný soubor teplot  $T_H$ , které se pohybují v širším rozmezí  $130^\circ\text{C}$  až  $210^\circ\text{C}$ , a  $T_{FM}$ , které dávají velmi úzké pásmo teplot mezi  $-2.9^\circ\text{C}$  a  $-4.1^\circ\text{C}$ .

Vzorky kalcitů obsahovaly také jednofázové inkluze typu L. Bohužel nejsou přítomna jednoznačná kritéria pro jejich genetické zařazení. Po zahřátí a ochlazení vzorku, když se objevila plynná fáze, mohly být měřeny potřebné teplotní parametry. Teplota  $T_M$  se nejčastěji pohybuje v rozmezí  $-16.4^\circ\text{C}$  a  $-20.0^\circ\text{C}$ , což ukazuje spíše na vyšší salinitu fluida a odpovídá salinitě 19.7 až 22.3 váh% ekv. NaCl. Fluida náleží k systému  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ . Přítomnost tohoto systému naznačují teploty  $T_{FM}$ , které se pohybují okolo  $-52^\circ\text{C}$ .

U dvoufázových inkluzí kalcitu pozorujeme podobnost značného množství hodnot s údaji měřeními na sekundárních inkluzích v křemenu. Teploty homogenizace  $T_H$  mají téměř stejné široké rozmezí od  $110^\circ\text{C}$  po  $190^\circ\text{C}$  a teploty  $T_M$  konstantní hodnoty mezi  $-3.7^\circ\text{C}$  a  $-2.8^\circ\text{C}$ .

V křemenu i kalcitu byla zjištěna ještě třetí skupina inkluzí (L+V), které se vyznačují velmi vysokou salinitou, kterou indikují hodnoty  $T_M$  mezi  $-33^\circ\text{C}$  a  $-23^\circ\text{C}$ . Teplota homogenizace  $T_H$  se pohybuje od  $50^\circ\text{C}$  do  $140^\circ\text{C}$ . Vzhledem k malému počtu měření na tomto typu inkluzí a doposud žádným informacím o jejich genetickém postavení není možné specifikovat jejich vztah k ostatním inkluzím a minerálům.

## Interpretace měřených dat

Křemen krystaloval z nízkoteplotních fluidů o teplotě okolo  $\sim 50^\circ\text{C}$  vykazujících střední salinitu ( $\sim 15$  váh% ekv. NaCl). Kalcit krystaloval z fluidů s podobnými nízkými teplotami. Systém uzavřený v jednofázových

inkluzích v kalcitu náleží k systému  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  se salinitou 19.7 až 22.3 váh% ekv. NaCl.

Podle téměř stejných hodnot pro dvoufázové inkluze v křemenu (znaky sekundárních inkluzí) i kalcitu, můžeme odhadovat, že tyto vznikly v obou případech uzavřením mladších fluid, které cirkulovaly puklinami až po vykrystalování studovaných minerálů. Tato fluida měla nízkou salinitu, okolo 5 váh% ekv. NaCl. Protože u křemene nedochází snadno ke změně objemu inkluze

jejím roztažením (deformací), a tím k ovlivnění teploty homogenizace  $T_{hp}$ , je možné u tohoto systému fluid uvažovat jejich proměnlivou teplotu během tvorby sekundárních inkluzí.

Několik generací a typů fluidních inkluzí v minerálech, jak se s ním setkáváme v tomto případě, je typický jev pro hydrotermální minerály, které prošly společně s horninami složitějším geologickým vývojem.

#### Literatura:

- Bernard J.H. (1991): Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian Massif.- UÚG Praha.  
 Bernard J.H. et al.(1981): Mineralogie Československa. - Academia, Praha.  
 Bodnar R.J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  solutions. - Geochim. cosmochim. Acta, 57, 683-684. Oxford.  
 Burkart E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. - ČSAV, Praha.  
 Češková L.(1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masivu. - Folia přírodověd. Fak. Univ. J.E.Purkyně v Brně, Geol., XIX, 3, 5-101. Brno.  
 Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. - Mor. Muz., Brno.  
 Legierski J. (1973): Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif. - Čas. Mineral. Geol., 18, 1, 1-24. Praha.  
 Losert J. (1957): Ložiska a výskyty oloveno-zinkových rud v severomoravském kulmu.- Rozpr. ČAVU, 67, 4, 1-61. Praha.  
 Reynolds J.-Goldstein R.(1990): Systematics of fluid inclusions in authigenic minerals and applications in a sedimentary basin analysis. - Short course at the University of Manchester, 83p.  
 Zimák J. (1994): Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice (kulm Nížkého Jeseníku). - Geol. výzk. Mor. Slez. v r.1993, 69-70. Brno.

## VÝSLEDKY PETROLOGICKÉHO VÝZKUMU KLASTICKÝCH SEDIMENTŮ SPODNÍHO KARBONU VE VOJENSKÉM VÝCVIKOVÉM PROSTORU BŘEZINA (STŘEDNÍ MORAVA)

Results of petrological research of elastic sediments of the Lower Carboniferous in the military training area at Březina (central Moravia)

(24-41, Vyškov; 24-23, Protivanov)

### Jindřich Štecl

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

*Key words: Drahaný Upland, graywackes, siltstones, mineral and chemical composition*

V souvislosti se studiem obsahu přirozených radioaktivních prvků v sedimentárních horninách spodního karbonu Drahanské vrchoviny bylo v letech 1991-1994 prováděno petrografické a základní geochemické zhodnocení podloží vojenského výcvikového prostoru Březina, sloužícího pro potřeby výuky posluchačů Vysoké vojenské školy pozemního vojska ve Vyškově a patřícího vzhledem k jeho nepřístupnosti k doposud nejméně prozkoumaným částem drahanského paleozoika. Jedny z posledních podrobnějších petrografických výzkumů uskutečnil v této oblasti již v šedesátých letech Štecl (1960, 1962), Štecl, Schmidt (1963, 1966) a Štecl, Svoboda (1962).

Současné práce byly orientovány na stanovení kvantitativního látkového složení, chemismu a stavebních znaků dominantních horninových typů dané oblasti - drob, prachoveců a prachovitých břidlic, u nichž bylo na přibližně 300 výchozech gamaspektrometricky zjišťováno zastoupení Th, U a K a ověřovány vzájemné korelace (Štecl, Surý, Navrátil, v tisku).

Vojenský výcvikový prostor (VVP) Březina se

nachází na východním okraji Drahanské vrchoviny na ploše zhruba 200 km<sup>2</sup>. Jeho severní hranici tvoří silnice E 18, spojující Prostějov a Boskovice. Jižní omezení leží přibližně na linii Rychtářov-Radslavice-Zelená Hora, západní je dáno spojnici Rychtářov-Studnice-Drahaný-Malé Hradisko. Východní ukončení VVP odpovídá přirozené hranici Drahanské vrchoviny na jejím přechodu do oblastí Vněkarpatských sníženin.

Z geomorfologického hlediska je studované území součástí Konické vrchoviny a představuje jeden z bloků jihovýchodního okraje Českého masivu. Uvedená část Drahanské vrchoviny se vyznačuje klenbovitou stavbou s některými typickými rysy, mezi něž patří podle Štecla (1964) mj. radiální uspořádání říční sítě, okrouhlý tvar púdorysu, zakřivení svahů a plochá vrcholová část o nadmořské výšce kolem 550 m s plošinatým až pahorkatinným reliéfem. Východní část VVP se rozpadá na řadu šupinovitě orientovaných ker ukloněných směrem k jeho okraji. Kry mají často klínovitý tvar, klínovitě do sebe zapadají, popř. jsou okrouhlé (Hrádek 1983).

Geologicky je sledovaný VVP hudován až 3000

metrů mocným sedimentárním komplexem spodnokarbonského stáří, reprezentovaným protivanovským, rozstáňským a myslějovickým souvrstvím. Zatímco v rámci protivanovského souvrství dochází ke střídání břidlic, prachovců a velmi jemnozrnných drob s droby hrubozrnnějšími, vyznačují se rozstáňské a myslějovické souvrství vzájemnými přechody aleuropelitů do velmi jemnozrnných až středně zrnitých drob a hrubozrnných a nevytříděných slepenců (Dvořák 1963, 1965, 1966, 1977, Dvořák, Freyer 1965, 1968). Z jednotlivých hominových typů mají v rámci VVP dominantní zastoupení droby a aleuropelity, zatímco slepence jsou přítomny jen výrazně menším podílem.

**Droby** jsou v rámci VVP Březina rozšířeny zejména v jeho jižní části. Stratigraficky jde o tzv. droby brodecké a droby vytvářející pruhy uvnitř pásma račických a lulečských slepenců (Štelcl 1962, Dvořák 1963). Tyto horniny jsou makroskopicky jemnozrnné až středně zrnité, masívní, většinou bez zřetelné vrstevnatosti. Mají světle šedou až modrošedou barvu, která postupně nabývá větráním hnědavých, vzácněji pak i zelenavých odstínů. Na základě velikosti součástí klastické složky lze v nich v souladu s již dříve publikovanými literárními údaji (viz např. Mitevová-Hůlková 1961, Štelcl ml. 1985) strukturně rozlišit tři hlavní typy:

a) Středně zrnité droby s hrubě zrnitou psamitickou strukturou. Převážná většina součástí má velikost od 0,5 do 1, 5 mm;

b) Středně zrnité droby se středně zrnitou psamitickou strukturou a velikostí součástí od 0,1 do 0,6 mm;

c) Jemnozrnné droby se středně zrnitou psamitickou strukturou. Jednotlivé součásti se vyznačují velikostí od 0,04 do 0,3 mm.

V odkryvech bývají droby často rozpukány, přičemž pukliny jsou ve většině případů rovné, hladké a s výjimkou ojediněle se vyskytujících nespojitých kalcitových povlaků neobsahují zpravidla další minerální výplň.

Mikroskopicky jsou popisované droby složeny převážně z **křemene**, **plagioklasu** (albit-oligoklas), **draselného živce** (ortoklas, ojediněle mikroklin), **chloritizovaného biotitu**, **muskovitu**, **chloritu**, **akcesorických minerálů** (granát, zirkon, apatit, opakní minerály, turmalín, rutil, epidot, staurolit), **úlomků hornin** (žulové porfyry, palcoryolity, ojedinělé granity, resp. granodiority, pískovce, droby, prachovité břidlice, rohovec, sericitické břidlice, kvarcity, fylity, svory a ruly) a **pojiva** (bazální až pórové, polymiktního charakteru, složené z křemene, živců, lupínků sericitu, chloritu a proměnlivého podílu kalcitu) (viz tab. 1).

Z hlediska látkového složení odpovídá převážná většina studovaných vzorků drob klasifikačně drobům křemenným. Jen menším podílem jsou zastoupeny droby živcové, zjištěné jednak ve střední a zejména pak v jižní části VVP Březina, zatímco přítomnost drob litoklastických nebyla petrografickým studiem potvrzena.

**Aleuropelity** jsou ve sledované horninové asociaci reprezentovány tmavě šedými až černošedými

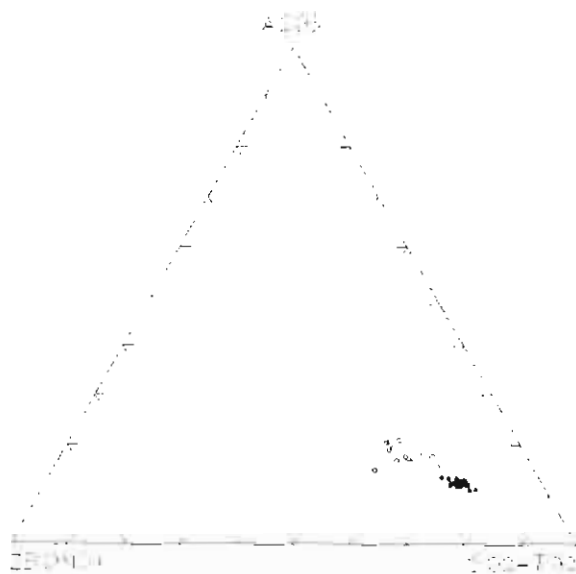
VZOREK Č.	1	3	47	48	59	75	78	88	107	121	213	250
Křemen	252	251	237	319	275	288	323	235	305	329	302	332
Plagioklas	129	116	118	133	127	131	170	108	139	125	233	148
K-živec	134	118	89	53	104	85	52	208	134	64	194	106
Muskovit	28	28	24	22	23	29	52	37	31	83	12	30
Biotit	29	19	23	19	11	20	46	40	18	49	40	39
Chlorit	55	42	33	27	24	35	44	25	28	55	40	20
úločky hornin	92	28	99	70	157	99	23	83	113	55	39	93
Pojivo	285	323	382	342	298	308	263	249	210	192	127	193
Akcesorie	16	25	15	15	08	05	27	15	28	48	13	39
Kalcit	00	00	00	00	13	00	00	00	00	00	00	00
<b>Četnost</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>

Tab.1 Kvantitativní látkové složení vybraných vzorků drob VVP Březina (1-Vyškov, 3-Jandova bouda, 47-Repešský žleb, 48-Bousinský žleb, 59-Žbánovský žleb-kamenolom, 75-Drahany, 78-Starý Plumlov, 88-Prostějovičky, 107-Hrancný žleb, 121-Myslejovice-přehrada, 213-Vápenný žleb, 250-údolí Velké Haně)

prachovitými břidlicemi resp. prachovci, nabývajících zvětráním hnědavých až zelenavě hnědých odstínů. Mají mikrovrstevnatou až vrstevnatou texturu a aleuriticko-pelitickou až peliticko-aleuritickou strukturu. Na některých vzorcích lze již makroskopicky pozorovat vzájemné střídání tmavších pelitických a světlejších aleuritických poloh.

Minerální složení popisovaných hornin bylo zjišťováno mikroskopicky a následně ověřováno RTG-analýzou. Z výsledků vyplývá, že k hlavním minerálům uvedených hornin patří křemen a muskovit (sericit), k nimž v případě jednotlivých vzorků přistupuje chlorit (pennin- kličochlor), kyselý plagioklas (albit-oligoklas) a sporadicky zastoupený biotit. Zatímco fylosilikáty se uplatňují převážně v pelitické složce horniny, křemen společně s plagioklasem a vzácnějšími rudními zrnky (včetně drobných lupínků sericitu, chloritu a chloritizovaného biotitu) skládá partie mající spíše charakter aleuritický.

Chemické složení drob, prachovitých břidlic a prachovců bylo stanoveno kvantitativně silikátovými analýzami. Jak vyplývá z jejich výsledků, vyjádřených graficky v klasifikačním diagramu  $SiO_2+TiO_2-Al_2O_3$ -zbytvající oxidy (Kukal 1971), nejsou mezi jednotlivými



Obr. 1 Grafické vyjádření kvantitativního chemického složení analyzovaných vzorků drob, prachovců a prachovitých břidlic VVP Březina. Prázdné kroužky - břidlice, plné kroužky - droby

analyzovanými vzorky obou horninových typů výrazněji rozdíly (obr. 1). Z chemického hlediska je tak lze charakterizovat jako kyselé až intermediární horniny s převahou  $K_2O > Na_2O$ ,  $FeO > MgO$  a  $Na_2O + K_2O > CaO$ . Z celkově shodného chemismu je možné usuzovat, že na

jejich složení se podílí materiál pocházející z jedné zdrojové oblasti, jejíž charakter se v průběhu sedimentačního procesu v podstatě neměnil.

#### Literatura:

- Dvořák J. (1963): Stratigrafie devonu a spodního karbonu. - Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, M-33- XXIX, 83-91, Praha.
- Dvořák J. (1965): Stratigrafické a faciální zhodnocení paleozoika Dražanské vysočiny. - MS, Geofond Praha.
- Dvořák J. (1966): Zpráva o řešení stratigrafie spodního karbonu v kulmském vývoji na Dražanské vrchovině. - Zpr. geol. Výzk. v R. 1964, 182-185, Praha.
- Dvořák J. (1977): The Lower Carboniferous of Moravia. - Symposium of Carboniferous Stratigraphy, 193-204, Praha.
- Dvořák J., Freyer G. (1965): Der heutige Stand der Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Unterkarbons (Dinant) im südlichen Teil der Dražaner Höhe (Mähren). - Geologie, 14: 404-419, Berlin.
- Dvořák J., Freyer G. (1968): Das Paläozoikum im mittleren Teil der Dražaner Höhe (Mähren). - Geologie, 17: 703-719, Berlin.
- Hrádek M. (1983): Základní strukturně-geomorfologické rysy reliéfu Dražanské vrchoviny. - Sbor. prací GÚ ČSAV, 1: 229-252, Brno.
- Kukal Z. (1971): Chemical Composition of the Bohemian Cambrian Sandstones and its Environmental Significance. - Geochemie, Geochemical Methods and Data, 1: 59-88, Praha.
- Mitevová-Hůlková J. (1961): Litologická charakteristika území mezi Lipovou, Protivanovem, Dražany, Žarovicemi a Stínavou. MS, PpF UJEP, Brno.
- Štelcl J. (1960): Petrografie kulmských slepenců jižní části Dražanské vysočiny. - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., I/1: 1-103, Brno.
- Štelcl J. (1962): Přehled petrografie kulmu Dražanské vysočiny. - Acta Musei Silesiae, A, 11: 113-125, Opava.
- Štelcl J., Schmidt J. (1963): Příspěvek k petrografii a sestavení spodnokarbonských břidlic Dražanské vysočiny. - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., IV/3: 3-44, Brno.
- Štelcl J., Schmidt J. (1966): Příspěvek k poznání basicity a srůstů plagioklasů kulmských drob Dražanské vysočiny. - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., VII/2: 1-19, Brno.
- Štelcl J., Svoboda L. (1962): Petrografické studie kulmských sedimentů Dražanské vysočiny (Těžké minerály kulmských drob). - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., III/1: 3-40, Brno.
- Štelcl J. ml. (1985): Příspěvek k petrologii a chemismu spodnokarbonských drob Dražanské vrchoviny a paleozoického fundamentu v podloží karpatské předhlubně. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., 15, 1: 47-86, Brno.
- Štelcl J., Surý J., Navrátil O. (v tisku): The study of the dependence of natural radioactive elements' content and distribution in sedimentary rocks of the military training area at Březina (Central Moravia). - Acta Univ. Palack. Olom., Olomouc.
- Štelcl O. (1964): Geomorfologické poměry jihozápadní části Dražanské vrchoviny. - Sbor. ČSSZ, 67, 1: 21-45, Praha.

## VALOUNY VULKANITŮ Z KULMSKÝCH SLEPENCŮ: PRAVDĚPODOBNÁ GEOTEKTONICKÁ POZICE A MOŽNÉ ZDROJOVÉ OBLASTI VULKANITŮ

Pebbles of volcanic rocks from the Culm conglomerates:  
probable geotectonic position and possible source areas of volcanics

<sup>1</sup>Alice Tomášková, <sup>2</sup>Antonín Přichystal

<sup>1</sup>ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno, <sup>2</sup>Katedra geologie a paleontologie PpF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno,

*Key words: conglomerates, Lower Carboniferous, pebbles of volcanics, source area*

#### Abstract

Analyses of pebble associations from Moravian Culm conglomerates showed that the number of volcanic pebbles decreased and the number of plutonites increased to the youngest formations. There is a great difference in occurrence of pyroclastic rocks between the Dražany (2%) and Nizký Jeseník (32%) Highlands. The pebbles of volcanic rocks rank from acid to intermediate volcanics of calc - alkali association. As is the geotectonic setting concerned, the studied volcanites show distribution of trace elements similar to the rocks of volcanic arcs. The volcanites were compared with the Eisgarn granite from Litschau area in Austria and Koźmice granodiorite from Poland.

Otázka zdrojové oblasti kulmských slepenců byla v literatuře již mnohokrát diskutována ( Štelcl 1960, 1969, Dvořák, Maštera 1974, Otava 1985, 1988, Zapletal 1988, 1989).

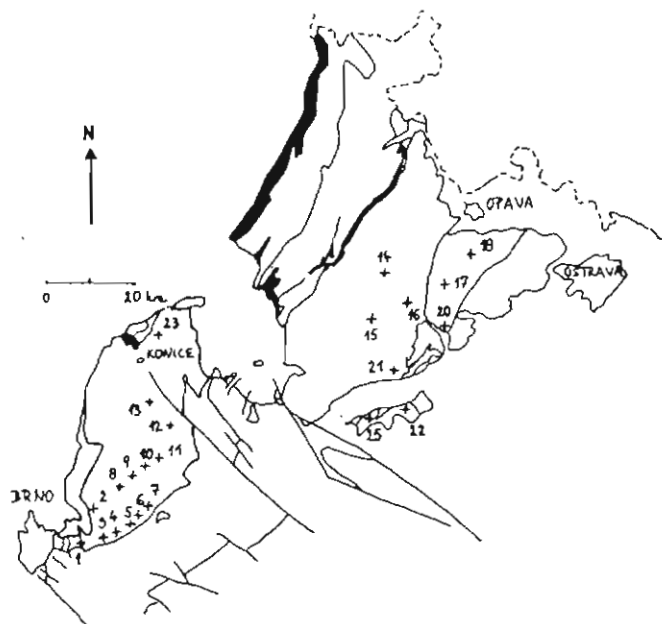
V příspěvku jsou shrnuty hlavní výsledky studia valounů vulkanitů ze svrchnovisetských slepenců moravskoslezské oblasti.

Výzkum valounového složení středně až hrubozrnných slepenců spodního karbonu byl

soustředěn do jv. části Dražanské vrchoviny a do v. části Nizkého Jeseníku (obr.1).

Bylo studováno 13 lokalit na Dražanské vrchovině (myslejovické souvrství, hrubozrnné račické a lulečské slepence) a 10 lokalit v Nizkém Jeseníku (moravické a hradecko - kyjovické souvrství, středně až hrubozrnné slepence tvořící přiměs v drobnozrnných slepencích). Valouny byly separovány přibližně z 1 m<sup>3</sup> slepence, velikost valounů vulkanitů se pohybovala v rozmezí 6

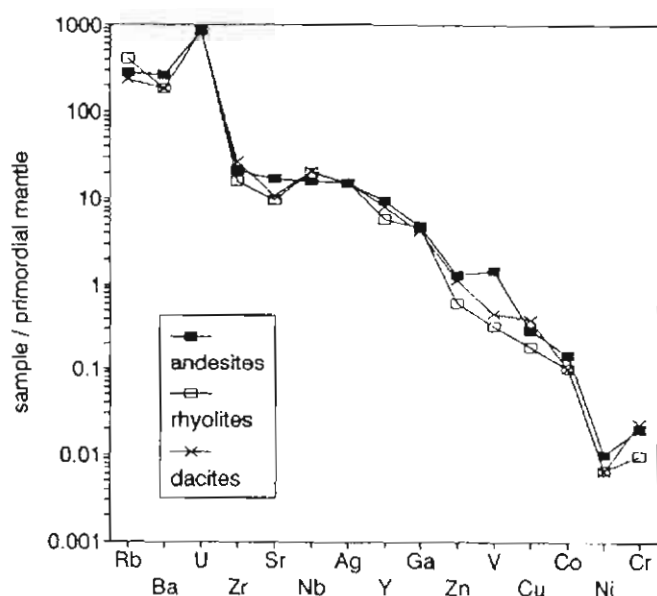




Obr. 1. Studované lokality  
Fig.1. Studied conglomerates with the number of locality - 13 cm (nejdelší osa). Tyto měly vysoký stupeň zaoblení některé byly intenzívně alterované.

Kromě vulkanitů a plutonitů se ve slepencích nacházejí i valouny metamorfitů a sedimentů, metamorfity převládají. Na rozdíl od Dražanské vrchoviny nebyly ve slepencích Nízkého Jeseníku nalezeny valouny granulitů. Výsledky valounových analýz ukazují, že procentuální zastoupení vulkanitů klesá směrem do nadloží na rozdíl od plutonitů, jejichž zastoupení směrem do nadloží roste. Podíl metamorfitů ve valounech je nižší na lokalitách Nízkého Jeseníku než na Dražanské vrchovině. Celkově převažuje nestabilní materiál a tento je více zastoupen na lokalitách Dražanské vrchoviny.

Rozdíly jsou v zastoupení pyroklastického materiálu: zatímco na Dražanské vrchovině tvoří pyroklastika pouze 2 % vulkanického materiálu, v

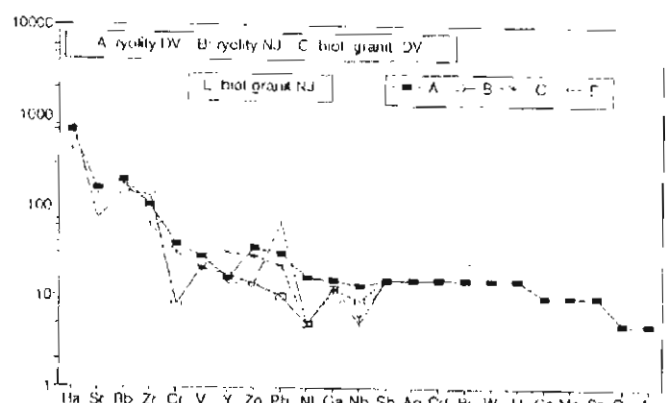


Obr. 2. Zastoupení některých stopových prvků ve vulkanitech, normalizováno dle složení pláště ( Taylor - Mc Lemman 1981)  
Fig.2. Distribution of some trace elements in the volcanics, normalized to the primordial mantle composition (after Taylor - Mc Lemman 1981)

Nízkém Jeseníku je to 32 %. Největší množství pyroklastik bylo nalezeno v hradecko - kyjovickém souvrství Nízkého Jeseníku.

Makroskopicky jsou valouny vulkanitů černo - zelené až šedé horniny s nápadnými vyrostlicemi křemene, živců a biotitu. Porfyrické typy převažují nad stejnoměrně zrnitými. Na základě minerálního složení a chemismu byly studované vulkanity rozděleny do 7 skupin, a to na andezity (převažují), trachyandezity, ryodacity, trachydacity, dacity, ryolity a odvozená pyroklastika. Ve skupině dacitů byly dále vyděleny dacity s křemenem, ve skupině andezitů biotitové, živcové, amfibolové a pyroxenové andezity. Kromě intenzívně alterovaných vulkanitů byly nalezeny i téměř nepřeměněné typy.

Z trvaných horninotvorných minerálů

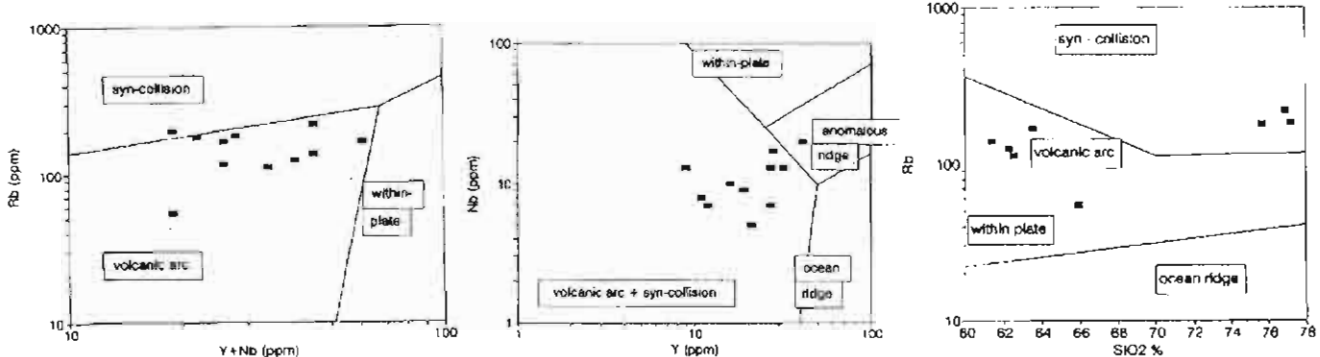


Obr.3: Obsahy stopových prvků ve valounech kyselých plutonitů a vulkanitů z kulmských slepenců  
Fig.3: Trace element distribution in pebbles of acid plutonites and volcanics in the Culm conglomerates

převažoval biotit, amfibol a pyroxen byly identifikovány vzácně. Akcesorické minerály zastupoval apatit, zirkon, rutil a vzácný titanit.

Ve skupině pyroklastik byly rozlišeny litokrystalové, krystalovitické, vitrické, karbonatizované a silicifikované popelové tufy ryolitu, litokrystalové tufy trachyryolitu a andezitu, andezitové a dacitové vulkanické brekcie, krystalové tufy andezitu. Různé variety pyroklastik reprezentují kyselý terestrický vulkanismus. Některé tufy mají znaky spékání a představují tak přechodné horniny mezi tufitem a tufolávou. Na některých lokalitách v Nízkém Jeseníku bylo nalezeno i devitifikované vulkanické sklo a také slabě metamorfované vulkanity. Lze konstatovat, že nejsou zásadní rozdíly mezi valouny vulkanitů Dražanské vrchoviny a Nízkého Jeseníku, pouze pestřejší škála vulkanických hornin a větší zastoupení pyroklastik byly pozorovány na lokalitách Nízkého Jeseníku. Na základě zhodnocení chemických analýz bylo zjištěno, že valouny představují kyselé a intermediální vulkanity alkalicko - vápenaté asociace. Podle Wilson (1989) jde o vysoce a středně draselné typy. Analyzované vulkanity měly nízký stupeň oxidace.

Z analýz stopových prvků vyplývá vzájemná podobnost mezi vulkanity Dražanské vrchoviny a



Obr. 4: Geotektonická pozice studovaných vulkanitů na základě obsahů vybraných stopových prvků Diagramy dle Pearce et al. (1984), Harris et al. (1986)

Fig.4: Chemical discrimination of the tectonic setting of the studied volcanic pebbles. Diagram after Pearce et al. (1984), Harris et al. (1986)

Nizkého Jeseníku (obr. 2). Značná podobnost existuje i mezi vulkanity a plutonity jako jejich hlubinnými ekvivalenty (obr. 3).

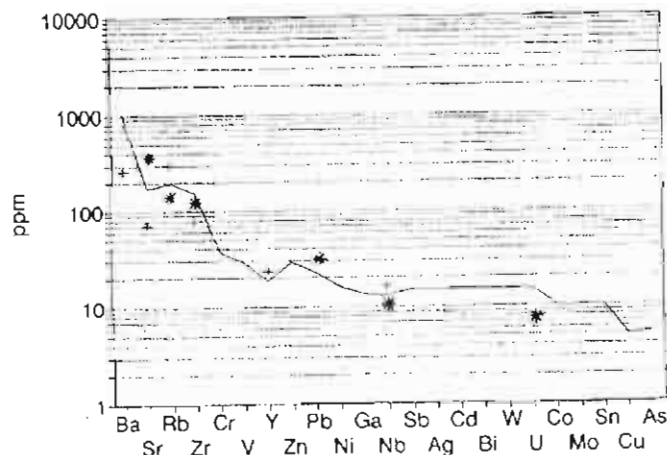
Podle obsahů stopových prvků náleží studované valouny vulkanitů mezi horniny ostrovních oblouků (obr.4).

Součástí výzkumu je i srovnání petrografie a chemického složení studovaných valounů vulkanitů s vulkanity a variskými magmatity, které by mohly představovat jejich zdroje. Z možných zdrojových

vulkanitů Českého masívu žádné nevykazovaly zcela shodné petrografické a chemické složení. Na obr. 5 je však patrná nápadná podobnost mezi studovanými vulkanity a některými typy variských granitoidů. Pro srovnání se nám podařilo získat zastoupení stopových prvků v granitech typu Eisgarn v jižní části moldanubického plutonu (Přichystal 1994) a granodioritů z Kožmic v zóně Niemczy v Polsku (Puziewicz 1992)

Stáří těchto amfibol - biotitových granodioritů bylo určeno metodou  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na 340 mil. let.

Podoba v obsazích stopových prvků mezi variskými granitoidy a kyselými vulkanity tvořícími valouny v kulmských slepencích podporuje představu, že hlavním zdrojem vulkanitů i magmatitů pro tyto slepence byl ostrovní oblouk situovaný pravděpodobně na severním okraji Českého masívu, který byl postupně během spodního karbonu denudován.



Obr. 5: Stopové prvky ryolitů srovnané s granitem typu Eisgarn + a granodioritem z Kožmic \*

Fig.5: Trace elements distribution in rhyolites and their comparison with + Eisgarn granite and \* Kožmic granodiorite

#### Literatura:

- Dvořák J. - Maštera I. (1974): Qualitative differences in the composition of Upper Viséan clastic rocks of the Drahany Upland and the Nizký Jeseník Hills.- Věst. Ústř. Úst. geol., 49, 67 - 74. Praha.
- Otava J. (1985): Granáty kulmu severní Moravy a jejich provenience.- Sbor. konf. Akcesorické minerály, Domaša 1985 VŠT Košice.
- Otava J. (1988): Význam těžkých minerálů pro paleogeografii a litofaciální analýzu paleozoika východního okraje Českého masívu.- MS Ústř. Úst. geol., Praha, kaud. dis. práce
- Přichystal A. (1994): Final report on geological mapping in Litschau area (the South Bohemian Pluton). - MS. 35p. GBA Wien
- Puziewicz J. (1992): Geneza granodiority z Kožmic (Strefa Niemcy, Dolny Slask). - Arch. Mineral., XI.VII, 2, 95-146. Wrocław.
- Štelc J. (1960): Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vysočiny.- Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol. 1, 3 - 103. Brno.
- Štelc J. (1969): K petrografii paleozoických slepenců střední Moravy.- Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol. 10, sv.6, 39 - 66. Brno.
- Wilson M. (1989): Igneous petrogenesis.- 466 p. Harper Collins Academic London.
- Zapletal J. (1988): Viséská gravelitová sedimentace v kulmu Nizkého Jeseníku.- Acta Univ. Palackianae olomouc., Geogr. - Geol., 28, 95, 15 - 29. Olomouc.
- Zapletal J. (1989): K některým otázkám sedimentace kulmských konglomerátů moravskoslezské oblasti Českého masívu.- Čas. Mineral. Geol., 34, 1, 79 - 84. Praha.

# VÝSKYT KŘEMEN-KALCITOVÝCH ŽIL S BARYTEM V NOVÉ VSI NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ

Occurrence of quartz-calcite veins with barite near Nová Ves  
in the Drahaný Upland

(24-22. Olomouc)

Jiří Zimák

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

*Key words:* hydrothermal mineralization, quartz, calcite, barite

Jižně od Nové Vsi u Litovle jsou těženy kulmské droby a aleuropelity na výrobu drceného kameniva. Ve stěně lomu u kóty Baterie (388 m) byly odkryty žíly tvořené křemenem, kalcitem a také barytem. (Křemen-karbonátové žíly jsou v moravskoslezském kulmu neobyčejně rozšířené, avšak baryt se vyskytuje jen na několika lokalitách v kulmu Nizkého Jeseníku a Oderských vrchů.)

Nejmohutnější z křemen-kalcitových žil s barytem zjištěných v novoveském lomu má mocnost až 15 cm a tvoří výplň dislokace 0-10/60-75° probíhající drobnými až gravelity. Drobnější žilky shodného složení jsou vázané na systémy puklin 0-20/55-85° a 110-130/25-35°; hydrotermální mineralizace byla zjištěna i na puklinách jiné orientace, ale v těchto případech jde obvykle o jen několik mm mocné žilky tvořené křemenem nebo kalcitem, na nichž je baryt přítomen zcela výjimečně.

Mineralizovaná dislokace 0-10/60-75° probíhá i 25 cm mocnou vložkou aleuropelitu v drobných. V této vložce je žíla rozmrštěna; hydrotermální mineralizace je zde přítomna ve vzdálenosti až 2 m od hlavní dislokace, a to především na dvou systémech strmých puklin (cca 130/75° a 20/80°) a na kontaktu aleuropelitu s drobou (135/40°).

Páskované a brekciovitě textury mohutnějších žil svědčí o tektonickém neklidu v období jejich formování. Žíly s páskovanou texturou jsou v typických případech tvořeny několika mm až cm mocnými pásky jemnozrného, šedobílého až tmavě šedého křemene, které jsou vzájemně odděleny  $\beta$ -hranicemi (zvýrazněnými rozetřenými zbytky okolní horniny), a také pásky hrubě zrnitého, bílého nebo růžového kalcitu, někdy provázeného barytem (kalcitové pásky někdy tvoří oba okraje žíly). Některé úseky žil mají brekciovitou texturu - obsahují hojné fragmenty okolních sedimentů, nebo křemenné žiloviny, setmelené mladším křemenem nebo kalcitem, jenž bývá provázen barytem.

V žilách s páskovanou texturou baryt tvoří agregáty složené z až 1,5 cm velkých tabulek bílé barvy, které jsou součástí kalcitových pásků, zcela výjimečně byly zjištěny i prakticky monominerální barytové pásky. Nejhojněji je baryt přítomen na žilách s brekciovitou texturou, v nichž tvoří společně s kalcitem výplň mezi úlomky hornin i starší žiloviny, ale také drobné růžicovité agregáty, složené z bílých nebo bezbarvých tabulek, které pokrývají stěny dutin v žilovině.

Semikvantitativní spektrální analýzou bylo v barytu v množství nad 1 % zjištěno kromě Ba také Ca a Sr, v množství 0,1 % Fe, v 0,01 % Mn a Si, v množství <0,01 % Al, Cu, Mg a Pb. Baryt obsahuje 3,68 % SrO (tj. 6,52 % SrSO<sub>4</sub>) - baryt z Nové Vsi u Litovle má tedy výrazně vyšší obsah stroncia než baryty z jiných výskytů v moravskoslezském kulmu (Zimák 1989).

Chemickou analýzou bílého kalcitu bylo zjištěno 55,60 % CaO, 0,77 % MnO, 0,25 % FeO, 0,11 % MgO a 43,68 % CO<sub>2</sub> (suma = 100,41 %); růžový kalcit obsahuje 55,37 % CaO, 0,84 % MnO, 0,35 % FeO, 0,07 % MgO a 43,66 % CO<sub>2</sub> (suma = 100,29 %).

V nepatrném množství je v hydrotermální mineralizaci přítomen chlorit, jehož drobné šupinky lokálně způsobují zelené zbarvení žilného křemene. Z rudních minerálů byl zjištěn jen pyrit, jenž zde tvoří max. 1 mm velká hypidiomorfní až idiomorfní individua, ojediněle vtroušená v křemenných partiích žil. Pyrit je silně postižen limonitizací. Druhotné oxi-hydroxidy Fe tvoří kromě pseudomorfóz po pyritu rezavě hnědé až téměř černé povlaky na stěnách puklin a někdy i zemité agregáty v dutinách žiloviny. Rentgenometrickou analýzou byla v černohnědých povlacích oxi-hydroxidů Fe prokázána přítomnost goethitu; semikvantitativní spektrální analýzou těchto povlaků bylo zjištěno v množství >1 % Si a Fe, v 0,1 % Al, Ba, Ca a K, v 0,01 % Cu, Mg, Mn, Pb, Ti a Zn, v <0,01 % Li, problematická je přítomnost As.

Autor děkuje ing. J. Famonovi a P. Kadlecovi (PřF MU Brno) za provedení chemických analýz, jejichž výsledky jsou uvedeny v této zprávě.

## Literatura:

Zimák J. (1989). Chemismus barytu jesenické oblasti. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brno., 19, 3 (Geologia), 139-142. Brno.

# KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU

Crystalline rocks of the Bohemian Massif

# GRUNERIT - NOVÝ MINERÁL METAMORFITŮ HRUBÉHO JESENÍKU

Grunerite - a new mineral for metamorphic rocks of the  
Hrubý Jeseník Mts. (North Moravia)

(14-242, Bělá pod Pradědem)

Eva Fediuková

Geohelp, Na Petřínách 1897, 162 00 Praha 6

Key words: Bohemian Massif, Moravia, quartzite, amphibolite, grunerite, cummingtonite

## Úvod

Ve srovnání s vápníkem relativně bohatými členy amfibolové skupiny jsou odrůdy vápníkem chudé, jako např. rombický antofylit, gedrit a holmquistit či monoklinický cummingtonit a grunerit, v horninách zastoupeny podstatně podřízeněji. To platí i o amfibolech hornin České republiky, i když zde v poslední době nalezu Ca chudých amfibolů výrazně přibývá. Týká se to především cummingtonitu, Fe-Mg členu cummingtonit-gruneritové řady, který už evidentně přestal být pro naše horniny vzácností. Při zvyšujícím se zájmu o tuto minerální skupinu porostou jeho počty výskytů zejména v amfibolitech zřejmě geometrickou řadou. Naproti tomu však železnatý člen této řady grunerit zůstává při současném stavu výzkumu raritou i nadále. Vynecháme-li výskyt v pegmatitu od Zbořeného Kostelce, kde není specifikováno, o který člen cummingtonit-gruneritové série vlastně jde (viz Bernard a kol., 1981), zůstávají jako jediné lokality prokázaných gruneritů v České republice některé ze skarnů západní Moravy, zejména Županovice (Němec 1971 aj.).

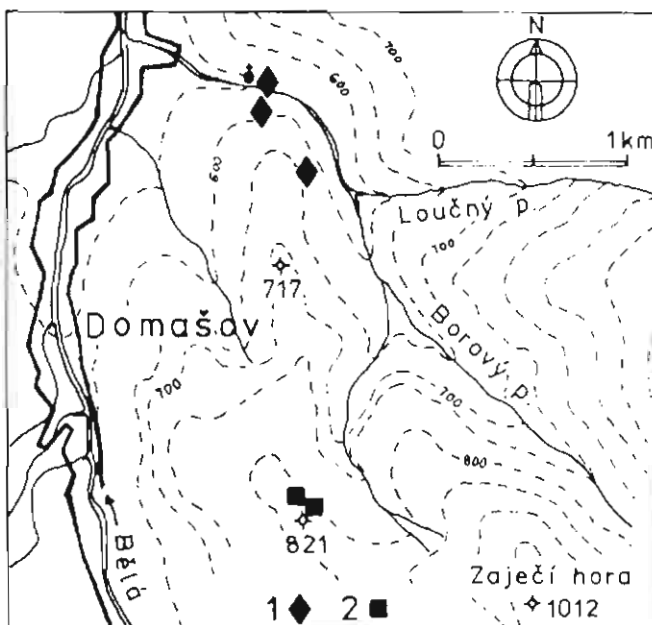
## Geologická situace

Mikroskopický výzkum hornin metamorfovaného devonského paraautochtonu na listu Bělá pod Pradědem (Fediuková et al., 1987a,b), k němuž jsem měla možnost se vrátit bohužel až s časovým odstupem, prokázal, že členem minerální asociace některých zdejších hornin je právě grunerit. Byl nalezen v materiálu z několika mělkých vrtů, provedených Geotestem Brno před výstavbou nádrže na pitnou vodu na Borovém potoce u Domašova (Obr. 1). Třicetimetrové vrty zastihly střídání maximálně několikametrových poloh kvarcitů, amfibolitů, svorů a fylitů, tedy hornin, které se běžně vyskytují na tomto území i v odkryvech.

## Charakteristika gruneritu

Grunerit byl nalezen ve světlých kvarcitech. Jeho šikmo zhášející jehličky, stébla či chvostkovité agregáty jsou slabě pleochroicky nažloutlé, běžně polysynteticky zdvojitělé. Od běžných zdejších obecných amfibolů i od amfibolů řady tremolit-aktinolit se výrazně liší. Analýzy na mikrosondě (Laborař elektronové mikroanalýzy ÚÚG, 1988, operátor Ing. Kotrba) prokázaly, že jde o člen cummingtonit-gruneritové série. Níže uvádím chemické složení tohoto minerálu jako průměr 10 analýz z několika vzorků.

Uvedené analytické hodnoty řadí tento minerál v Leakově klasifikaci k výrazně železnatému členu monoklinických forem skupiny Fe-Mg-Mn amfibolů, ke gruneritu, definovaného těmito parametry:  $(Ca+Na)B < 1.34$ ;  $Li < 1.00$ ;  $Mn < 0.50$ ;  $Mg/(Mg+Fe^2) < 0.30$



Obr. 1 Topografická situace výskytů Ca chudých amfibolů v okolí Domašova. 1 - lokality s gruneritem, 2 - lokality s cummingtonitem

	hm %	$\sigma_{xn}$		
SiO <sub>2</sub>	50.42	0.88	Si <sup>iv</sup>	8.00
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	Al <sup>iv</sup>	0.00 T 8.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86	0.33	Al <sup>vi</sup>	0.16
FeO	40.64	1.21	Mg	1.27
MnO	0.63	0.14	Fe	3.57 C 5.00
MgO	5.37	0.44	Fe	1.82
CaO	0.02	0.06	Mn	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.02	Na	0.02 B 1.92
K <sub>2</sub> O	0.01	0.03	Ca	0.00
suma	98.04		Na	0.00 A 0.00
H <sub>2</sub> O	1.89	teoretický dopočet		
suma	99.93	mg=0.19		

Z analýz na mikrosondě dále plyne, že kromě gruneritu v kvarcitech jsou v dalších horninách této oblasti přítomny i cummingtonity. Byly zjištěny v terénních výchozech amfibolitů (viz obr.1) při jv. okraji jednotky dřívě označované jako jesenický amfibolitový masiv. Jejich hořečnatost je zhruba dvaapůlkrát větší než v gruneritech z kvarcitů. Rovněž tento nálezný cummingtonit je v Hrubém Jeseníku první svého druhu. Nejbližším výskytem je minerál, který s výhradami jako cummingtonitický amfibol popsal D. Kopa (1982) z Rychlebských hor.

### Závěr

Látkové a metamorfnní poměry výše popsaných lokalit z okolí Domašova nejsou v širším geologickém kontextu nijak výjimečné a opakují se na řadě úseků Hrubého Jeseníku. Lze proto předpokládat, že analogické nálezy amfibolů řady cummingtonit - grunerit jsou při výzkumech v blízké budoucnosti značně pravděpodobné. Genetický význam gruneritu a cummingtonitu spolu s podrobnějšími údaji a dalším zhodnocením jsou předmětem studie, která je v přípravě

### Literatura:

- Bernard J. H. a kol. (1981): Mineralogie Československa. - Academia Praha, 2. vyd.  
 Fediuková E. a kol. (1987a): Základní geologická mapa 1 : 25 000 list 14-242 Bělá pod Pradědem. - MS Ústř. Úst. geol. Praha.  
 Fediuková E. a kol. (1987b): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 14-242 Bělá pod Pradědem. - MS Ústř. Úst. geol. Praha.  
 Kopa D. (1982): Horniny s hyperstenem nebo cummingtonitickým amfibolem v Rychlebských horách. - Čas. Slez. Muz. Opava, A, 31, 229-236.  
 Němec D. (1971): Genese der Grossular-Almandine und Grunerit-Cummingtonite in westmährischen Skarngesteine. - Krystalinikum, 7, 95-117. Praha.

## MINERÁLY AMFIBOLIZOVANÉHO "EKLOGITU" Z MOLDANUBIKA POBLÍŽ MORÁVNÍ LINIE U OLBRAMKOSTELA (JIŽNÍ MORAVA)

Minerals of the amphibolized "eclogite" from Moldanubicum near the Moravian Line at Olbramkostel (South Moravia)

(33-224, Kravsko)

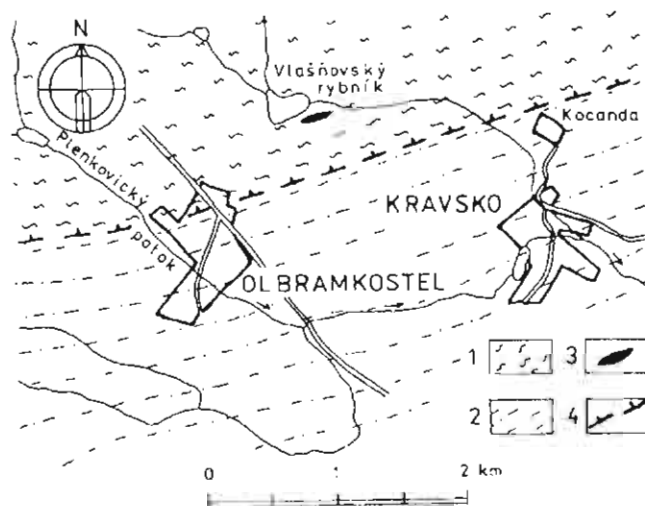
<sup>1</sup>Eva Fediuková, <sup>2</sup>Petr Batík,

<sup>1</sup>Geohelp, Na Petřínách 1897; 162 00 Praha, <sup>2</sup>ČGÚ Klárov 3, 118 21 Praha 1

*Key words: West-Moravian Moldanubicum, amphibolized eclogite, hornblende, pyroxene, garnet, p-T conditions*

### Úvod

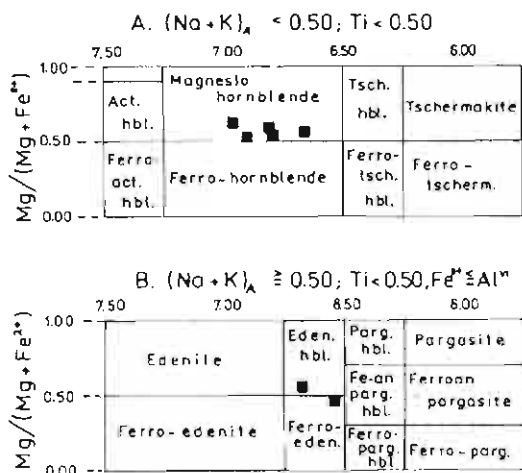
Západomoravské moldanubikum na S od dyjské klenby je v blízkosti morávní linie poměrně chudé na výskyt metabazitů. Zmiňuje se o nich např. Matějovská (1975), která vyzdvihuje jako jejich nejvýznamnější vlastnost strukturní a zrnitostní nehomogenitu. Uvádí je však z míst, která jsou od morávní linie vzdálena až několik kilometrů. V průběhu nového geologického mapování na listu mapy 1:25 000 Kravsko byl ve skeletu až polovýchozech na poli j. hráze Vlašňovského rybníka, 1 500 m sv. od Olbramkostela zjištěn dosud neznámý výskyt metabazitu, který je ze všech v této oblasti známých k morávní linii nejbližší (viz obr. 1). Tzv. kravský zlom, který odděluje zdejší moldanubikum od jednotek moravika, je od popisovaného výskytu vzdálen pouhých 500 m. Těleso je čočkovitě protažené ve směru přibližně V-Z a lze ho sledovat zhruba na vzdálenost 1/4 km při odhadované maximální mocnosti do 30 m. Leží v masivních leukokráních migmatitech moldanubika konformně s jejich břidličnatostí. Jižně pod kravským zlomem nastupují prostorově značně zredukované moravické jednotky.



Obr.1. Geologická pozice výskytu horniny od Olbramkostela. 1 - moldanubikum, 2 - moravikum, 3 - těleso metabazitu, 4 - průběh kravského zlomu

## Charakteristika horniny

Metabazit od Olbramkostela je šedozelená hornina značně variabilního vzhledu. Zrnitost kolísá od střední po hrubou, některé vzorky jsou masivní, jiné jsou výrazně páskované se střídáním poloh s převahou amfibolu a poloh převážně plagioklasových. Granát většinou chybí, avšak při severním okraji je vyvinuta odrůda granáty značně bohatá. Ta představuje podle našeho názoru facií nejméně postiženou metamorfní diferenciací, a proto právě jí je věnována tato studie. Analýzy minerálů byly provedeny na mikrosondě ÚÚG za standardních podmínek (operátor Ing. Z. Kotrba). V minerálním složení se v řazení podle klesajícího množství uplatňuje amfibol, granát, plagioklas, pyroxen, ilmenit a akcesorický apatit.



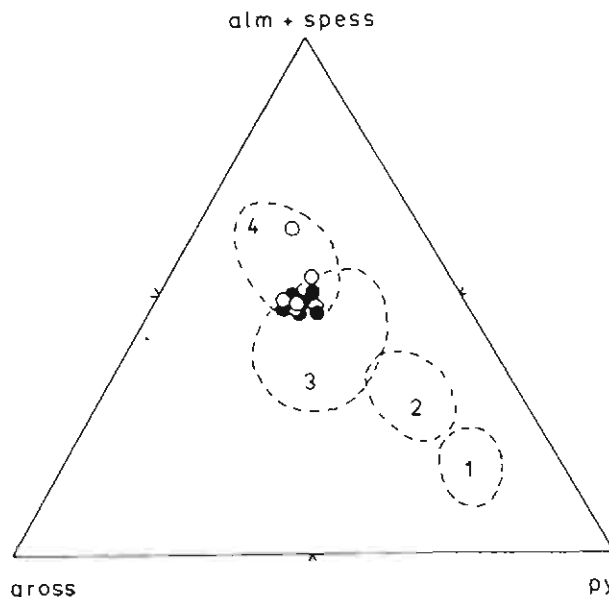
Obr. 2. Chemismus studovaných amfibolů v klasifikaci podle Leake (1978). Černě - projekční body amfibolů

### Složení minerálních fází

Amfibol je mikroskopicky zřetelně zeleně pleochroický. Nejčastěji bývá krátce sloupcovitý s nepravidelným terminálním zakončením. Podle mikrosondových analýz jde většinou o hořčnatý obecný amfibol, v podružně míře o edenitický až ferroedenitický obecný amfibol (obr. 2). Zrna granátu jsou 1 - 3 mm velká, v některých vzorcích zřetelně protažená ve směru foliace. Granát je přítomen ve dvou generacích: hojná větší zrna spjatá s pyroxenem, místy s nápadným světlejším kelyfitovým lemem, a nehojná menší zrna koexistující s amfibolem. Zastoupení granátových složek je patrné z obr. 3., zonárnost granátu je prakticky zanedbatelná. Basicita větších plagioklasových zrn v základní tkáni horniny kolísá v poměrně úzkém rozmezí od andesinu An<sub>40</sub> do labradoritu An<sub>54</sub>. Složení plagioklasu v symplektitech odpovídá andesinu (An<sub>40</sub>-An<sub>48</sub>). Podobně jako granát je i pyroxen zastoupen ve dvou generacích: samostatná xenomorfní nebo mírně protažená zrna, či jejich zbytky v základní tkáni horniny, a pyroxeny z

Literatura (citovány jen regionálně zaměřené práce):

- Batík P. (v tisku): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000 Kravsko (33-224). - Čes. geol. Ústav, Praha  
 Dudek A.- Fediuková E. (1974): Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. - N. Jb. Mineral., Abh., 121, 127-159. Stuttgart.  
 Fediuková E. (1989): Eclogites in Czechoslovakia. - Krystalinikum 20, 27 - 48. Praha.  
 Matějovská O. (1975): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 Štítary (33 222). - MS Geofond. Praha.



Obr. 3. Chemismus granátů z horniny od Olbramkostela. Černě - středy granátových zrn, prázdná kolečka - jejich okraje. Čárkovaně - pole chemismu granátů moldanubických eklogitů (Dudek - Fediuková 1974): 1 - pyropové, 2 - pyrop-almandinové, 3 - pyrop-almandin-grossulárové, 4 - almandinové

plagioklas-pyroxenového symplektitu kolem granátů, který místy některé granáty úplně nahrazuje. Složení starší pyroxenové fáze odpovídá převážně augitu, někdy salitu, mladší pyroxen je salit. Pyroxeny kelyfitového lemu jsou někdy dále nahrazovány amfibolem stejného složení, jako v základní tkáni, tj. Mg-obecným amfibolem.

### Závěr

Metamorfní teploty vývoje horniny vypočítané podle geotermometrů Graham - Powell (1984), Powell (1985), Blundy - Holland (1990), příp. Kohn - Spear (1990) vykazovaly následující teplotní odhady: pro středy granátů koexistujících se samostatnými zrny klinopyroxenu od 935°C - 902°C, okraje granátů od 920°C - 903°C. U mladší granátové fáze, koexistující s amfibolem byla stanovena teplota 718°C. Stanovení teplot koexistujících amfibolů a plagioklasů je v rozmezí 790 - 720°C. Geobarometr podle Powell (1985) poskytuje hodnoty od 1,08 GPa pro starší fáze až po 0,9 GPa pro fáze závěrečné. Vznik symplektitu proběhl při mírné dekompresi za teplot 770°C. Postupné ochlazování a dekomprese systému byla spjata s postupným přechodem režimu z prakticky suchého na mokrý. I když složení granátů odpovídá nejhojnější a nejběžnější skupině moldanubických eklogitů (obr. 2), tlakové podmínky vzniku horniny neodpovídají podmínkám eklogitové facií pro moldanubické eklogity typické (Fediuková 1989). Odpovídají však podmínkám tektonického přetlaku v oblasti duktilní zóny podél morávní linie.

# KALCIT - BARYTOVÁ ŽÍLA A JEJÍ HORNINOVÉ PROSTŘEDÍ Z LOKALITY ZÁMČISKO, HRUBÝ JESENÍK

Calcite-barite vein and its rock-environment from the locality Zámčisko (Hrubý Jeseník Mts.)

(14-244, Karlova Studánka)

<sup>1</sup>Bohuslav Fojt, <sup>2</sup>Dušan Kopa

<sup>1</sup>Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PříF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno,

<sup>2</sup>Mineralogicko-petrografické oddělení Slezského zemského muzea, Masarykova tř. 35, 746 46 Opava.

*Key words:* calcite-barite vein, sulphides, basaltic vein, Desná-gneiss

Koncem roku 1989 byla při těžebních pracích pro vodní dílo Dlouhé stráně zastřižena lomem v závěru údolí Divoké Desné pod kótou Zámčisko v Hrubém Jeseníku kalcit-barytová žíla. Stručně ji popsali Žáček a Fišera (1989). Protože jde o geneticky zajímavý objekt v krystaliniku desenské klenby, byla této lokalitě věnována větší pozornost.

Výrazně zastoupenou horninou v lomu je **tmavá žilnina**, situovaná v desenských rulách. Jen v menších balvanech a úlomech byl nalezen pegmatit. Tmavá žíla je dobře odkryta ve II. etáži, její mocnost dosahuje až 18,6 m a do nadloží vybíhá méně mocný odžilek. Její látkové složení není zcela homogenní. Mikroskopicky lze odlišit variety amfibolické, mezokratní až melanokratní, středně zrnité a místy porfyrikové, dále drobně zrnité biotit-amfibolické a biotitické, jež, zdá se, jsou zastoupeny nejméně (viz. též Fišera et al., 1982). Všechny jsou tlakově postiženy, výrazněji usměrněny jsou však pouze biotitické a zvláště biotit(chlorit)-amfibolické, bohaté karbonátem. Tmavé součástky jsou ve všech shodně: amfiboly, většinou skvrnitě zonální, biotit, apatit, ilmenit, epidot, rutil, pyrit, pyrhotin, chalkopyrit. Titanit se váže výhradně do amfibolu. Světlé součásti představuje plagioklas a akcesorický křemen. Plagioklas ve varietě amfibolické mává formu tlustých tabulek, případně vyrostlé až 3x9 mm velkých. Obsahuje značné množství uzavřenin, hlavně biotitu a afanitických agregátků klnozoisitu. Méně uzavřenin se ukazuje v ostatních dvou varietách, kde u živců převládají řezy listovité a struktura upomíná na ofitickou.

Chemické analýzy vykazují obsah  $\text{SiO}_2$  - 47,8 - 50,2% hmot. Použijeme-li TAS diagram (Le Bas et al., 1986), ocitají se amfibolické horniny v poli bazaltu, biotit - amfibolické a biotitické v poli trachybazaltu.

**Ruly** jsou šedé, výrazně foliované, mnohdy očkáté. Očka, zploštělá až rozvlékaná do pásku, tvoří křemen. Dále jsou zastoupeny plagioklas a biotit, z akcesorií apatit, zirkon, allanit, ruda, K - živec, turmalín, granát, muskovit. Mikroskopicky jsou podobné „drobovým rulám zábřežským“. V Mehnertově (1968) diagramu padají jejich projekční body prakticky do centra pole drob.

Středně zrnitý **pegmatit** je světlý, plagioklasový, turmalinický. Černé sloupečky turmalínu, až 3 cm dlouhé, mají lokálně sblíženou orientaci. Charakteristické je pro ně intenzivní zbarvení, pleochroismus a kontrastní

zonálnost. I tato hornina podlehla deformaci, zřetelně viditelné na živcích.

Srovnáním údajů z roku 1988 (Žáček, Fišera 1989) s dnešní situací po zastavení provozu lomu, lze soudit, že maximální mocnosti **kalcit - barytové žíly** (60 cm) byly odtěženy. Žíla v profilu lomové stěny představuje dnes plochou prohnutou čočku s patrným pokračováním v počvě a vyklíněním do III. etáže, kde již nebyla zastřižena. Mocnost nepřesahuje 30 cm. Je situována v bazické horninové žíle, přibližně 3,8 m od jejího jv. kontaktu s desenskými rulami. Je většinou nepravidelně zonální (baryt v centru žíly, kalcit při okrajích, místy se dají pozorovat další zonálně uspořádané partie s chloritem a amfibolem). V přímém nadložním kontaktu je v některých částech vyvinut úzký lem biotitu (3 - 10 cm mocný). Podobné smouhy se vyskytují v některých partiích bazické horninové žíly i mimo kalcit - barytovou žílu. Nápadné jsou také až 15 cm mocné alterované zóny, v nichž dominuje kalcit. Místy dochází v kalcit - barytové žíle i v horninovém okolí ke kumulaci pyritu (s mikroskopickými inkluzemi chalkopyritu, pyrhotinu a titanitu). Podřadně je zastoupen křemen, Ba - živec, kyselý plagioklas, chalkopyrit, magnetit, ilmenit a pyrhotin, akcesoricky galenit a sfalerit. Obsahy stroncia v barytu jsou nízké (1,4 - 1,8%  $\text{SrO}$ ), v kalcitu bylo zjištěno relativně zvýšené zastoupení manganu (1,1 - 1,5%  $\text{MnO}$ ) a hořčíku (0,8%  $\text{MgO}$ ). Pyrit má převahu Co (300 ppm) nad Ni (10 - 90 ppm), Mn kolem 250 ppm.

Bazickou žílou i okolními rulami pronikají podél puklin **postmetamorfní žilky** (tzv. alpská parageneze) s chloritem, křemenem a pyritem. Jde o chlorit s převahou železa ( $\text{FeO}$  - 20%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 5%) nad hořčíkem (16%  $\text{MgO}$ ). V pyritech těchto kumulací je výrazně více Co (3000 ppm) než Ni (180 ppm). Kromě zmíněných minerálů byl nalezen ilmenit, hematit, magnetit, stilpnomelan, ilvait, chalkopyrit, kalcit a titanit.

Žilný baryt byl v širším okolí zjištěn již dříve na dvou lokalitách: v Petrově nad Desnou (Kruťa et al. 1968) a v Maršíkově (Sládek, Zimák 1979). V obou těchto případech je však nejasná pozice žil vůči horninovému prostředí, protože byly nalezeny jen balvanité úlomky této asociace: u Petrova v sutí svoru a rul kepnické skupiny, u Maršíkova na území metabazitu sobotínského masívu. Jak je zřejmé z několika prací z posledních let (např. Žáček 1994 aj.), je baryum pruvodním a rozšířeným prvkem jeseníckých krystalinických sekvencí



- a to jak v podobě samostatných minerálních fází (Ba - živce, baryt), tak ve formě diadočních příměsí v

horninotvorných nerostech (slidách, živcích, karbonátech).

#### Literatura:

- Fišera M., Fediuková E., Cháb J., Novotný P., Opletal M. (1982): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25000, 14 - 244, K. Studánka. - MS, Ústř.Úst. geol. Praha.
- Kruťa T., Paděra K., Poucha Z., Sládek R. (1968): Die Mineralienparagenese in dem mittleren Teile des Altvatergebirges (Hrubý Jeseník, ČSSR). - Acta Mus. Mor., 53, 5 - 80. Brno.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanetti B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. - J. Petrology, 40, 745 - 750 Oxford.
- Mehnert R. K. (1968): Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. - Elsevier, Amsterdam.
- Sládek R., Zimák J. (1979): Výskyt křemen - barytové žíly s Cu - zrudněním u Maršíkova (Hrubý Jeseník). - Zprávy Vlast. út. v Olomouci, 199, 16 - 21. Olomouc.
- Žáček V., Fišera M. (1989): Barytová žíla z lomu od Koutů nad Desnou. - Čas. Mineral. Geol., 34, 3, 327 - 328. Praha.
- Žáček V. (1994): Metamorfní segregace s hyalofanem a minerální asociace v okolních horninách sedimentárního obalu sz. části keprnické klenby v Hrubém Jeseníku. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 98 - 100. Brno.

## HORNBLENDIT ZE ŠUPINY SOBOTÍNSKÉHO MASÍVU JIHOVÝCHODNĚ OD ZÁMČISKA

Hornblende from a slice of the Sobotín Massif SE of Zámčisko

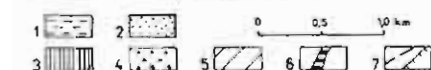
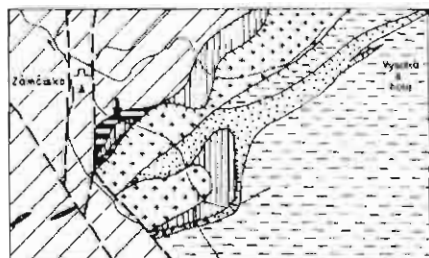
(14-24, Bělá p. Pradědem)

Pavel Hanžl

ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

Key words: Sobotín massif, hornblende, chemical composition

Severní okraj sobotínského masívu má prstovitý charakter a jeho ekvivalenty vystupují dále k severu z desenských rul ve formě čoček a tektonických šupin. Jeden z nejsevernějších výskytů těchto hornin vymapovaný v těsném podloží příkrovu Vysoké hole asi



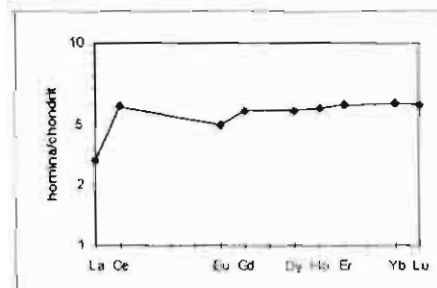
Obr.1. Geologická situace s místem vystupovaly odběru vzorku (šipka), zjednodušeno podle Fišery et al. (1987): 1. fyllity grafitické, 2. kvarcít, 3. mu.-chl. rula, 4. metagranit, 5. bi.-mu. rula, 6. amfibolit, 7. zlom, přesmyk

ve formě budin, zůstaly zachovány až několik m mocné, vzhledově velmi čerstvé reliktů hrubozrné, tmavě zelené ultramafické horniny - hornblenditu.

Hornina je téměř beze zbytku tvořena velkými tabulkovitými zrnky světle šedozeleného, velmi slabě pleochroického amfibolu, které uzavírají drobná zrna často automorfního a světlejšího amfibolu. V mafibolových zrnech jsou ojedinělé velmi drobné

500 JV m od kóty Zámčisko Fišerou et al. (1987) byl nově dobře odkryt zářezem lesní cesty. Odkrytá mocnost byla cca 30-40 m. Na okrajích, a ve sřizných zónách i uprostřed šupiny,

tmavě šedozelené, hedvábně lesklé maskové břidlice mezi kterými, pravděpodobně



Obr. 2. Normalizovaný obsah REE ve vzorku

e p i d o t o v é agregáty. Podél štěpných trhlin amfibolu se objevují drobná zrna křemene a plagioklasu. Vzácné jsou jemné žilky karbonátu s chloritem a maskem.

Chemickým složením odpovídá studovaný vzorek bazickým horninám s relativně vysokým obsahem MgO. Podle obsahu tranzitních kovů ho lze dobře srovnat s metahornblendity sobotínského masívu (Fiala et al. 1980). Celkový obsah

REE je nízký (cca 4-5x více než v chondritech). Křivka normalizovaného obsahu má primitivní, nefrakcionovaný charakter s ochuzením o LREE.

SiO <sub>2</sub>	51.89	Co	61	Lu	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.29	Cr	2220	Ce	5.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.56	Cu	46	Pr	<2.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	Ni	272	Nd	<1.80
FeO	0.03	Rb	<5	Sm	<1.20
MnO	0.13	V	160	Eu	0.29
MgO	17.35	Sr	<7	Gd	1.2
CaO	11.61	Zn	79	Tb	<1.00
SiO	0.02	As	0	Dy	1.48
BaO	0.01	U	<1.5	Ho	0.34
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	Nb	<7	Er	1.04
Na <sub>2</sub> O	0.76	Mo	7	Tm	<0.30
K <sub>2</sub> O	0.27	Zr	<7	Yb	1.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	Pb	<10	Lu	0.16
CO <sub>2</sub>	0.12	Cd	<0.8		
C	0.10	Cs	<5		
H <sub>2</sub> O+	2.52	Y	8		
F	0.05				
S	0.01				
H <sub>2</sub> O	0.08				
Fluor	0.04				
suma	99.15				

Tab. 1. Chemická analýza vzorku, analyzováno laboratořemi ČGÚ Praha

#### Literatura:

- Fiala J., Jelínek E., Poucha Z., Pouchová 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.
- Fišera M. red. (1987): Základní geologická mapa ČSSR, měřítko 1:25 000, list 14-244 Karlova Studánka. - ÚÚG Praha.
- Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, Brno 1995

# VÝSLEDKY MAPOVÁNÍ KLADECKÉHO KRYSTALINIKA PRO MAPU 1: 50 000 JEVÍČKO

Results of the geological survey of the Kladky Crystalline Unit  
for the map sheet 1 : 50 000 Jevíčko

(24-21, Jevíčko)

**Pavel Hanžl**

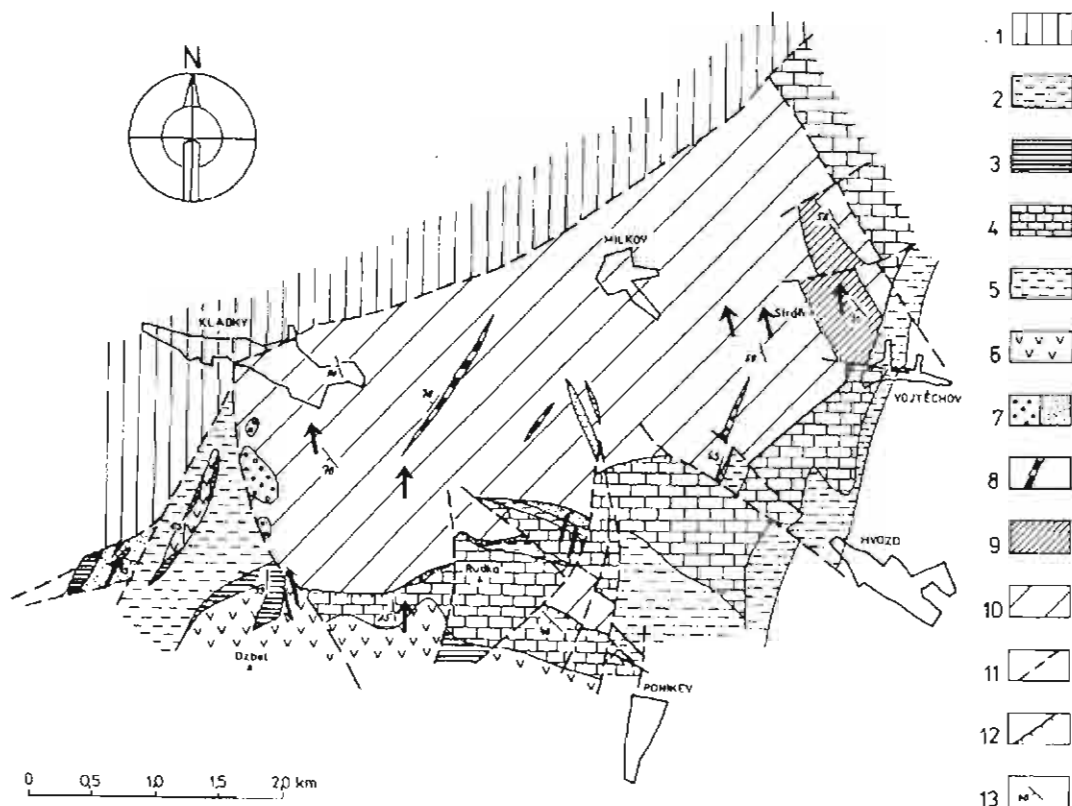
ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words:* Kladky crystalline unit, phyllonite, Konice-Mladeč belt, superficial thrust

Kladecké krystalinikum vystupuje na křížení okrajového zlomu boskovické brázdy a mladších zlomů konicko-nectavských z podloží paleozoických hornin v severní části Dražanské vrchoviny. Kromě severu, kde je krystalinikum zlomově ohraničeno vůči drobám bouzovského kulmu, hraničí s převážně devonskými horninami konicko - mladečského pruhu (obr. 1), pod kterými bylo jižně od povrchových výchozů zastíženo i vrty podniku UNIGEO Ostrava (Crha et al. 1989).

Jednotka je budována makroskopicky nerozlišitelnými fylity, fylonity, metagranity a polohou zelených břidlic ve východní části. Vlastní fylity jsou tmavě šedé až černé, velmi jemnozrné, často výrazně krenulované se střídáním slídnatých (muskovit, chlorit, biotit v reliktech) a křemenných pásků. Místy se objevují drobné číré albity, typická akcesorie je turmalín. Méně

časté jsou fylity karbonatické. Převažující horninou kladeckého krystalinika jsou fylonity s jemnozrnou, lepidogranoblastickou strukturou, kdy se v hornině střídají pásy různé velikosti zrna. Na rozdíl od fylitů je zde významný podíl K-živců i plagioklasů. Zrna živců jsou oválná s nerovnými okraji, v reliktech tabulkovitá s tlakovými stíny vyplněnými křemenem, sericitem a chloritem, často jsou albitizovaná. V hornině jsou nepravidelně roztroušena epidotová zrna. Ze slídnatých převažuje muskovit a chlorit, biotit je zachován především v reliktech. Ve vzorcích odebraných z haldy po průzkumné štole v Dětkovicích byly nalezeny vzorky s granátem a biotitem, představující méně deformovaný relikt původní horniny. V některých výbrusech z vrťů byla v matrix nalezena nápadná, oválná nebo šestiboká zrna, silně přeměněná na směs křemene, albitu, sericitu a



Obr. 1. Geologická mapa kladeckého krystalinika. 1. sedimenty bouzovského kulmu (droby, břidlice, slepence, 2. křemité břidlice (ponikevské s.), 3. vápence jesenecké, 4. vápence vilémovické, 5. jílovité břidlice (stínavsko-chabíčovské s.), 6. bazalty, metabazalty, 7. bazální devonská klastika (slepence, pískovce), 8. křemenná žíla, 9. zelené břidlice, 10. fylity, fylonity, 11. zlom, 12. přesnyk, 13. foliace. Tmavé šipky indikují smysl transportu nadloží

chloritu. Podle tvaru zrn a charakteru přeměny se pravděpodobně jedná o silně pinitizované cordierity. Ve vrtech byly nalezeny i metagranity se střednozrnnou, drobně okatou až maltovitou strukturou. Hornina je páskovaná s porfyroklasty sericitizovaných živeců, K-živce jsou perthitizované a mikroklinizované, biotit chloritizovaný. Tyto metagranity pravděpodobně odpovídají *žilovitým rulám*, které jako stopy v podloží fylitů zjistil Zapletal (1954) jihovýchodně od Kladek. Zelené břidlice jsou velmi jemnozrnné s převládající matrix budovanou křemenem, epidotem, aktinolitem a chloritem, ze které ojediněle vystupují silně přeměněné plagioklasy.

Kolem kladeckého krystalinika vystupují devonské horniny konicko-mladečského pruhu. Bazální klastika (deformované křemenné konglomeráty j. od Otročkova a pískovce sv. od Ludmírova) vystupují i uvnitř krystalinika jako úzké tektonické šupiny. Relikt křemených konglomerátů jižně od Kladek má charakter tektonického bradla. Styk devonu a krystalinika východně od Ludmírova je zlomově modifikován. Západně od Ludmírova jsou devonské sedimenty přesunuty relativně ploše přes krystalinikum, bazální klastika jsou vyvlečena do šupin a vápence velmi intenzivně deformovány za vzniku výrazné foliace a intenzivní krenulační kliváže. Tato deformace je doprovázena slabou metamorfózou, spjatou s rekrystalizací karbonátových zrn, grafitizací organické hmoty a krystalizací muskovitu a zeleného

Literatura:

- Črha J. et al. (1989): Souhrnná závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu Poníkev - Vojtěchov. - MS, UNIGEO Brno.  
 Chlupáč I. (1960): K stratigrafii drahanského vývoje moravského devonu. - Věst. Ústř. Úst. geol., XXXV, 329-332. Praha.  
 Zapletal K. (1954): Přehled geologie olomouckého kraje. - SLUKO, 1-32. Olomouc.

biotitu v terigenních partiích vápenců, která odpovídá retrográdní metamorfóze kladeckého krystalinika. Intenzivní deformaci devonských sedimentů dokládají i spodnosedevonské (Chlupáč, 1960) písčité vápence západně od Liškových skalek s valouny křemene až několik cm velkými, které jsou asymetricky vytaženy paralelně s lineací orientovanou S-J.

Foliační plochy jsou v obou jednotkách severojižní se sklonem k západu. Lineární prvky kladeckého krystalinika jsou orientovány S-J až SZ-JV, v devonu jsou S-J až SV-JZ, převážně subhorizontální. Indikátory tektonického transportu (S-C stavby a asymetricky deformované valouny v devonu, S-C stavby a asymetrické tlakové stíny kolem živcových porfyroklastů) indikují v obou jednotkách stejný smysl transportu nadloží a to k severu.

Jak vyplývá z metamorfního a deformačního charakteru kladeckého krystalinika, regionální metamorfóza s minerální asociací granát - biotit - cordierit - plagioklas je prevariská a byla doprovázena intruzí plutonického tělesa, odpovídajícímu brněnskému plutonu. Během přesunování variského superficiálního příkrovu konického devonu došlo k retrográdní přeměně na asociaci chlorit - muskovit - epidot - albit, která byla doprovázena intenzivní mylonitizací a zešupinatěním původních metasedimentů a kadomských granitoidů.

## PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY MAPOVÁNÍ SVINOVSKO - VRANOVSKÉHO KRYSTALINIKA PRO MAPY 1 : 50 000 JEVÍČKO A MOHELNICE

Preliminary results of the geological survey in the Svinov-Vranová  
Crystalline Complex for the map sheets Jevíčko and Mohelnice

(24-21, Jevíčko; 14-43, Mohelnice)

<sup>1</sup>Pavel Hanžl, <sup>2</sup>Monika Němečková

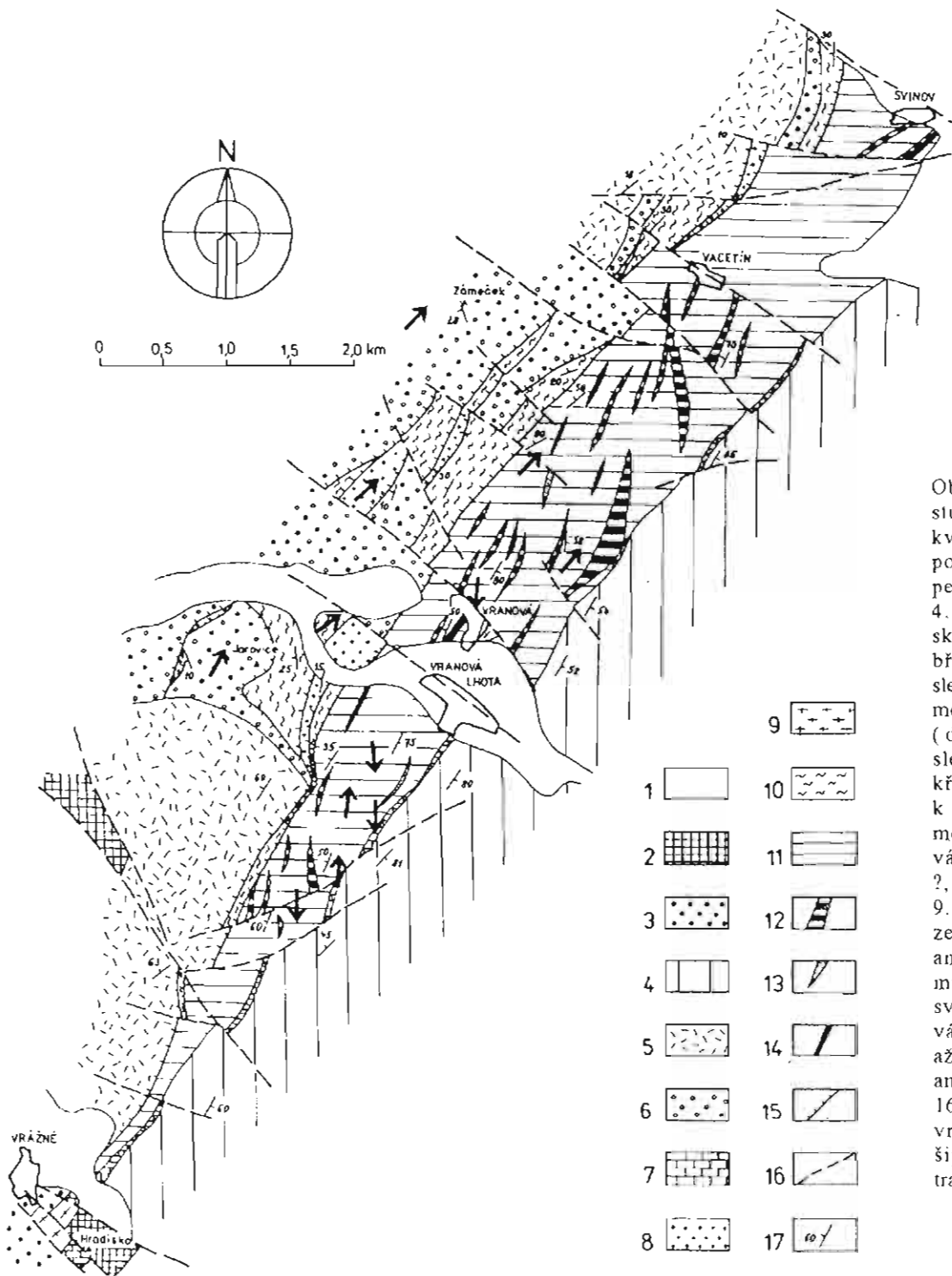
<sup>1</sup>ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno, <sup>2</sup>Katedra geologie a paleontologie PříF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

*Key words:* Svinov-Vranová crystalline complex, mica schist, garnet, thrust

Svinovsko - vranovské krystalinikum vystupuje na severním okraji Drahanské vrchoviny jako tektonická zóna mocná desítky metrů až první kilometry, která odděluje dva odlišné paleozoické vývoje. Na západním okraji (moldanubické nasunutí, Kettner 1937, vacetinské nasunutí - Kodým, Svoboda 1950) hraničí svinovsko - vranovské krystalinikum s horninami paleozoického (givet - ?), Otava et al. 1994) mohelnického souvrství se šupinami kataklazovaných granitoidních hornin a zelených břidlic až amfibolitů zábřežského krystalinika. Na východním okraji je tektonicky omezeno vůči sedimentům bouzovského kulmu, styk je výrazněn max. desítky metrů mocnou, tektonicky vyvlečenou polohou

masivních, výjimečně deskovitých, šedých vápenců pravděpodobně devonského stáří.

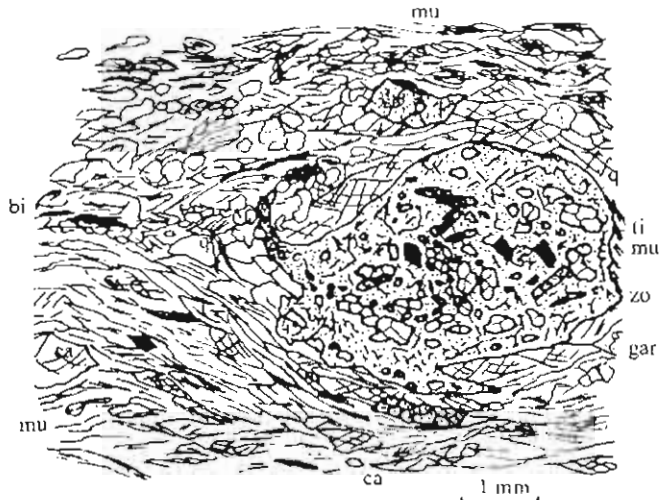
Základní horninou svinovsko-vranovského krystalinika (obr. 1) jsou granatické svory, které obsahují pestré vločky, mocné zpravidla metry až desítky metrů, krystalických vápenců, kvarcitů až kvarcitických rul, amfibolitů a grafitů. Květoň (1951) popisuje mezi Vacetinem a Lišnicí těleso bítešské ortoruly, která vystupuje i v malých výchozech ve Vranové. **Svory** jsou jemnozrnné, šedé až šedoohnědé s fibrogranoblastickou strukturou matrix, ze které vystupují porfyroblasty granátu, pravděpodobně dvojí generace. Starší granáty jsou větší (několik mm), oválné a snad zonální s esovitě



Obr.1. Geologická mapa studované oblasti: 1. kvartérní a terciární pokryv, 2. křída, 3. permské konglomeráty, 4. sedimenty bouzovského kulmu (droby, břidlice, štěrčikové slepence), 5. sedimenty mohelnického souvrství (droby, břidlice, slepence), 6. převážně křemenné mírovské konglomeráty mohelnického s., 7. vápence vilémovické?, 8. metagranitoidy, 9. bitešská rula, 10. zelené břidlice až amfibolity převážně mylonitizované, 11. svory, 12. krystalické vápence, 13. kvarcitty až kvarciticke ruly, 14. amfibolity, 15. přesmyk, 16. zlom, 17. foliace, vrstevnatost. Černé šipky indikují směr transportu nadloží

orientovanými uzavřeními křemene, které jsou pozorovatelné především v řezech kolmých na lineaci. Kromě křemene je v granátu ojediněle uzavírán muskovit a jemné inkluze grafitu a epidotového minerálu. Mladší granáty jsou menší (cca 1 mm), jednoduché a často automorfní, uzavření jsou výjimečná. Granáty jsou po okrajích často přeměněny na chloritizovaný biotit a v řezech paralelních s lineací mají charakter  $\sigma$  porfyroklastů s výplní křemen - chlorit - muskovit v asymetrických tlakových stínech. Matrix je budována převažujícím jemným muskovitem a biotitem. Biotity jsou většinou přeměněné na muskovit a chlorit. V páscích mezi slídkami je hojný křemen, který je v páscích močných na jedno zrno protažený paralelně s foliáci, má rovné okraje a

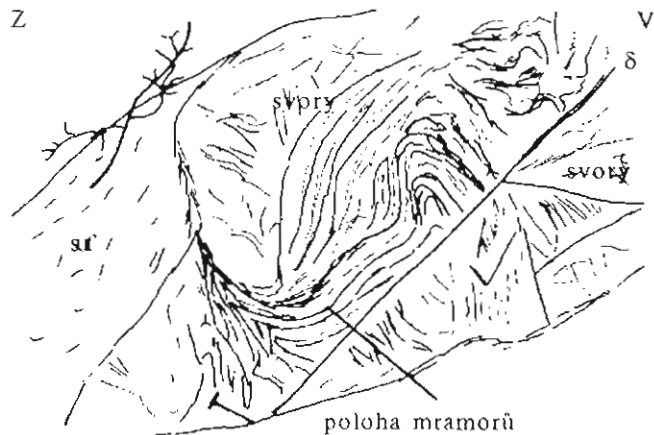
rozpadá se na subzrna. V ostatních páscích je protažení méně výrazné, okraje jsou mírně zubaté, zrna jsou undulozní. Živce jsou vzácné. V extenzní křemenné žilce byl nalezen zoisit. Typická akcesorie je turmalín. Výjimečně lze ve svorech nalézt mm - cm křemen živcové žilky. **Krystalické vápence** jsou masivní až střednozrné, šedé až tmavě šedé, různého stupně čistoty. Kromě karbonátových zrn jsou nejběžnější lupínky často deformovaného muskovitu, zrna křemene, méně častý je výrazně pleochroický biotit a přeměněný K-živce a epidot. V horninách na přechodu ke svoru se objevují až 1 cm velké granáty s hojnými uzavřeními křemenc, zoisitu, muskovitu a přeměněného titanitu (obr. 2). **Kvarcitty až kvarciticke ruly** jsou jemnozrné světle



Obr. 2. Skica zachycující uzavřeniny v granátu a struktury v karbonátickém svoru. gar - granát, zo - zoisit, q - křemen, bi - biotit, mu - muskovit, ca - kalcit, ti - titanit

šedé, páskované horniny s lepidogranoblastickou strukturou. V hornině převažují křemenná zrna slabě protažená paralelně s foliací, která je naznačena jemnými muskovitovými a biotitovými lupinky. Křemenná zrna undulozně zhášejí, mají nerovné až zubovité okraje. Nevýrazná oválná zrna plagioklasů a sericitizovaných K-živců vystupují z matrix. Akcesoricky se objevuje většinou deformovaný granát, epidot, turmalín a zirkon. **Amfibolity** jsou jemnozrné až střednozrné, tmavě šedé až šedozelené horniny s granonematoblastickou strukturou. Převažují pleochroické (zelená - hnědá) obecné amfiboly uspořádané v pásčích, ve kterých se méně často vyskytují i aktinolity. Dále je zde křemen, přeměněné živce a epidot. Některé vzorky obsahují až několik mm velké porfyroblasty granátu s uzavřeninami křemene, živce, a epidotu. **Ortoruly** jsou střednozrné, výrazně kataklazované, šedé horniny, s maltovitovou strukturou, nápadné jsou vějířkovité shluky světlé hnědého biotitu. Světlé minerály jsou drceny na jemnou základní hmotu, ze které vystupují relikty oválných přeměněných živců. Hojná drobná křemenná zrna se koncentrují do pásčů. Hornina je velice podobná nectavským rulám, jak už poznamenal Lang (1958). Horniny z Vranové jsou však více kataklazované.

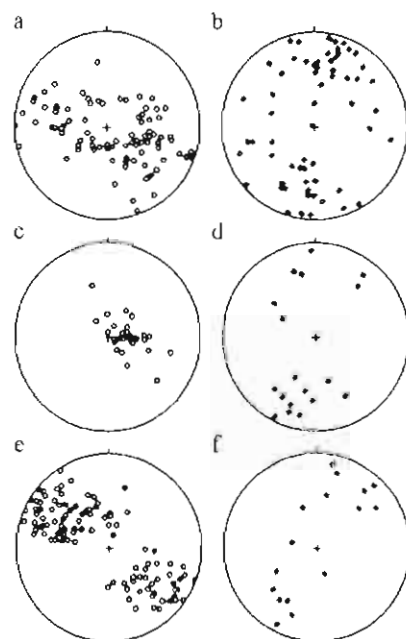
V mírovských křemenných konglomerátech mohelnického sovrství západně od svinovsko - vranovského krystalinika a v úzké zóně podél něj vystupují tektonické šupiny zelených břidlic s vložkami vápenců, různě intenzivně kataklazované granitoidy a vyjimečně i silně kataklazované gabro. **Zelené břidlice** jsou výrazně zbrídlíčnatělé, šedozelené horniny s mylonitovou strukturou. Horniny jsou silně přeměněné, převažuje matrix budovaná chloritem, epidotem, křemenem, a silně drcenými živci, která se střídá s převážně křemennými pásčy. **Vápence**, které tvoří cm - dm polohy uvnitř zelených břidlic jsou bělošedé, masivní až jemnozrné, s drobnými ojedinělými zrny křemene. **Granitoidy** jsou silně mylonitizované, šedé s maltovitou strukturou. Podle intezity deformace se mění poměr matrix budované drcenými světlými minerály, chloritem a epidotem. Mezi světlými minerály převažují plagioklasy různého stupně kataklázy a přeměny. V silně



Obr. 3. Tektonický styl svinovsko - vranovského krystalinika na příkladu výchozu v opuštěném lomu u silnice Vranová - Veselí, kde ze svorů vystupují polohy jemnozrných až masivních krystalických vápenců zvrásněné S-J orientovanými vrásami

mylonitizovaných typech jsou nápadná velká, deformovaná zrna epidotu. **Gabro** bylo nalezeno pouze v jednom vzorku jižně od Nové Rovně. Hornina je tmavě šedá s maltovitou strukturou, velmi intenzivně přeměněná na směs chloritu, opakních minerálů, epidotu a karbonátů ze které vystupují velká, rozlámaná albitizovaná zrna plagioklasů. V reliktech je zachován leukoxenizovaný titanit. Horninou proniká plagioklasová žilka a jemné karbonátové žilky. Jeho příslušnost k svinovsko - vranovskému nebo zábřežskému krystaliniku je sporná neboť bylo nalezeno v mylonitové zóně na západním okraji svinovsko - vranovského krystalinika.

Foliace svinovsko - vranovského krystalinika



Obr. 4. Diagramy tektonických prvků ve studované oblasti: prázdná kolečka - normály k foliaci (vrstevnatosti), plná kolečka - normály ke kliváži, prázdné kosočtverce - lineace, plné kosočtverce - osy vrás. a, b - svinovsko v r a n o v s k é krystalinikum, c, d - východní okraj mírovského vývoje a šupiny krystalinika při styku se svinovsko - vranovským krystalinikem, e, f - bouzovský kuhl

odpovídá hlavní orientaci krystalinika i vymapovanému průběhu horninových pružů. Je orientovaná SSV-JJZ uklánějící na oba směry, což naznačuje provrásnění hornin sevřenými, strnými, špičatými vrásami. Takové vrásy metrových rozměrů se severojižní orientací osy byly nalezeny v poloze krystalických vápenců ve svorech v opuštěném lomu severně od Vranové (obr. 4). Lineace orientovaná S-J až SV-JZ má charakter svaštění,

krenulace nebo méně minerálního uspořádání. Je doprovázena asymetrickými strukturami (tlakové stíny kolem granátu, S-C stavby, střížné pásy), které naznačují dva protisměrné pohyby. Pohyb k jihu se zdá starší než pohyby orientované k S až SV, které jsou konformní s násuný v mírovských konglomerátech západně od svinovsko - vranovského krystalinika, kde foliační plochy jsou orientovány SZ-JV se středními sklony k JZ. Lineace jsou orientovány S-J až SV-JZ s mikrostrukturami naznačující pohyb k SV, které potvrzují přesunování

mírovského komplexu se šupinami zábřežského krystalinika přes svinovsko - vranovské krystalinikum. Struktury bouzovského kulmu odpovídají celkovému strukturálnímu trendu oblasti, vrstevní plochy jsou zvrátněny SV-JZ orientovanými, strmými vrásmi různého měřítka. Dnešní pozice je však výrazně ovlivněna permskými a popermskými zlomy při severním ukončení boskovické brázdly podle kterých jsou starší struktury modifikovány a jednotlivá strukturální patra sblížena do dnešní pozice.

#### Literatura:

- Kettner R. (1937): Geologické poměry mezi Bouzovem, Nectavou, Mestečkem Trnávku a Studenou Loučkou na Dražanské vrchovině. - Čas. Vlastn. Spol. mus., 50, 185-6, 1-12. Olomouc.
- Kodym O., Svoboda J. (1950): Zpráva o geologických výzkumech širšího okolí Jevíčka, Letovic a Polčky. - Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 15, 115-120. Praha.
- Květouš P. (1951): Zpráva o geologickém mapování některých oblastí vnějších fylitů moravské stavby - Věst. Úst. Úst. geol., 26, 59-61. Praha.
- Lang M. (1958): Geologické poměry v oblasti vacetinského nasunutí jihozápadně od Mohelnice - MS, dipl. práce PŘF UK, Praha.
- Otava J., Maštera L., Hanžl P. (1994): Nové poznatky o geologii jižní a střední části malonínské hrásti - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 47-51. Brno.

## GRAFITICKÉ KVARCITY S VANAD OBSAHUJÍCÍMI MINERÁLY V MORAVSKÉM MOLDANUBIKU

### Graphitic quartzites with vanadium-bearing minerals in the Moravian Moldanubicum

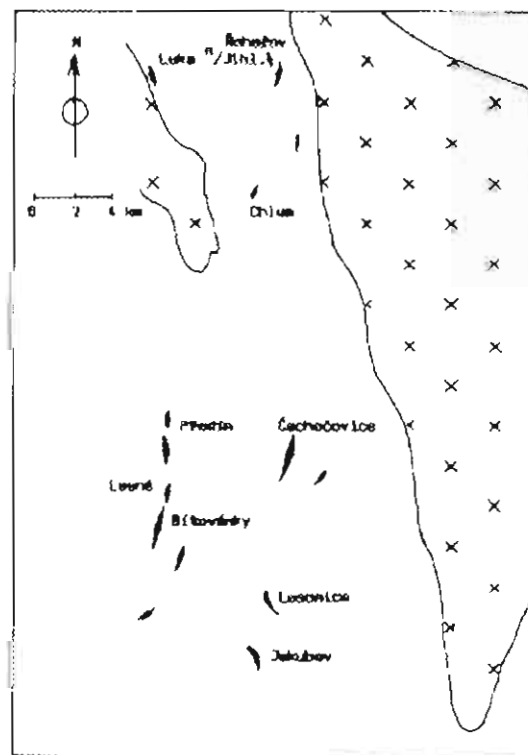
(24-32, Třebíč; 23-24, Polná)

**Stanislav Houzar**

Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno

*Key words: graphitic quartzite, petrography, V-muscovite, V-tourmaline, V-wavellite, metamorphism, Moldanubicum*

Grafitické kvarcitty s minerály obsahujícími vanad byly zjištěny na dvou místech v oblasti Z. od třebíčského masívu. Západnější pruh lze vysledovat od Želetavy, přes Bítovánky a Lesnou až k Předínu a Štítměchám, východnější, méně souvislý pruh od Jakobova, přes Lesonice k Čechočovicím (obr.1). Relativně samostatné jsou výskyty grafitických kvarcitů u Řehořova, Luk nad Jihlavou a Chlumu. Tyto kvarcitty jsou uloženy v biotitických a sillimaniticko-biotitických pararulách s vložkami amfibolitů, pyroxenických rul a sillimanitických kvarcitů. Pruhy grafitických kvarcitů jsou složeny z jednotlivých litologicky relativně homogenních kvarcitů o mocnosti max. okolo 30 m, které mohou přecházet do K-živcových grafitických rul. Tektonické postižení se projevuje nejen duktilním protažením původně mocnějších hornin a výraznou lineací, patrnou především při okrajích těles, ale také migrací grafitu do malých (řádově cm - dm) střížných zón (Kadounová 1992). V modálním složení grafitických kvarcitů převládá křemen, jehož protáhlá zrna se vyznačují undulózním zhašením a četnými jehličkami sillimanitu. Někdy jsou zrna křemene tímto sillimanitem přeplněná. Kolísající obsahy grafitu (4 - 10 %) se projevují místy páskováním horniny. Grafit tvoří drobné šupinky velikosti okolo 0,5 až 1



Obr. 1. Rozšíření grafitických kvarcitů s vanad obsahujícími minerály v moravském moldanubiku

mm. Z dalších minerálů je běžný pouze jehličkovitý sillimanit na plochách foliace, nebo tvořící čočkovité shluky s křemenem, V-muskovitem a akcesorickým V-turmalínem. Z dalších akcesorických minerálů byl zjištěn apatit a zirkon. Sulfidické minerály s výjimkou nepatrně přiměsí pyrrhotinu nebyly zjištěny. Charakteristickým minerálem je V-muskovit, který vytváří slabě zprohýbané až 5 mm velké světle zelené lupínky, které zřetelně zatlačují sillimanit + křemen. Podle RTG analýzy náleží V-muskovit nejběžnějšímu polytypu 2M<sub>1</sub>, podobně jako chemicky blízký V-Ba muskovit z Chvaletic (Novák - Povondra 1976). Chemické složení slíd odpovídá muskovitu s vyšším podílem V (1 - 6 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), s nízkým obsahem Ba (0 - 0,6 % BaO) a Cr (pod 0,3 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Obsahy V silně kolísají, zonálnost v jednotlivých lupíncích nebyla prakticky pozorována s výjimkou V-ochuzených okrajů (jen u některých lupínek). Vanad zastupuje Al v oktaedrické pozici podobně, jak je známo u Ba-V muskovitu z dalších lokalit (Johan - Povondra 1987, Morand 1990 aj). Charakteristickým akcesorickým minerálem je V-turmalín, jehož tmavozelené až hnědozelené krystaly mm velikosti se objevují hlavně v drobnozrnném kvarcitu bohatém grafitem. Vyskytují se společně s V-muskovitem na plochách foliace a jsou výrazně lineárně uspořádané. V rekrystalovaných partiích s nízkým podílem grafitu jsou vyvinuty stébelnaté agregáty zbarvené žlutozeleně a vzácné jsou až 4 cm dlouhé nedokonalé krystaly v křemenných čočkách, příp. žilách. Chemické složení turmalínu je silně proměnlivé a celkově odpovídá V-dravitu (okolo 6 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 7 - 10 % MgO, 0,1 - 1,5 FeO celk., 0 - 0,4 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Od známých analýz V-turmalínů (např. Kazachenko et al. 1993) se liší vysokým poměrem V/ Cr, což je stejně jako v případě V-muskovitu pravděpodobně ovlivněno prostředím chudým Cr. Některá zrna jsou opticky skvrnitá a často zonální, s okraji obohacenými V, Cr a Fe (Houzar - Šrein 1993). Nejmladší minerální asociace, odpovídající svým charakterem "alpské paragenezi", se vyznačuje převahou fosfátů nad křemenem. Bezpečně určen byl dosud V-wavellit (2 - 5 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) a V-variscit, příp.

metavariscit (přibližně 0,5 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Tyto fosfáty tvoří modrozelené a jablečně zelené povlaky, složené z jehličkovitých radiálně paprskovitých agregátů a vyskytují se převážně v mladých příčných trhlinách spolu s křemenem (křišťálem). Grafitické kvarcitty v moravském moldanubiku mají znaky metamorfózy vyšší amfibolitové facie sillimanit - cordieritového typu. Grafit, na něj byl původně vázán V, Ba a Cr, se pravděpodobně v době krystalizace sillimanitu choval z hlediska mobility uvedených prvků v podstatě inertně, neboť jejich obsahy v sillimanitu jsou pod mezí detekce a přetrvávání ve fluidní fázi není pravděpodobné. Mobilita V, Ba, příp. Cr vzrostla až v retrogradní fázi. Ta probíhala za vyšší aktivity H<sub>2</sub>O a patrně i K a byla spojena s rekrystalizací a místy s degrafitizací kvarcitu. Sillimanit je zřetelně zatlačován V-muskovitem, což vyžaduje přínos K, Ba, V a H<sub>2</sub>O. Turmalín krystalizoval v podmínkách růstu aktivity V (vanadem bohatší okraje zrn). Mobilita V a Ba přetrvávala ještě v nízkoteplotních podmínkách krystalizace křišťálu + vanadového wavellitu, výjimečně vznikl i samostatný Ba-fosfát (Ba-crandalit nebo gorceixit). Zvýšené obsahy V a Ba v grafitických kvarcitech moldanubika odrážejí podmínky jejich vzniku v prostředí bohatém organickými látkami. Chemické složení grafitických kvarcítů (SiO<sub>2</sub> nad 90 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pod 2 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pod 0,70 %, MgO pod 0,5 %, CaO pod 1 %) ukazuje na vysokou čistotu výchozího sedimentu, který byl tvořen patrně jen oxidem křemičitým + organickými látkami. Obsahy Ba (230 - 550 ppm), V (350 - 700 ppm), a Cr (40 - 60 ppm) jsou sice v porovnání s běžnými moldanubickými metapsamity a metapelity zvýšené, avšak ve srovnání s C-bohatšími horninami u nás i ve světě průměrné. Výchozí horninou pro studované kvarcitty mohly být chemogenní křemité sedimenty bez vulkanické přiměsí a nepatrným podílem terestrického materiálu, podobně jako v případě černých břidlic z Abercrombie Beds, Australia (Morand 1990). Od podobných lokalit v západočeském proterozoiku (Mrázek a Pouba 1975) se studované grafitické kvarcitty odlišují nízkými obsahy Cr, Pb, Cu, U, Mo a dalších prvků.

#### Literatura:

- Houzar S., Šrein V. (1993): Graphite quartzite with vanadium - bearing tourmaline from Bitovánky near Želetava, West Moravia. A preliminary report. - Acta Mus. Moraviae, Sci. Nat., 78, 211-212, Brno.
- Johan Z., Povondra P. (1987): Vanadium - and copper - bearing dolomite nodules from Permian sediments near Horní Kalná, Czechoslovakia - Neu. Jb Mineral. Abh., 157, 3:245-266. Stuttgart.
- Kadounová Z., (1992): Behaviour of graphite during regional metamorphism and deformation of sedimentary rocks of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. - Čas. Mineral. Geol., 37, 135 - 143. Praha.
- Kazachenko T.V., Butsik A.L., Sapin I.V., Kitaev V.I., Barinov N.N., Narnov A.G. (1993). Vanadian - chromian tourmaline and vanadian muscovite in contact - metamorphosed carbonaceous rocks, Primorye, Russia. - Canad. Mineralogist, 31:347-356. Ottawa.
- Mrázek P., Pouba Z. (1975): Vztahy mezi Fe - V - U mineralizací a stromatolity v českém proterozoiku. - Sbor. "Korelace proter. a paleozoic. stratiform. ložisek III, ÚGV, Přírod. fak UK, 59 - 76 Praha.
- Morand J. V. (1990): High chromium and vanadium in andalusite, phengite and retrogressive margarite in contact metamorphosed Ba-rich black slate from the Abercrombie Beds, New South Wales, Australia. - Mineral. Mag., 54, 381 - 391. London.
- Novák F. - Povondra P., (1976): Vanad obsahující muskovit z Chvaletic. - Čas. Mineral. Geol., 21, 326. Praha.

91

# GEOLOGICKÉ VYUŽITÍ PŘÍLEŽITOSTNÝCH ZEMNÍCH PRACÍ NA ŠUMPERSKU A ZÁBŘEŽSKU

Geological usage of casual excavations in the Šumperk and Zábřeh region

(14-24, Bělá p. Pradědem; 14-43, Mohelnice; 14-41, Šumperk)

**Bohdan Koverdinský**

ČGÚ, pracoviště Jeseník, PS 65, 790 01 Jeseník

Příležitostné zemní práce jsou při geologickém mapování často popelkou. Jejich sledování je časově náročné a při hloubkách do 2 m často souvislé výchozy nezastihují. Na druhé straně hominové soubory odkryté v mocnostech stovek metrů jsou však v našich podmínkách natolik vzácné, že práce po čase přinese své ovoce. Několik příkladů z minulých let poslouží jako ukázková výsledků, které přispěly nejen k základnímu mapování ale i k novým pohledům na řešení regionálních problémů.

1. V rýze plynovodu mezi Mohelnicí a Zábřehem u obce Zvole byla v roce 1972 nalezena rostlinná drť ve fylitech zábřežské skupiny považovaných všeobecně za proterozoikum. Tento nálezy spolu s výsledky mapování z nichž vyplynula paralelizace hoštejnského pruhu zábřežské skupiny se sledem skupiny Branné (Koverdinský 1969) daly podnět k dalším výzkumům, které na základě makro i mikrofauny doložily zařazení jižní části zábřežské skupiny včetně hoštejnského pruhu do devonu (Koverdinský - Konzalová 1986).

2. V rýze vodovodu v údolí východně obecního úřadu v Bělé byl v roce 1983 odkryt kontakt muskovitických břidlic rudoltského horizontu na bazi drakovských kvarcitů s podložními amfibolity jeseníckého amfibolitového komplexu. Na kontaktu byla vyvinuta poloha růžově zbarvené vápenato-silikátové horniny (erlanu), mocná do 1 m, která dokládá zachování nejvyšších částí sledu bazických metavulkanitů i návaznost na nadložní muskovitické břidlice, které ve spodní části obsahovaly hojné mm-cm laminy a pásy silně obohacené magnetitem. To ukazuje zřetelně na sepetí mineralizace s podložním vulkanismem i jeho stratigrafické zařazení - vyznívání v prahu (Koverdinský 1972 aj.) podobně jako na jihu desenské klenby u Rudoltic.

3. V rýze plynovodu mezi Rapotínem a Petrovem byl na vrcholové části hřbetu odkryt kontakt drakovských

*Key words: trench, gas pipeline, geological documentation*  
kvarcitů s podložím. V nadloži amfibolitů sobotínského amfibolitového komplexu zde byl odkryt kolem 10 m mocný sled biotitických pararul s hojnými cm vložkami v nižší části amfibolitů, výše erlanů. Ve svrchních 3-4 m docházelo k přechodu přes svorové ruly do svorů s prvními cm vložkami kvarcitů.

4. V roce 1994 došlo k anomálnímu růstu technických prací pro plynovod a vodovodní přípojky. Nejdůležitější byla rýha plynovodu mezi Rapotínem u Šumperka a Jindřichovem u Hanušovic v délce kolem 15 km. Rýha odkryla profil napříč jižní části keprnické klenby. V dosavadních mapách zde zcela převládají migmatity a blastomylonity jaderné části klenby. V rýze však byly podstatně zastoupeny biotitické plagioklasové pararuly a svorové ruly, často s vložkami erlanů a drobnozrných ortorul. V úlomcích na povrchu totiž bývají zachovány hlavně křemencem bohatší vložky a převládající lepidosložka se projevuje pouze příměsí biotitu v půdním horizontu.

Na bázi svorového sledu jindřichovského souvrství byla v profilu ověřena přítomnost kvarcitového horizontu, který odpovídá kvarcitům zjištěným autorem též v severnějších částech klenby (Koverdinský 1993a, b, 1994a, b). V těsném podloží kvarcitů i v jejich sledu byla ověřena přítomnost acidního vulkanismu, včetně lokálně přítomné stratiformní mineralizace, což indikuje podobné sepetí kvarcitů s podložím jako u ostatních kvarcitových horizontu silezika.

K dalším zajímavostem obnaženým rýhou plynovodu patří sedimenty pliocenní terasy původně patrně navazující na obdobné sedimenty v údolí Moravy u Králík. Podle profilu zachyceném rýhou nejde o šěrky ale o pisky a šěrkopisky s lokálně vtroušenými valouny do 50 cm, které na dnešním povrchu převládají. Na bazi byl zastížen výskyt kaolinu, který patrně bude mít ložiskový význam.

## Literatura

- Koverdinský B. (1969): K otázce stáří krystalinických sčrů v oblasti Jeseníků - Práce Odb. přír. věd. Vlastivě. Úst. Olomouc, 17, 1-32. Olomouc.
- Koverdinský B. (1972): Jesenícké megasynklinorium a jeho postavení v JV křídle středoevropských variscid - Zprávy Vlastivěd. Úst. v Olomouci č. 155, 3-16. Olomouc.
- Koverdinský B. (1986): Litostratigrafie a ložiskové prognózy podloží flyšové formace ve střední části zábřežské vrchoviny. - Geol. Průzk. 28, 4, 115-117. Praha.
- Koverdinský B. (1993a): Paleozoický vulkanismus a stratiformní mineralizace silezika. - Geol. Průzk. 35, 16-19. Praha.
- Koverdinský B. (1993b): Geologické problémy silezika - Sborník příspěvků k 90. výročí K. Zapletala. 31-40. Mor. Zem. muz. Brno.
- Koverdinský B. (1994a): Litolický vývoj a stratiformní mineralizace při západním okraji silezika. U-R-GP, 1, 1, 15-17. Praha.
- Koverdinský B. (1994b): Vulkanosedimentární cykly a s nimi sdružená mineralizace na SV okraji Českého masivu. U-R-GP, 1, 12, 474-477. Praha.
- Koverdinský B., Konzalová M. (1986): Problematika stratigrafického zařazení zábřežské skupiny. - Věst. Ústř. Úst. geol. 61, 3, 159-167. Praha.



# DÍLČÍ VÝSLEDKY IZOTOPICKÉHO A MIKROCHEMICKÉHO STUDIA SULFIDŮ Z BRNĚNSKÉHO MASÍVU

Results of the isotopic and microchemical study of sulphides  
from the Brno Massif

(24-32, Brno; 24-14, Boskovice)

<sup>1</sup>Zdeněk Losos, <sup>2</sup>Jana Hladíková, <sup>1</sup>Libor Berka

<sup>1</sup>Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno,

<sup>2</sup>Český geologický ústav, Geologická 6, 152 00 Praha 5 - Barrandov

V letech 1992-1994 jsme se věnovali revizi starších vzorků sulfidické mineralizace z depozit Moravského muzea, Katedry mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, a odebírali nový materiál z dostupných lokalit brněnského masívu. Pozornost byla zaměřena především na lokality Želešice, Brno-Komín, Černá Hora a Dolní Kounice. Nashromážděné sulfidy (přibližně kolem 100 vzorků - viz Berka 1993) byly studovány mikroskopicky, část byla analyzována chemicky a izotopicky.

V tělese amfibolitů a zelených břidlic u **Želešice** (Pálenský et al. 1990) doprovází pyrit s chalkopyritem magnetitové zrudnění, charakteristické vtrošeninovými až smouhovitými texturami. Na vzorcích je v různé míře patrná sběrná rekrystalizace oxidických i sulfidických rudních minerálů. Pro křemen-epidotové mladší mobilizované partie jsou typické hnízdovité textury pyritu a chalkopyritu, doprovázené běžným sfaleritem. Při okrajích agregátů chalkopyritu se místy vytváří úzký lem covellinu do 0.02 mm tloušťky. Krystalizace sulfidů, které jsou v tomto texturním typu opět doprovázeny kumulacemi relativně větších metakrystalů magnetitu, je silně sblížená. Na puklině dioritového porfyritu na téže lokalitě byla identifikována mladší asociace kalcit - sfalerit s bohatými inkluzemi chalkopyritu - galenit - pyrhotin. Sfalerit ve většině případů obsahuje chalkopyritové inkluze dvoji i troji velikosti: tento jev je pro lokalitu typický, zatím však není spolehlivě objasněn.

Z křemen - kalcitových žil v metabazitech na lokalitě **Brno - Komín** (opuštěný lom u silnice) jsou známy hnízdovité kumulace chalkopyritu (vzorky z muzejních sběrů). V současnosti lze nalézt pyrit a chalkopyrit s vtrošeninovou texturou, doprovázené sekundárními minerály mědi (stilpnosideritem, bornitem, chalkozinem, covellinem a malachitem). Pyrit uzavírá inkluze chalkopyritu a pyrhotinu a bývá metasomaticky zatlačován chalkopyritem. V jednom případě byly zjištěny agregáty galenitu v křemen - kalcitové žíle, mikroskopicky s charakteristickým lemem sekundárního

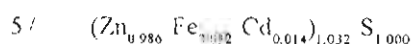
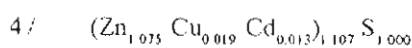
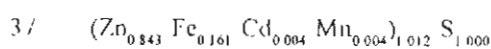
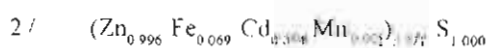
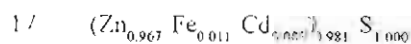
*Key words: isotopes of sulphur, sulphides, Brno massif cerusitu. Jedná se o první nález cerusitu v Komíně. Sfalerit uváděný Kruťou (1966) nepatří do studované hydrotermální asociace, neboť se jedná o vzorek z naplavených křemenných valounů. Mastkové skaliny s několika mm velkými metakrystalu pyritu a hojnou magnetit-ilmenitovou asociací byly nově nalezeny na lokalitě Komín - Holedná.*

*Z molybdenitového zrudnění v Černé Hoře byly studovány vtrošeninové textury pyritu a molybdenitu, které jsou v granitoidech místy až hnízdovitého charakteru. Mikroskopicky je v popsané asociaci zastoupen též chalkopyrit, sfalerit a galenit (při separacích sulfidů z horniny byl nalezen galenit v podobě automorfních krychlových krystalků až 2 mm velkých). Pyrit z Černé Hory je starší než chalkopyrit a molybdenit, je však krystalizačně sblížen se sfaleritem. Kolek (1978) uvádí molybdenit s křemenem jako sukcesně mladší než*

Tab. 1. Mikroanalýzy sfaleritů z mladších žilek a mobilizovaných partií hornin brněnského masívu (mikrosonda JEOL JXA-50, analyzoval O. Navrátil).

Vzorek	1	2	3	4	5
Lokalizace	Želešice Moravské m. inv. č. A221/56	Želešice Moravské m. inv. č. A5452/86 I	Želešice Moravské m. inv. č. A5452/86 II	Černá Hora 4/28 I	Černá Hora 4/28 II
Hornina: minerální asociace	místní mobilizovaná partie v metabazitu: sfalerit, kalcit, galenit, epidot	karbonátová žilka v těmém dioritovém porfyritu: sfalerit, kalcit, galenit, chalkopyrit, pyrhotin		křemenná žilka v granitoidu: chalkopyrit, sfalerit	
Cu	1,37	3,71	0,50	2,83	1,02
Fe	1,84	6,83	9,61	1,00	2,64
Mn	0,00	0,08	0,23	0,00	0,00
Cd	0,35	0,42	0,46	1,47	1,47
S	33,25	33,32	33,24	32,46	32,04
Zn	62,85	60,06	56,25	68,62	62,33
suma	99,66	104,42	100,29	106,38	99,50

Empirické vzorce sfaleritů:



galenit a chalkopyrit.

Pyritová mineralizace z **Dolních Kounic** představuje vtroušeninový až hnízdivý typ, který je vázán na granitoidy, pegmatity a křemenné partie. Mikroskopicky je pyrit v některých případech doprovázen

studovaných sfaleritech pohybují od 0 do 0.23 hm. %.

Studium izotopického složení sulfidické síry (doposud bylo analyzováno 33 vzorků) ukázalo, že přes předpokládanou složitost lze v brněnském masivu vyčlenit dvě látkově odlišné sulfidické mineralizace, geneticky

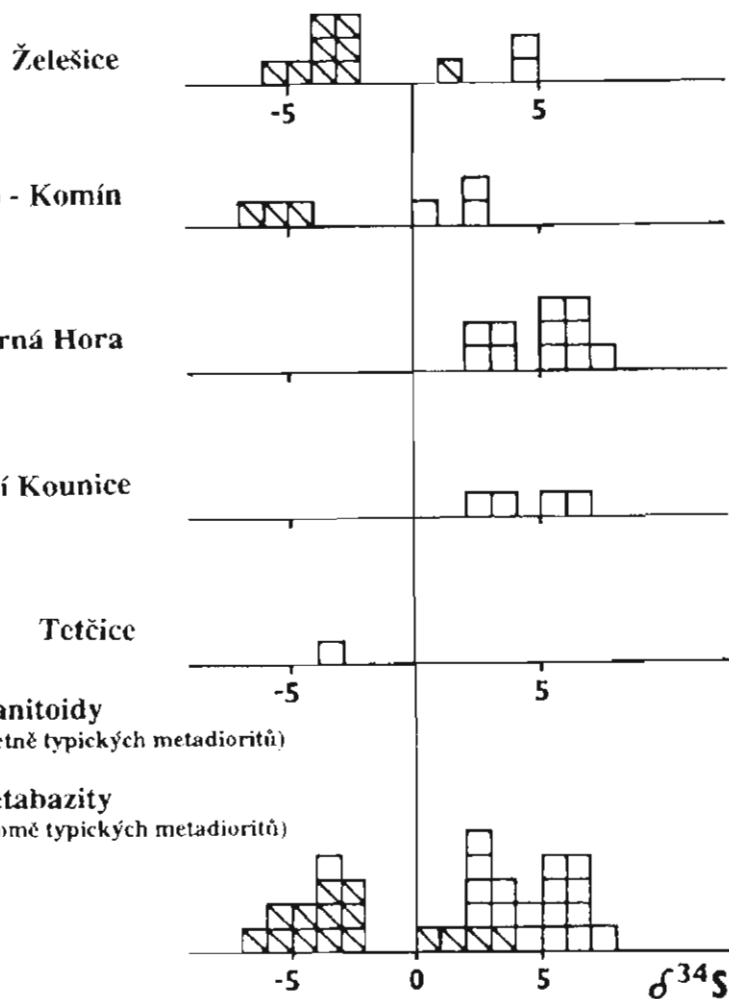
spojené s matečnými horninami (Obr.1). V prvním případě jde o mineralizaci granitoidů včetně typických metadioritů ( $\delta^{34}\text{S} = +2.3$  až  $+7.1$  ‰), ve druhém především o sulfidy železičských metabazitů ( $\delta^{34}\text{S} = -6.2$  až  $+2.1$  ‰). Do druhé skupiny spadá svým izotopickým složením síry i část vzorků z lomu v Komině. Tato okolnost však není v protikladu s petrografickým charakterem hostitelských hornin, které jsou na lokalitě charakterizovány „středním jemnozrnných až hrubozrnných dioritů a metabazitů“ (Novák et al. 1988). Nejde tedy o typické metadiority, jak by se při obecnějším pohledu zdálo.

Brněnský masiv je jen slabě metamorfován (projevy epidotizace a chloritizace odpovídají epizonálním podmínkám), proto při metamorfóze nedošlo k významnějšímu přenosu látek a hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  zůstaly pravděpodobně zachovány v původní distribuci.

Síra sulfidů z metabazitů nedioritového charakteru z Želešic a Komína odpovídá nejspíše vzniku v důsledku bakteriální redukce mořského sulfátu v podmínkách uzavřeného systému vůči sulfátu. Takové prostředí bylo charakterizováno ukládáním vulkanosedimentárního materiálu za teplot asi do 50°C.

Teplota  $t = 50^\circ\text{C}$ , vypočtená z dvojice sfalerit - galenit vzorku A 2221/56 za Želešic, ukazuje na podmínky krystalizace metamorfně mobilizovaných složek, v rámci mladšího stadia mineralizace, blízkého alpské paragenezi. Vypočtená teplota je v souladu s minerálními asociacemi mladších žilek (křemen, albit, kalcit, epidot, aktinolit), ze kterých vzorek pocházel.

Rozpětí hodnot  $\delta^{34}\text{S}$  u sulfidů z granitoidů a metadioritů brněnského masivu je užší, než u skupiny metabazitů nedioritového charakteru. Nevybočuje z hodnot zjištěných pro granitoidy Evropy (Hoefs 1980) a odpovídá tzv. hlubinné síře.



Obr. 1. Izotopické složení síry sulfidů z brněnského masivu podle lokalit a horninových typů (analyzovala J. Iladiková na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251, hodnoty  $\delta^{34}\text{S}$  jsou vyjádřeny v ‰ odchylce od standardu CDT).

chalkopyritem.

Studium chemismu pyritu prokázalo kolísavý poměr Co : Ni od 2,7 do 11,5. S nárůstem obsahu Co roste i obsah Ni. Zvýšené obsahy Zn a Cd u chalkopyritu lze spojovat na lokalitách Želešice a Černá Hora s mikroskopicky prokázaným sfaleritem.

Mikroanalýzy sfaleritů z mladších žilek a mobilizovaných partií hornin výše zmíněných lokalit (Tab.1), vykazaly kolísající obsahy Fe a Zn. Relativně vyšší obsahy Cd (1.47-1.48 hm. %) jsou typické pro Mozrudně u Černé Hory, ve sfaleritech ze Želešic bylo stanoveno pouze 0.35-0.42 hm. % Cd. Obsahy Mn se ve

#### Literatura:

- Berka I. (1993): Mineralogické studium rudních asociací z vybraných lokalit brněnského masivu. - MS, diplomová práce, 76 s., PFF MU, Brno.
- Hoefs J. (1980): Stable isotope geochemistry. - Berlin, Heidelberg, New York.
- Kolář P. (1978): Geologické, petrologické a mineralogické poměry brněnského masivu v širším okolí Černé Hory. - MS, PFF UJEP, Brno.
- Kruša T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. - Moravské muzeum, Brno.
- Novák Z. et al. (1988): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, 24-324 Brno - sever, MS, Geofond, Praha.
- Pálenký P. et al. (1990): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, 24-342 Brno - jih, MS Geofond, Praha.

# STYK MOLDANUBIKA A SVRATECKÉHO KRYSTALINIKA V OKOLÍ HADCOVÉHO TĚLESA U VĚŽNÉ

Contact between Moldanubicum and the Svratka Crystalline Unit in the vicinity of the Věžná serpentinite body

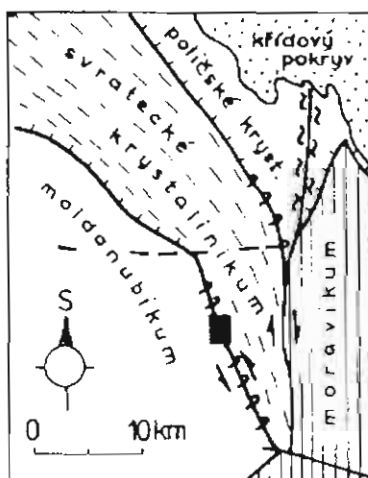
(24-13, Bystřice n. Perštejnem)

Rostislav Melichar

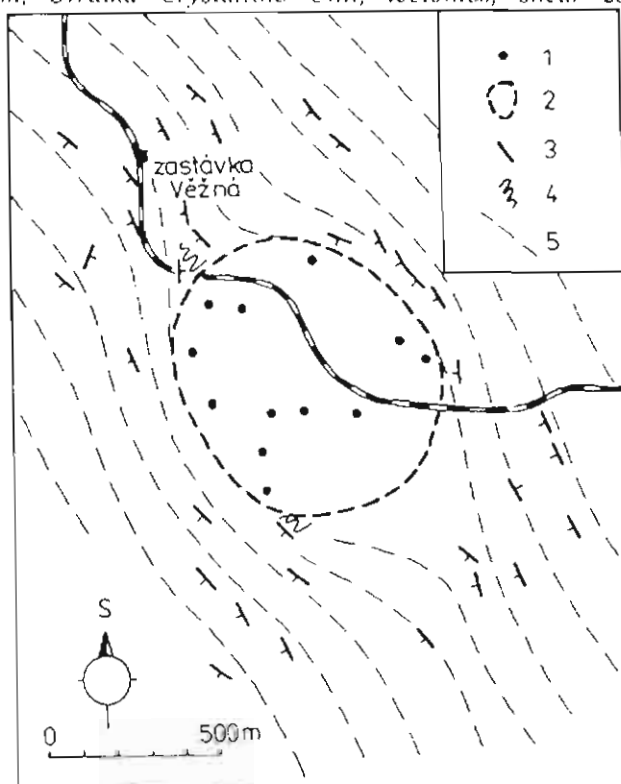
Katedra geologie a paleontologie, PřF MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno

*Key words: Moldanubicum, Svratka Crystalline Unit, tectonics, shear zone*

Vztah moldanubika a svrateckého krystalinika je poměrně komplikovaný a vyžaduje vysvětlení mnohonásobnými pohyby obou jednotek podél vzájemného rozhraní. Následně vzniklá neostrá hranice se odrazila v definici tzv. přechodní zóny mezi oběma jednotkami (Beneš 1959). Hranici jednotek lze určit podle několika kritérií, které se soustředí do úzké zóny, avšak navzájem přesně nekoincidují. Mohou to být: rozšíření svrateckých migmatitů ("ortorul"), muskovitová izograda (Němec 1968) nebo zlomové omezení bloků.



Obr. 1. Situace studovaného území a smysly pohybu po jednotlivých rozhraních jednotek. Vysvětlivky: 1 - studované území, 2 - tektonické styky jednotek, 3 - inverzní tektonické styky jednotek, 4 - svojanovská mylonitová zóna



Obr. 2. Mapa foliací okolí hadcového tělesa jižně od Věžné. Vysvětlivky: 1 - výchozy hadců, 2 - přibližný rozsah hadcového tělesa, 3 - měřené foliace, 4 - zjištěné detailní provrásnění migmatitů, 5 - průběh metamorfů foliace

Jednou z možných metod alespoň částečného řešení naznačeného problému je detailní tektonický výzkum zóny styku obou jednotek. Podrobně byla studována relativně omezená oblast v jižním okolí Věžné, kde je tento styk dobře odkryt v údolí potoka Nedvědičky. Na výchozech a ve dvou kopaných sondách byla měřena orientace drobně tektonických prvků (hlavně foliace) a zpracována v mapě foliací (Melichar 1995).

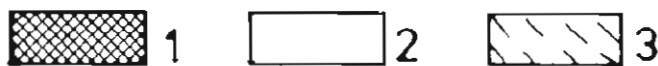
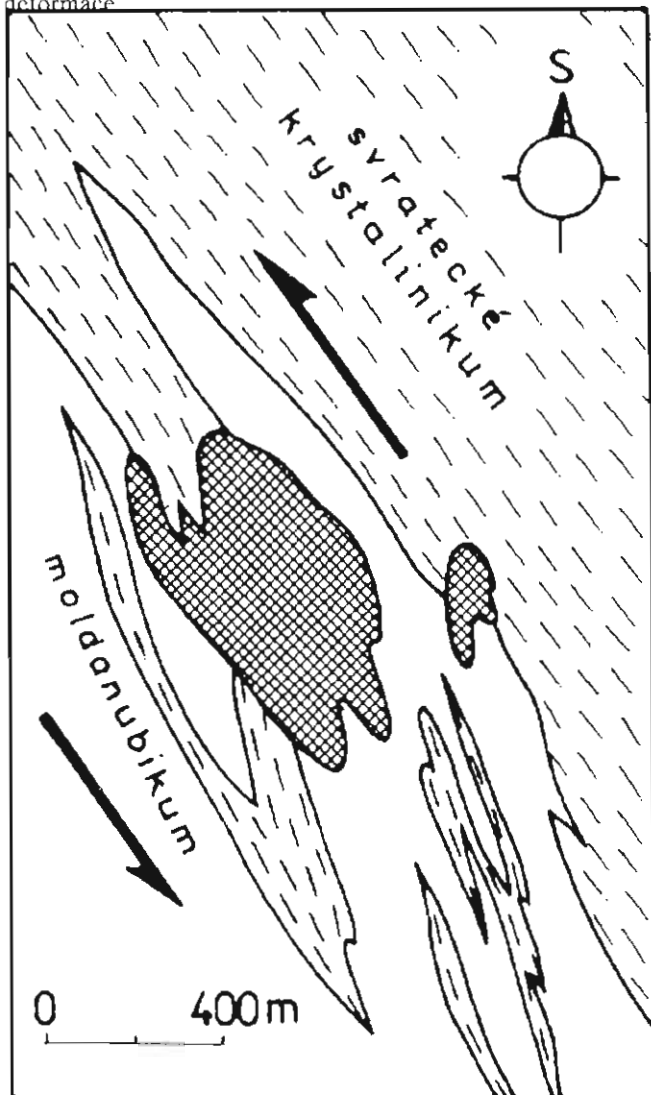
Svratecké krystalinikum je ve studovaném území (obr. 1) tvořeno především leukokráními migmatity obvykle s muskovitem a dvojslídými pararulami až svory, zatímco pro moldanubikum jsou charakteristické biotitické až sillimaniticko-biotitické pararuly, místy injikované, s vložkami amfibolitů, a drobnými polohami granulitů.

Na styku obou jednotek je těleso serpentinitu eliptického tvaru prorážené známými desilicifikovanými pegmatity. Obdobně, avšak menší těleso hadce je též ve

svrateckém krystaliniku v okolí Smrčku, kde se drobnou tektonikou zabýval Hájek (1961). Obě tělesa vzhledem ke svým odlišným mechanickým vlastnostem poměrně zřetelně ovlivňují drobně tektonickou stavbu ve svém nejbližším okolí.

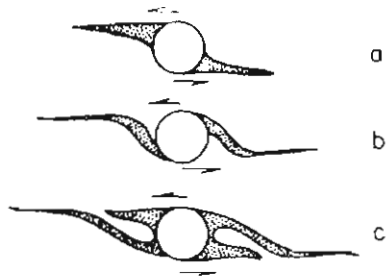
Základní obecná stavba v širším okolí hadcového tělesa jižně od Věžné dodržuje jednotný plán. Metamorfni foliace je obvykle rovinná směru SZ-JV (nejčtenější azimut 140°) s úklonem 45° k JZ. Lineace na foliaci je směrná, tj. subhorizontálního směru SZ-JV. Mapa tedy ukazuje základní strukturu řez paralelní s lineací a zhruba příčný k foliaci. V blízkém okolí hadcového tělesa dochází v drobném detailu k odlišnostem od výše vymezeného základního schématu. Podstata jejich vzniku tkví v rozdílných reologických vlastnostech za podmínek regionální metamorfózy, kdy jsou rulové horniny schopny plastického toku, zatímco peridotit se chová jako více méně rigidní útvar.

Obr. 3 Zjednodušená geologická mapa okolí hadcového tělesa (sestavena na základě map GPUP Nové Město na Moravě). Vysvětlivky: 1 - hadec, 2 - moldanubikum (biotitické a sillimaniticko-biotitické pararuly, místy injikované, s vložkami amfibolitů a granulitů), 3 - svratecké krystalinikum (leukokrání migmatity obvykle s muskovitem, dvojslídne pararuly až svory, ojedinělé vložky erlání), šipky vyznačují směr vyvlečení pruhů hornin a tím i smysl střížné deformace



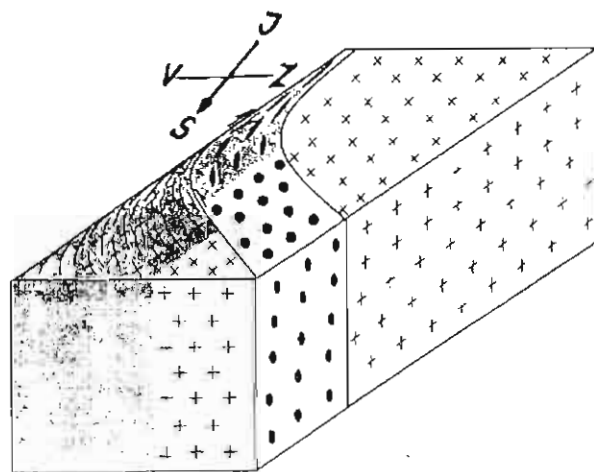
Toto těleso je pak "obtékáno" rulami a proces je zaznamenán v podobě průběhu metamorfní foliace, která se kolem hadců na bocích tělesa postupně ohýbá a v místech tlakových stínů se detailně nesystematicky vrásní (při sz. a jv. okraji tělesa). Při podrobnějším prozkoumání průběhu tlakových stínů lze pozorovat jejich asymetrickou stavbu vzhledem k základnímu

Obr. 4. Typy porfyroklastových systémů. Velikost deformace vzrůstá od (a) k (c). Šipky vyznačují smysl střížhu, tečkovaně tlakové stíny (podle Paschiera a Simpsona 1986, zjednodušeně)



směru foliace, která má na sz. i jv. okraji hadcového tělesa anomálně téměř severojižní průběh (obr. 2). Asymetrický průběh foliace indikuje vzájemný levostranný střížný pohyb obou jednotek podél rozhraní.

Výraznost asymetrie vyniká také na zjednodušené geologické mapě (obr. 3), na které je dobře patrný vyvlečený pruh moldanubika do svrateckého krystalinika a pruh svrateckého krystalinika zatažený do moldanubika. Tyto pruhy jsou obdobou přesunutých tlakových stínů pokročilého stadia vývoje porfyroklastového systému (Paschier, Simpson 1986, obr.4) a dobře indikují smysl střížného pohybu na rozhraní obou krystalinik.



Obr. 5. Blokdiagram charakteru střížné deformace v sousedních jednotkách při významné, kose jdoucí střížné zóně (podle Schulmanna 1994, doplňeno)

Střížný pohyb po rozhraní obou jednotek lze vysvětlit díky jejich rozdílným reologickým vlastnostem a tím i jejich rozdílnou deformací podél významné střížné zóny, která protíná hranici jednotek kose a kterou je v tomto případě styk lugdanubika s moravikem (obr. 1 a 5) postupně se měnící z nasunutí ve strmý horizontální posun pokračující k severu jako svojanovská mylonitová zóna.

#### Literatura:

- Beneš K. (1959): Výroční zpráva o strukturálně-geologické analýze krystalinika Železných hor za rok 1958. - MS Geofond P 10071. Praha.
- Hájek J. (1971): Drobná tektonika pegmatitových ložisek v okolí Smrčku u Nedvědice. - Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol., 14, 149-162. Praha
- Melichar R. (1995): Zpráva o drobně-tektonickém výzkumu okolí Věžné. - MS, Katedra geol. paleont. PřF MU, Brno.
- Němec D. (1968): Die metamorphose des NE-Randes des Kemes der Böhmischen Masse. - Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 1968, 1-2, 189-203. Wien.
- Paschier C. W. - Simpson C. (1986): Porphyroclast system as kinematic indicators. - J. struct. Geol., 8, 831-843. Oxford.
- Schulmann K (1994): Structural evolution of collisional zones and crustal rheology. - Materials of Summer Graduate School, Earth Sciences. A. Geodynamics, Rožtč Castle 20. 6 - 3. 7. 1994.

# VZTAH MOLDANUBIKA, SVRATECKÉHO A POLIČSKÉHO KRYSTALINIKA V RÁMCI GEOLOGIE VÝCHODNÍHO OKRAJE ČESKÉHO MASIVU

Relationship among the Moldanubicum, Svratka and Polička Crystalline Units within the framework of the geology of the eastern margin of the Bohemian Massif

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

Rostislav Melichar

Katedra geologie a paleontologie, Příř. MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Key words: *Moldanubicum, Svratka crystalline unit, Polička crystalline unit, tectonics, nappes*

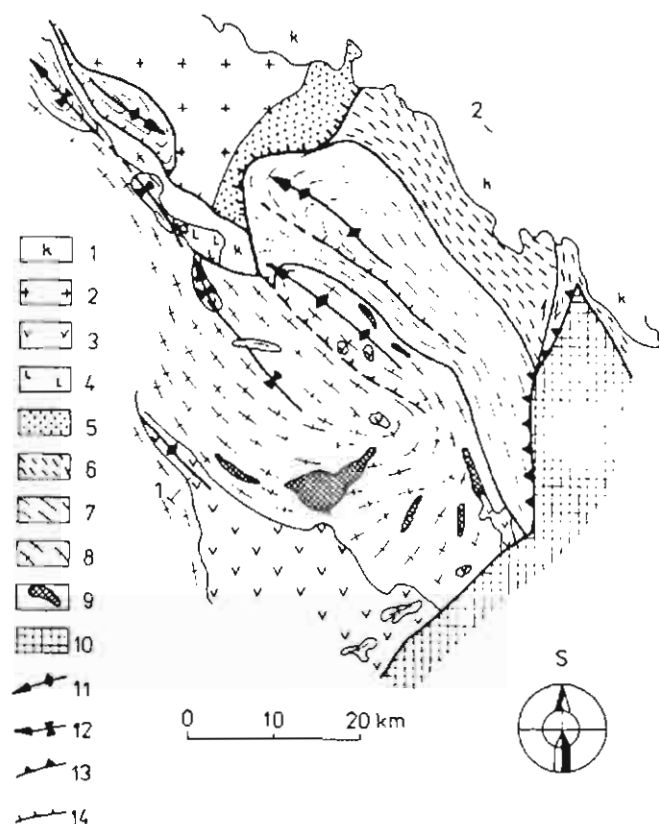
Vztah moldanubika a svrateckého krystalinika a vztah svrateckého a poličského krystalinika mají některé společné prvky. Nejnápadnějším je nejasnost, které jednotky leží v tektonickém nadloží nebo podloží. Sledujeme-li tyto vztahy přibližně na linii Nové Město na Moravě - Sněžné - Polička, zjistíme podle úklonů foliací následující sled jednotek od podloží k nadloží: moldanubikum, svratecké krystalinikum, poličské krystalinikum. Avšak východněji v blízkosti styku s moravikem lze pozorovat stáčení struktur a obrácený sled jednotek od podloží k nadloží.

K řešení výše zmíněné problematiky lze užít strukturální geologie, zejména jednoduché geometrické

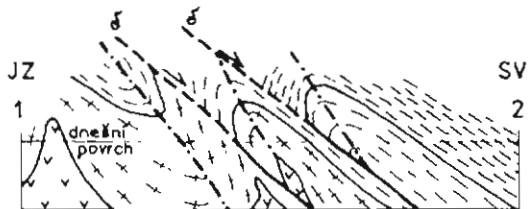
metody. Když r. 1911 E. Argand publikoval své blokdiagramy stavby Alp, ukázal jak lze bravurně využít geologickou mapu ke konstrukci geologických profilů, neboť v terénech s ukloněnými osami struktur je geologická mapa vlastně více či méně šikmým geologickým řezem v závislosti na velikosti sklonu os struktur.

Tak lze ve strážeckém moldanubiku a svrateckém krystaliniku dešifrovat stavbu využitím úklonu vrásových struktur k SZ. Antiformní strukturu svrateckého krystalinika rozpoznal již Rosiwal (1895), který ve své mapě znázornil i její mírnou asymetrii. Při pozdějším detailním mapování v jádře svratecké antuklinály (Melichar et al. 1990) bylo zjištěno ukončování struktur stáčených v brachyantiklinálním závěru na linii Herálec - Kadov, kterou lze považovat za významnou poruchovou linii. Další antiformní stavbu vymapoval Zrůstek (1967) v přechodní zóně moldanubika, která je tvořena pestrou sérií. Mezi oběma antiformami nebyla zjištěna odpovídající synformní struktura. Na tu lze usuzovat dále v jihozápadním okolí - ve střední části strážeckého moldanubika, což podporuje i pruh ortorulových těles ležící v jádře této synformy. Jedná se o tělesa dvojslídých až muskovitických ortorul (těleso mezi Žďárem a Horní Sázavou, těleso mezi Velkou Losenicí a ranským masivem, bílecká a běstvinská ortorula), které jsou ekvivalenty kutnohorského-svrateckého krystalinika (Beneš 1964) a jsou zřejmě denudačními relikty nadloží moldanubika.

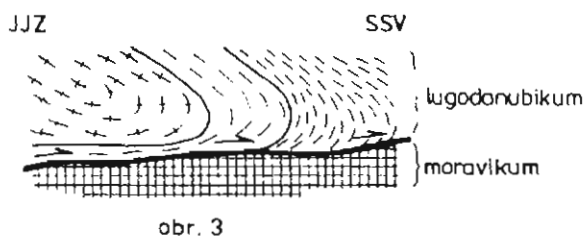
Velmi významnou strukturou zejména v západních částech je železnohorský zlom. Tato tektonická porucha byla několikrát mobilizována. Její dnešní charakter určuje pokřídové přesmyknutí kry Železných hor přes křídou Dlouhé meze (Prachar, Ambrož 1971), které nám dnes umožňuje pozorovat odkrytou posloupnost jednotek od podloží do nadloží (Tab. 1). Původní charakter zlomového pásma však byl poklesový, když se dostala tektonicky nejvyšší jednotka (chrudimské paleozoikum) na zhruba stejnou hypsografickou úroveň s moldanubikem, jako nejnižší jednotkou. Železnohorský zlom lze paralelizovat se západočeským zlomovým pásmem, které má rovněž poklesový charakter (Zulauf 1994). Obě zlomová pásma jsou doprovázena bazickými intruzemi. V Západních Čechách se jedná o poběžovický komplex, mutěňinský a hvozďanský peň a při železnohorském zlomu jsou to ranský a svatokřížský masiv. Pokles železnohorského



Obr. 1. Geologická mapa styčné oblasti moldanubika, svrateckého a poličského krystalinika s vyznačením profilové linie. Vysvětlivky: 1 - sedimentární pokryv převážně křídového stáří, 2 - železnohorský pluton, 3 - durbačily, 4 - ranský masiv, 5 - hlinská zóna, 6 - poličské krystalinikum a jeho ekvivalenty, 7 - svratecké krystalinikum a jeho ekvivalenty, 8 - moldanubikum, 9 - granulity moldanubika, 10 - moravikum, 11 - osy antiform a jejich sklon, 12 - osy synform a jejich sklon, 13 - variské násuny, 14 - variské poklesy



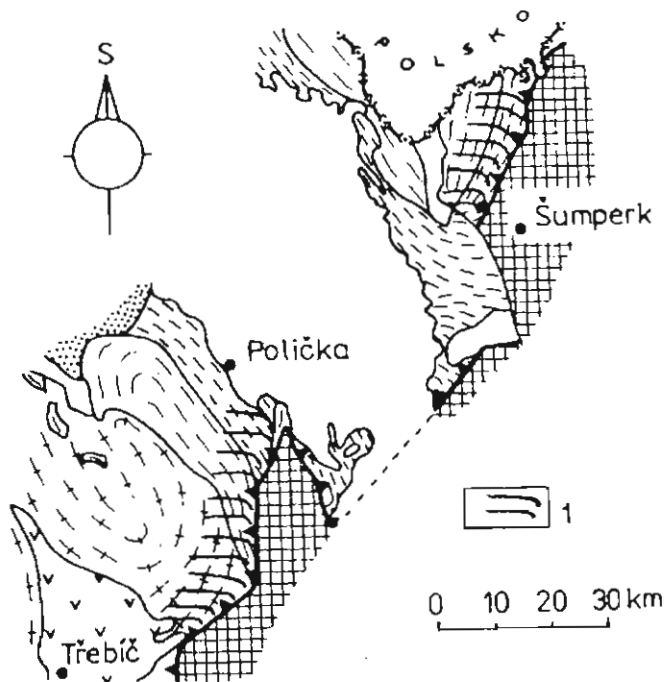
obr. 2



obr. 3

Obr. 2. Geologický řez strážeckým moldanubikem, svrateckým a poličským krystalinikem. Vysvětlivky: čerchované linie - osní plochy megavrás, ostatní viz obr. 1

Obr. 3. Schematický geologický řez bazální částí příkrovu lugodanubika. Vysvětlivky viz obr. 1



Obr. 4. Rozšíření tektonické inverze podél lugodanubického nasunutí na moravikum. Vysvětlivky: 1 - inverze při lugodanubickém nasunutí, ostatní viz obr. 1

zlomu je částečně kompenzován poklesem na východním okraji hlinské zóny (Pitra et al. 1994), zčásti pokračuje dále k JV (obr. 1). Obdobně jako zlomová pásma směru SZ-JV lze vzájemně srovnat i středočeský a železnohorský pluton jako významné sutury směru SV-JZ omezující bohemikum.

Na základě geometrie těles v mapě a uvedených tektonických vztahů lze zkonstruovat schematický geologický profil západní části svrateckého krystalinika a přilehlých jednotek (obr. 2). Stavbu můžeme interpretovat jako obrovskou megavrásu - synformu a antiformu - která byla porušena dvěma významnými poklesy, čímž došlo k jejímu tektonickému opakování.

Ve východní oblasti krystalinik při jejich styku s moravikem pozorujeme opačný sled jednotek od podloží k nadloží než na západě. Avšak i zde můžeme výrazně uplatnit Argandův geometrický princip a nakreslit profil, který bude vypadat téměř totožně s geologickou mapou (obr. 3) a který nám objasní zvláštnosti této stavby. Z takto zkonstruovaného profilu a z mapy lze usoudit na převrácení sledu krystalinik v těsné blízkosti moldanubického nasunutí (nebo lépe nasunutí lugodanubika) na moravikum. Inverzní tektonika byla způsobena zpětným vyvlečením jednotek podél báze sunutého příkrovu. Obdobnou zónu inverzní tektoniky vymezil podél moldanubického nasunutí v Rakousku Tollmann (1986).

Literatura:

Beneš K. (1964): Kutnohorské krystalinikum. - In: Svoboda et al.: Regionální geologie ČSSR. I. Český masív. I. Krystalinikum, 113-130. Ústí. Úst. geol. Praha.

Melichar R. - Slobodník M. - Slobodníková H. - Eliáš M. (1990): Zpráva o výzkumu krystalinika svratecké antiklinály (list 24-111 Křížánky). - MS, Archiv Čes. geol. Úst. Praha.

Pitra P. - Burg J. P. - Schulmann K. - Ledru P. (1994): Late orogenic extension in the Bohemian Massif: petrostructural evidence in the Hlinsko region. - Geodinamica Acta, 7, 1, 15-30. Paris.

Prachař L. - Ambrož F. (1971): Tektonická kra křídý zakleslá 200 m hluboko v moldanubiku. - Věst. Ústí. Úst. geol., 46, 157-161. Praha.

Rosiwal A. (1895): Aus dem krystallinischen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa V. - Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 1895, 8, 231-242. Wien.

Tollmann A. (1986): Variská příkrovová stavba v moldanubiku. - Čas. Mineral. Geol., 31, 1, 89-92. Praha.

Zrůstek V. (1967): Geologie širšího okolí Nového Města na Moravě. - MS disert. práce. PrF UJEP. Brno.

Zulauf G. (1994): Ductile normal faulting along the West Bohemian Shear Zone (Moldanubian/Tepla-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan Intermides. - Geol. Rdsch., 83, 276-292. Stuttgart.

petrografická charakteristika jednotek	Železné hory a okolí	Žďárské vrchy a okolí	Orlické a Rychlebské hory a okolí
ne metamorfované nebo slabě metamorfované spodní paleozoikum s vápencovým vývojem svrchního stáří a spodního devonu	chrudimské paleozoikum, chvaleticko-sovoluské proterozoikum		
slabě metamorfované paleozoikum, bez vápenců v silnici - spodním devonu, jemnozrné, perlové a drubové parafily, svory, příp. až jen fylity, grafitické kvarcy, amfibolity, sykinematické křemenné dionity dvojvládné svory, muskovitické leukokrátai migmatity až ortonily, častá přítomnost turmalínu, hrubozrné metagranity s muskovitem, skany, mramory bez grafitu	podhořanské krystalinikum	hlinská zóna, poličské krystalinikum, Želetovické krystalinikum?	mohelnické souvrství (mírovský kulm), zábrzežské krystalinikum, novoměstské krystalinikum, staroměstské krystalinikum
silimaniticko-biotitické parafily, amfibolity, granuly grafitické vápence, dubachity	české moldanubikum	svratecké krystalinikum, jižní část moravskoslezské svorové zóny	orlicko-kladské krystalinikum
		strážecké moldanubikum	

Tabulka 1. Srovnání ekvivalentů jednotlivých regionálně-geologických jednotek na východním okraji lugodanubika

# NOVÝ NÁLEZ FLUORITU U RAKŠIC JJZ. OD BRNA A VÝZNAM FLUORITOVÉ MINERALIZACE PRO TEKTONIKU BRNĚNSKÉHO MASIVU

New fluorite locality in the vicinity of Rakšice SSW of Brno and the significance of fluorite mineralization for the Brno Massif tectonics

(24-33, Moravský Krumlov)

Rostislav Melichar, Petr Špaček

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

*Key words: fluorite mineralisation, tectonics, Brno massif*

Při geologickém mapování v květnu 1994 jsme našli východně od Rakšic u Moravského Krumlova hydrotermálně žilnou mineralizaci fluoritu (obr. 1). Mineralizace je vyvinuta v žile aplitu, která zde proráží biotitický granodiorit brněnského masivu. Ačkoliv zde převažuje fluorit sytě fialový, je na výchozech velmi nenápadný, neboť účinkem světla bledne a uniká tak na první pohled pozornosti. Nález je zajímavý vzhledem k nečetnosti výskytů fluoritu v brněnském masivu.

Jednotlivé lokality nálezů fluoritu, tak jak jsou popsány v přehledné literatuře (hlavně Kučera 1923,

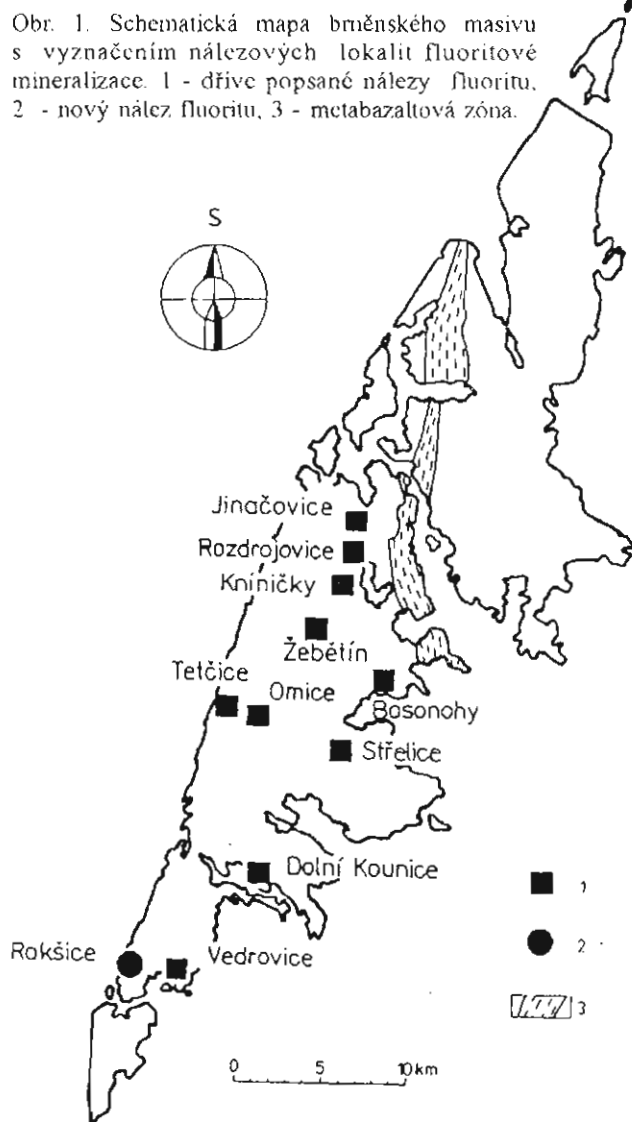
Burkart 1953, Kruťa 1966), jsou převážně žilnými výskyty s velmi rozdílným množstvím zpravidla fialového fluoritu, někdy je přítomen i baryt. Žilky s fluoritem velmi často pronikají aplitovými žilami vyvinutými v různých homínách. V dioritech a s nimi spojených horninách jsou to lokality: Bosonohy (Kučera 1923), Omice (Kruťa 1949), Rozdrojovice (Kučera 1926) a Střelice (Kučera 1934). Na granitoidní horniny jsou vázány výskyty z lokalit: Dolní Kounice (Kučera 1923), Jinačovice (Kučera 1930), Kníničky (Burkart 1953), Tetčice (Kučera 1923, Londýnová 1929), Vedrovice (Kruťa 1950), Žebětín (Rzechak 1909, 1910) a také nový nález od Rakšic u Moravského Krumlova.

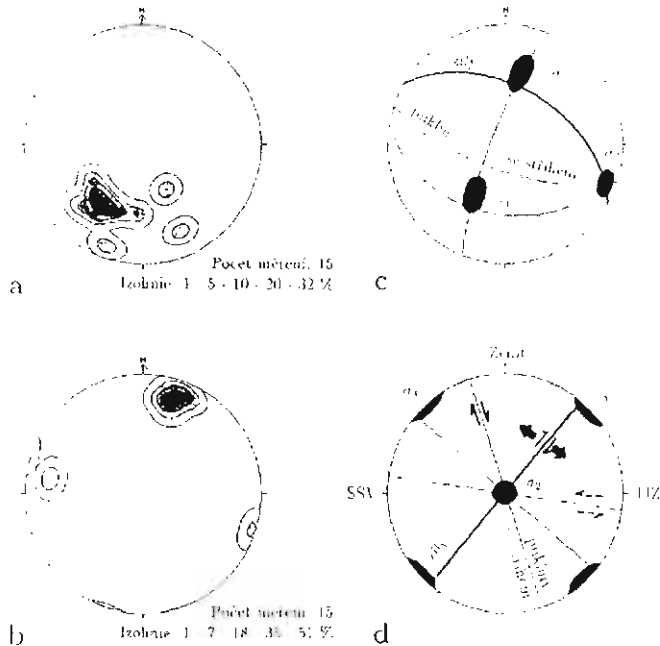
## Nový nález fluoritu

Na studované lokalitě je okolní horninou fluoritových žilek světle žlutý aplit, jehož těleso tvoří malý hřbítkeve snáze zvětrávající granodioritu. Aplit obsahující neostře žilky pegmatitu různé mocnosti. Velikost zrna pegmatitu je průměrně 5-10 mm. Obě horniny, aplit i pegmatit, jsou proniknuty 1 mm mocnými žilkami křemene. Aplitová žila má směr ZSZ-VJV a je patrně paralelní s hlavním puklinovým systémem, který má orientaci P 199/72. Druhý, příčný systém puklin v aplitu je méně výrazný a má orientaci P 98/69 (obr. 2b).

Fluoritové žily prorážející aplit mají polyfázovou stavbu vyjádřenou střídáním fází drcení a otevírání žil a fází hydrotermálního vyplňování dutin žil (obr. 3). Po počáteční katakláze aplitů nastoupila první hydrotermální fáze. Okraje žil nejstarší generace jsou tvořeny úzkou zónou (mocnosti do 1 mm) jemně krystalického sytě fialového fluoritu, který rychle přechází v hrubě krystalický světle nazelenalý nebo slabě nařadovělý. Růst první generace fluoritu byl zakončen opět zónou sytě fialového fluoritu zdůrazňující krystalové tvary. Fluorit první generace byl spolu s aplitem následně kataklazován.

V druhé hydrotermální fázi opět převládá fluorit, který uzavírá úlomky fluoritu první generace a také příčně protíná žilky fluoritu první generace (obr. 4a). Fluorit druhé generace je většinou sytě fialový, některé dutiny mají drúzovou výplň. Krystaly mají průměrnou velikost do 5 mm, největší nalezená krychle má délku hrany 16 mm. Krystaly jsou omezeny plochami (100),





Obr. 2. Diagramy orientace tektonických prvků. Diagramy a, b, c jsou promítány na spodní polokouli v Lambertově rovnoploché projekci. a - konturový diagram pólů žilek fluoritu, b - konturový diagram pólů puklin aplitu, c - synoptický diagram hlavních tektonických prvků a přibližný odhad směrů hlavních napětí. d - hlavní tektonické prvky s odhadem hlavních napětí v řezu rovinou  $\sigma_1$ - $\sigma_3$ , pohled od ZSZ. Vyznačen i hypotetický párový střížný systém

méně (111). Některé krychle jsou mírně deformované. Závěr druhé hydrotermální fáze je reprezentován tenkými (0,5mm) destičkami barytu velikosti 5 mm. Baryt však byl na všech pozorovaných vzorcích vyloučen a byly zachovány pouze perimorfózy.

Třetí hydrotermální etapa je tvořena výhradně křemenem. Jeho starší, velmi jemnozrná světle okrová forma vzhledu chaledonu je vyvinuta jen ojediněle, avšak pokud je přítomna, téměř vždy vyplňuje celou dutinu. Mladší forma křemene je zastoupena souvislou 1 mm mocnou drúzovitou kúrou, která vytvořila perimorfózy jak na fluoritu, tak i barytu. Ojediněle byl pozorován kataklazovaný fluorit druhé generace, uzavřený v křemeni.

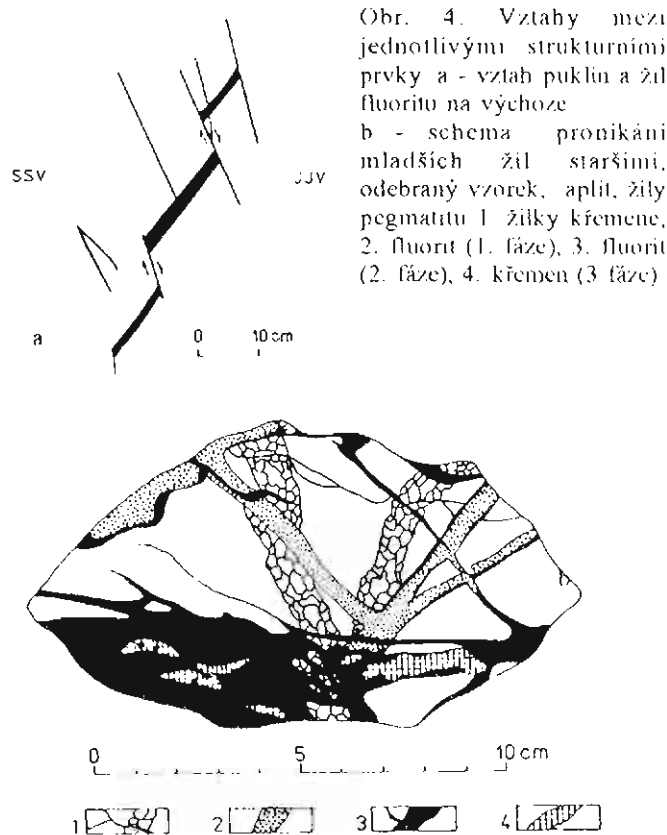
	1. hydrotermální fáze	2. hydrotermální fáze	3. hydrotermální fáze
Fluorit			
Baryt			
Křemen			

Obr. 3. Minerální sukcese fluoritových žil na nové lokalitě Rakšice u Moravské Krumlovy

### Význam fluoritové mineralizace pro tektoniku brněnského masivu

Průměrná orientace fluoritových žilek je 29/51 (obr. 2a). Otvírání žilek bylo spojeno s poklesovými pohyby na hlavním puklinovém systému P 199/72 (obr. 4a). Velikost pohybu na jednotlivých puklinách lze určit podle mocností otevřených žil a činí 10-20 mm. Ojediněle však měly žily mocnost i přes 15 cm. Ze znalostí různých pohybu na odlišně orientovaných rupturách lze alespoň přibližně odhadnout orientaci

napětíového pole. Nejsnadněji lze určit orientaci  $\sigma_2$  jako průsečíku žil a střížných puklin.  $\sigma_2$  je v podstatě horizontálního směru ZSZ-VJV (asi 110/10). Rovina



Obr. 4. Vztahy mezi jednotlivými strukturálními prvky a - vztah puklin a žil fluoritu na výchoze b - schema pronikání mladších žil staršími, odebraný vzorek, aplit, žily pegmatitu 1 žilky křemene, 2. fluorit (1. fáze), 3. fluorit (2. fáze), 4. křemen (3. fáze)

hlavních napětí  $\sigma_1$  a  $\sigma_3$ , která je kolmá k  $\sigma_2$ , má orientaci asi 290/80. Hlavní kompresní napětí  $\sigma_1$  má směr 5-15° s úklonem přibližně 30-55° k SSV. Hlavní extenzní napětí  $\sigma_3$  je pak směru 195-205° s úklonem přibližně 10-35° k JIZ (obr. 2c). Uvedené napětíové pole má významný vztah k variským strukturám, zejména směrovou blízkost orientací lineací moravika (sunulí příkrovů) a směru boskovické brázdy. Zajímavá je interpretace možného párového systému k pozorovaným strmým poklesům na puklinách, jednalo by se o subhorizontální plochy s pohybem nadložní kry k SSV, tj. obdobně pohybu variských příkrovů na východním okraji Českého masivu (obr. 2d). Závislost fluoritové mineralizace na raných variských strukturách se zdá být zřejmá, a proto asi nebude pravděpodobný názor Bernarda (Bernard et al. 1981) o zdejší fluorit-barytové mineralizaci jako poslední variské mineralizaci, ale spíše bude nutno ji posunout hlouběji do období variské orogeneze. Tomu nasvědčuje i fakt, že žádné z hlavních napětí není vertikální, takže žily nemohly vznikat v přípovrchových částech kůry. Nalezené výskyty fluoritu nejsou v brněnském masivu rozptýleny rovnoměrně, ale koncentrují se pouze v západní granitoidové kře, zatímco ve východní granitoidové kře nebyl dosud popsán jediný nález (obr. 1). Tento fakt nasvědčuje genetické nejednotnosti brněnského masivu a podporuje myšlenku Hroudý (1991) o odlišném původu obou ker masivu a jejich pozdějším tektonickém sblížení. Hraniční strukturou obou částí brněnského masivu je metabazaltová zóna, která, jak se postupně ukazuje, je významnou tektonickou linií (Roupec 1992, Melichar, Roupec 1994).



## Literatura

- Bernard J. H. a kol. (1981): Mineralogie Československa. - Academia Praha
- Burkart E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. - Naklad. Čs. Akad. Věd., Praha.
- Hrouda F. (1991): The internal structure of the Brno massif based on Petrophysical investigations. - In: Geological workshop Moravian windows, Abstracts. 26. 4. - 30. 4. 1991, Moravský Krumlov, 1p.
- Kruťa T. (1949): Příspěvky k moravské topografické mineralogii I. - Čas. Morav. Mus. (Brno), Geol. Mineral. Speleol., 34, 1, 28-43. Brno.
- Kruťa T. (1950): Příspěvky k moravské topografické mineralogii II. - Čas. Morav. Mus. (Brno), Přírodověda, 35, 40-73. Brno.
- Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965 - Morav. Mus. Brno.
- Kučera B. (1923): Seznam nerostů moravských a jejich nalezišť. - Zvl. otisk Sbor. Klubu přírodověd. (Brno) za Rok 1923, 5, 1-210. Brno.
- Kučera B. (1926): Doplnky k seznamu nerostů a nalezišť moravských za rok 1924 a 1925. - Čas. Morav. zem. Mus., 24, 184-196. Brno.
- Kučera B. (1930): Doplnky k seznamu nerostů a nalezišť moravských za léta 1926-1928. - Sbor. přírodověd. Klubu za Rok 1929 (Brno), 12, 72-80. Brno.
- Kučera B. (1934): Doplnky k seznamu nerostů za léta 1929-1933. - Sbor. přírodověd. Klubu za Rok 1933 (Brno), 16, 53-59. Brno.
- Londýnová J. (1929): Dvě mineralogické zprávy z Moravy. - Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 5, 2-3, 125-130. Praha.
- Melichar R., Roupec P. (1994): Nové poznatky o geologii brněnského masivu jižně od Černé Hory - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 90-91. Brno.
- Roupec P. (1992): Tektonika brněnského masivu v severním okolí Brna - MS, diplom práce, Kat. geol. paleont. PřF MU Brno.
- Rzehak A. (1909): Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mahrens. - Verh. Naturforsch. Ver. (Brünn), 18, 163-194. Brno.
- Rzehak A. (1910): Fluorit und Baryt im Brünnner Granitgebiet. - Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 1910, 5, 130-131. Wien.

# ZPRÁVA O GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÝCH VÝZKUMECH V JIŽNÍ ČÁSTI ZÁBŘEŽSKÉHO KRYSTALINIKA

A report on geological and petrographical research in the southern part  
of the Zábřeh Crystalline Unit

(14-43, Mohelnice)

**Rostislav Morávek**

Vlastivědné muzeum, nám. Republiky 6, 771 73 Olomouc

*Key words: Zábřeh crystalline unit, geological map, petrography, metamorphosis*

Terénní práce byly soustředěny především na území jižně od údolí řeky Moravské Sázavy, kde severní hranici tvoří spojnice Zábřeh na Moravě - Hoštejn - Tatenice, jižní hranice je na styku s mohelnickým souvrstvím (ve smyslu Zapletala, 1992) v údolí říčky Mírovky, na západě reprezentuje okraj zlomová linie Ospitského potoka, kde se horniny zábřežského krystalinika (dále jen z. kr.) noří pod křídové sedimenty. Na východě je na linii Zábřeh n. M. - Lukavice - Mohelnice krystalinikum překryto kvarténními a terciárními sedimenty Mohelnické brázdy. Území zaujímá plochu zhruba 130 km<sup>2</sup>. Cílem výzkumu je sestavení mapy 1:25 000.

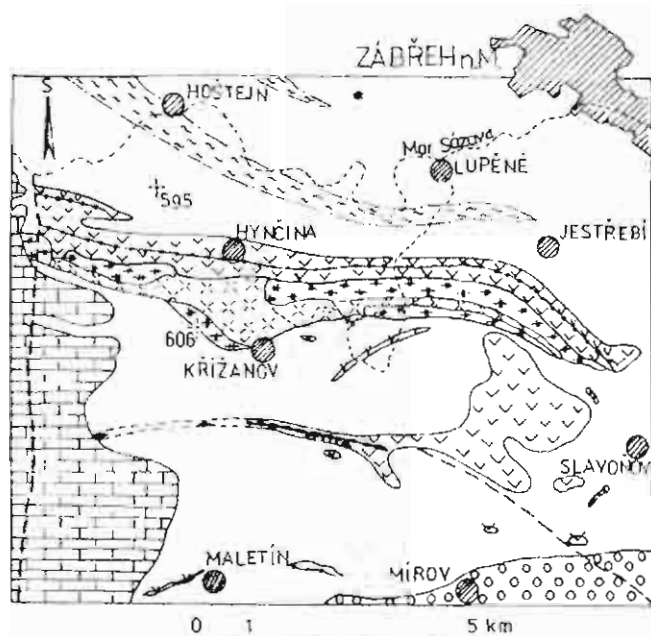
Základní charakteristiku starších geologických výzkumů podává Misař (1960), geologické poměry a vztah k okolním jednotkám jsou obecně zpracovány Svobodou et al. (1962, 1964), Opletalem et al. (1980), Misařem et al. (1983) aj. V průběhu 70. a 80. let v souvislosti s novými poznatky o petrografické stavbě území, stratigrafických analogiích a fosilních nálezích na vlastním území z. kr. i z okolních geologických jednotek, se začínají objevovat nové názory na stratigrafickou pozici z. kr. Významná je zejména práce Koverdinského-Konzálové (1986), kde jsou poprvé zpracovány paleontologické nálezy z území z. kr. dokládající, že horniny této části jednotky jsou devonského stáří. Koverdinský (1986), který v tomto území prováděl výzkum v letech 1972-77 a 1984-87, z

těchto paleontologických a dále i litologických poznatků a výsledků usuzuje, že nejpravděpodobnější je přiřazení vrstevních sledů v j. a jv. části zábřežské skupiny do paleozoika, a to i s korelací s okolními jednotkami do devonu. Z dlouhodobého studia zpracoval a uvádí dílčí výsledky k poznání geologické stavby a petrografie Morávek (1976, 1987, 1989). Přikláním se k názoru, že některé části z. kr. budou pravděpodobně devonského stáří. Centrální část budovaná rulovým komplexem a s ním sdružených hornin však bude starší, pravděpodobně mladoproterozoická. Její spojení s mladšími částmi je zapříčiněno tektonicky jako součást příkrovové stavby v jádru velké vrásové struktury. V stratigraficko-faciální koncepci Koverdinského však nesouhlasím s jeho názorem, že vitošovské vápence jsou v intimním faciálním sepětí s vápencí u Květína, Křemačova a drobnými výskyty vápenců na území zábřežského krystalinika. V j. části z. kr. v roce 1989 prováděli v rámci odborných kursů mapovací práce a šlichovou prospekci studenti Katedry geologie a paleontologie PřF MU v Brně. Od roku 1987 je toto výše vymezené území systematicky a detailně zpracováváno geologickým pracovištěm Vlastivědného muzea v Olomouci.

Provedené mapovací práce v období let 1990-1994 prokázaly, že rozmístění horninových komplexů a tektonická stavba se podstatně liší (viz přiložená geologická skica území) od starých geologických map Bukowského (1905) a Tietzeho (1904), ale i od

interpretace z. kr. vyjádřeno na geologické mapě list Česká Třebová, M. 33-XXIII, 1:200 000, Svoboda et al. 1963. Zjištěné rozdily jsou především v centrální a západní části studovaného území. Odehlyky, a to zejména vzájemné stratigrafické příslušnosti v závislosti na klesající metamorfóze, jsou na východní, resp. jv. části území. Jedná se především o zcela nové vymapování souvislého vulkanického pásma probíhajícího ve směru zhruba V-Z napříč celou strukturou. Na v. okraji se toto pásmo výrazně stáčí k jv. podél tektonické linie SZ-IV příkopové propadliny Mohelnické brázdy. Tomuto vulkanickému pásmu centrální částí byla v roce 1994 věnována hlavní část terénních prací. Je tvořeno jak bazickými, tak i kyselými efuzními metavulkanity a jejich tufy. Mocnost celého pásma se mění od 300 do 800 m, přičemž v něm převažují bazické vulkanity, resp. zelené břidlice nad horninami keratofyr-porfyroidové řady. Kyselé metavulkanity na jednotlivých výchozech

vložky grafitických břidlic, ty především mezi Vlachovem, Slavoňovem a Květinou (kde byly zastíženy i vrtnými pracemi, Skácel 1961), ale i sz. od Pobučí v centrální části j. kry a také několik menších poloh a čoček krystalických vápenců s největším výskytem západně od Krehleb a karbonátových břidlic. Důležitý je 2-6 m mocný horizont metakonglomerátů z. od Hoštejna. Dalšími nejrozšířenějšími horninami jsou vulkanity, kde převažují bazické typy nad kyselými. Vulkanity se vyskytují ve dvou pásmech na J a na S od centrálního metadioritového a rulového pásma. Jižní pásmo má morfologicky plochý, málo mocný charakter, v erozních zářezech pod nimi vystupují fylity (nejlépe zřetelná je tato pozice v profilu od Slavoňova ke Krehlebům), severní pásmo vulkanitů tvoří souvislý pruh směru V-Z a obsahuje vedle převažujících zelených břidlic polohy kyselých metavulkanitů. Kromě těchto hlavních vulkanických pásem se menší (metrové, místy pouze cm-dm) polohy vulkanitů vyskytují ve fylitech na mnoha skalních výchozech po celém území jižní kry Z. kr.



- |   |    |
|---|----|
| 1 | 7  |
| 2 | 8  |
| 3 | 9  |
| 4 | 10 |
| 5 | 11 |
| 6 |    |

Geologická skica jižní části zábržského krystalinika s.s.: 1. křída, 2. slepence a droby mírovského vývoje, 3-10 zábržské krystalinikum, 3. ser. abi. fylity, 4. staurolit. svory až fylity, 5a. krystalický vápenc, 5b. granát. erlan, 6. hadec, 7. kyselé metavulkanity, 8. metabazity, 9. ruly, 10. metadiority až metagabrodiority (amfibolity), 11. zlomy

nepřesahují svou mocností od 1-2 do 15 m. Jak však odkryla rýha mezi obcemi Jestřebí a Pobučí na podzim 1994, dosahují sice mocnosti jednotlivých poloh kyselých vulkanitů hodnot od několika decimetrů až do 15 m, tyto se však v nepravidelných rytmech střídají se zelenými břidlicemi v zóně o mocnosti zhruba 280 m z celkové 500 m mocnosti vulkanického pásma.

Největší část území jižní kry (ve smyslu Svobody et al. 1992) z. kr. je budována různými typy sericitických až biotitických fylitů vzniklých ze souvrství jílovitých, prael. ovcových a drobových hornin. Ve fylitech je možné rozlišit několik typu od výrazně páskovaných, přes jemně lamelované až po kompaktní formy s nevýraznou až nezřetelnou břidličnatostí. Jejich charakter je vedle proměnlivosti obsahu a uspořádání mineralogických složek rovněž ovlivněn různým stupněm zvyšující se metamorfózy od jv. k sz. Fylity obsahují v jižní části krystalinika ojediněle amfibolické břidlice, ty vystupují především na z. a jz. okraji města Zábřehu n. M. směrem k Lupěněmu, velmi zřídka kvarcitické horniny, dále

Jako velmi pestrý se jeví i úzký pruh rul a metadioritů až gaber, sledující rovněž směr V-Z. Vystupují na povrch v jádru velké vrásové struktury a podle sklonu vrásové osy a denudace hřebenové části vrchoviny lokálně převažují intruziva nad rulami a obráceně. Největší rozsah vykazují biotitické a dvouslidné ruly východně od Hynčiny a v okolí osady Zejpy. Středně až hrubozrnné metagabrodiority jsou nejvíce rozšířeny j. a jz. od Hynčiny. Některé části dioritové intruze se jeví jako poměrně málo metamorfované s tím, že mohly intrudovat do svého okolí až v závěrečné fázi tvorby vrásové stavby. Kromě centrální části se žilné polohy a malá tělíška bazických hornin (amfibolity) vyskytují i ve fylitech a zelených

břidlicích po celém území jižní kry. Ultrabazika reprezentují menší žilná až do tvaru naduřujících se tělísek hadce, s největším výskytem z. od Krehleb, kde je součástí velké ponořující se vrásky se sklonem vrásové osy k z. Hadec se opět objevuje až ve v. svahu údolí Ospitského potoka. Jako nový nález a součást metadiorit-gabrodioritového komplexu byly na území jižní části Z. kr. zjištěny jemnozrnné až středně zrnité tmavozelené granátické amfibolity. Podle předběžných výsledků se jedná o granát s převahou almandinové složky. Červenofialové, místy až hnědočervené granáty dosahují velikosti od 1 mm do 5-7 mm, ojediněle i větších xenomorfních hnízd zrn granátu.

Významným dělicím horizontem je poloha staurolitických fylitů až svorů, poprvé částečně zmapovaná v okolí Hoštejna Urbanem (1934). Tento horizont staurolitického svoru je považován za dělicí zónu mezi jižní a severní krou z. kr. U jeho výskytu se prozatím nepodařilo přesně vymezit přechod resp. styk do podloží a nadloží, který není ostrý. Bylo však zjištěno, že jeho

mocnost dosahuje až 300 m a východně od Hoštejna přechází na pravý břeh Mor. Sázavy, kde pokračuje do s. okraje Lupěného. Zde je dobře zřetelný ve svazích údolí Bušínovského potoka. V pokračování na V u Zábřeha n. M. již zjištěn nebyl, a to i z důvodu překrytí terénu této části území půdním horizontem. Polohy staurolitických svorů se však vyskytují i v dalších pruzích dále k S., např. u Kosova. Z petrografického hlediska byla největší pozornost věnována vulkanickým horninám především centrální části území, kde byly ze všech základních typů metavulkanitů odebrány vzorky na zpracování. Byla zhotovena řada výbrusů a chemických analýz, na petrografické charakteristice pracuje v současné době A. Přichystal.

Charakter regionální metamorfózy jižní kry vulkanosedimentární jednotky z. kr. je značně proměnlivý s postupným klesáním stupně intenzity metamorfózy směrem od SZ k JV, kde na V u Slavoňova a Květina přechází do téměř nemetamorfovaných hornin. Kromě toho se vedle sebe vyskytují rozdíly v metamorfních faciích "skokem", který je způsoben vzájemnou tektonickou pozicí více a méně metamorfovaných hornin, sblížených v rámci vrásové stavby. Fylity, resp. zelené břidlice jsou tímto tektonickým procesem na styku s rulami ap. Metamorfóza stoupá od velmi nízkého stupně krystalinity jílových minerálů, přes faci zelených břidlic (s indexovými minerály albit-aktinolit-chlorit), přes biotitovou faci až k faci granáticko-amfibolitové. V areálu z. až sz. od Hynčiny obsahují místy bazické metavulkanity metatektovou složku a projevuje se zde částečná injekční metamorfóza s přechody do migmatitů. Otázka původu metatektu nebyla prozatím sledována. S největší pravděpodobností však metatekt vznikl segregací z mateční horniny. I. ze však připustit i možnost, že se na látkovém přínosu podílely blízké dioritové intruze. Projevy kontaktní metamorfózy v této části Z. kr. zjištěny nebyly. Ve fylitovém komplexu jsou po celém území hojně výskyty sekrečního křemene, který místy obsahuje růžové až růžovočervené živce. Sekreční útvary ve formě čoček, žil a hnízd dosahují mocností od 1 do 50 cm. V některých výbrusech hornin z údolí Bušínovského potoka byla zjištěna poměrně výrazná mylonitizace. Zpracování její charakteristiky si vyžádá rozsáhlejší sledování.

Na území jižní části zábřežského krystalinika byly zjištěny pouze velmi slabé hnězdovité projevy limonitizace, karbonitizace a prokřemenění. Lokálně byly nalezeny na několika místech především na linii Jestřebí-Lupěné-Hoštejn-Popelák bez projevů rudní mineralizace pouze s ojedinělým nálezem jemnozrnných magnetitů v zóně prokřemenění u Popeláku. Ojediněle byly rovněž nalezeny mun žilky téměř zcela limonitizovaného sideritu. K nejzajímavějším montanistickým místům z tohoto území je možno vedle Fe ložiska u Slavoňova-Květina a Pb-Ba mineralizace u Řepové zařadit 2 km západně od obce Křížanov nalezené pinky pravděpodobně po staré těžbě Fe s výskytem pyritizovaných kyselých vulkanitů.

Velmi složitá je tektonická stavba území jižní kry Z. kr. Již Urban (1934) zjistil, že hlavním tektonickým prvkem Z. kr. je příkrovová stavba s izoklinálními a ležatými vrásami. Kodým-Svoboda (1948) zábřežskou jednotku definovali jako subsudetský příkrov s epizonálně metamorfovanými horninami. Detailní dokumentace a měření ukazují na velmi složitou vrásovou stavbu, kde se vedle velkých izoklinálních, tvarově často výrazně válcových vrás velikosti amplitudy řádově dm, m až desítky metrů vyskytuje i velmi detailní mm-cm vráskování, zejména v jemně břidličnatých horninách. Vrásky však byly zjištěny i ve vápencích z. okř. Krehleb. Vrásové osy mají převažující směr Z-V až SZ-JV, ojediněle až JZ-SV, jejich průběh je zvlněný v rozpětí sklonu od 0° do 30°. Vergence vrás je především k J a k JJZ. Na foliačních plochách se uplatňují línování prvky výrazného vráskování a jemného svaštění jedné i dvou generací, místy má toto svaštění charakter neúplné stěbelnatosti. Častá je kliváž a rovněž drobné střížné vrásky. Přestože je území prostoupeno hustou sítí zlomové tektoniky bez výraznějších zjevných horizontálních, resp. vertikálních pohybů, projevující se především puklinovými systémy, rozhodujícím a hlavním tektonickým prvkem území je příkrovová stavba. Mladé zlomy s prostými poklesy se projevují především na v. a z. okraji území. Jednotlivé horninové komplexy vystupují a jsou obnaženy v závislosti na sklonu vrásových os a denudačního řezu v terénu. To často způsobuje jejich střídavé vynořování a ponořování i měnící se mocnost jejich výchozů.

#### Literatura:

- Koverdýnský B.-Konzalová M. (1986): Problematika stratigrafického zařazení zábřežské skupiny. - Věst. Ústř.Úst. geol., 61, 3, 159-167. Praha
- Koverdýnský B. (1986): Litostatigrafie a ložiskové prognózy podloží flyšové formace ve střední části Zábřežské vrchoviny Geol.Průzk., 28, 4, 115-117. Praha.
- Koverdýnský B. (1994): Litologický vývoj a stratifonní mineralizace při západním okraji silezika. - U-R-GP,1,1,15-17, Praha.
- Kodým O.-Svoboda J. (1948): Kaledonská příkrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. - Sbor SGÚ,sv.15.Praha.
- Misař Z. (1960): Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji Českého masivu v literatuře od roku 1850. - Slez. ústav ČSAV v Opavě, 34, KN Ostrava.
- Misař Z. et al. (1983): Geologie ČSSR I - Český masiv. - SPN Praha.
- Morávek R. (1976): Ostrovy vápenců v oblasti Mohelnice. - MS. Rigor.pr., PIF UP, Olomouc.
- Morávek R. (1987): Nový nález hadce v jižní části zábřežského krystalinika. - Zprávy Kraj.vlastiv.Muz.Olomouc,č.249. Olomouc.
- Morávek R. (1989): Příspěvek k pozici geologicko-petrografických poměrů lokality Zábřehu na Moravě-Rudolfova. - Zpr.Kraj.vlastiv.Muz.Olomouc, 259. Olomouc.
- Opletal M. et al. (1980): Geologie Orlických hor. - Ústř.Úst. geol. Praha.
- Skácel J. (1961): Ke genezi rudních ložisek u Květina mezi Mohelnicí a Zábřehem na Moravě. - Čas.Mor.Muz. v Brně,Vědy přir., XLVI. Brno.
- Svoboda J. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1:200 000.M-33-XXIII, list Česká Třebová,Nakl.ČSAV. Praha.
- Svoboda J. et al. (1964): Regionální geologie ČSSR. Díl I-Český masiv,1,Nakl. ČSAV.Praha.
- Urban K. (1934): Předběžná zpráva o geologických poměrech území mezi Zábřehem a Šilperkem na severní Moravě. - Čas.Vlasten. Mus.Spol.v Olomouci, XLVII. 3-4. Olomouc.
- Zapletal J. (1992): Mirovské konglomeráty - nejstarší člen flyšových variscid na Moravě. - Geol.Průzk. 34, 6, 182-183. Praha.

# MINERÁLNÍ ASOCIACE WOLLASTONIT + VESUVIAN V NEDVĚDICKÝCH MRAMORECH A JEJÍ PETROGENETICKÝ VÝZNAM

Mineral assemblage wollastonite + vesuvianite  
in the Nedvědice marbles and its petrogenetical signification

(24-13, Bystřice n. Pernštejnem)

Milan Novák

Mineralogicko-petrografické oddělení, Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno

*Key words:* wollastonite, vesuvianite, calcite marbles, dynamometamorphism, tectonic zone, Svatka Unit

## Abstract

Mineral assemblage wollastonite + vesuvianite, featuring apparent foliation and lineation, formed by a replacement of garnet-pyroxene skarn in the Nedvědice Marbles. The assemblage, its regional distribution and metamorphic conditions indicate a presence of significant tectonic zone between the Svatka Unit, and the Vranov-Olešnice Unit and Polička Unit on the other side. Dynamometamorphism in the zone is characterized by  $T > 400-450^{\circ}\text{C}$ , for  $P_{\text{fluid}} = 200-500 \text{ MPa}$  and considerable influx of  $\text{H}_2\text{O}$  and perhaps F-rich fluids.

Nedvědicke mramory byly vyčleněny Zoubkem (1946), který je označoval jako nedvědicke-ujčevské mramory a celému pruhu přisuzoval stratigrafickou pozici podobně jako Misař (1959). Novák (1987) zjistil, že nedvědicke mramory mají poněkud odlišné chemické složení a minerální asociace než ostatní mramory svrateckého krystalinika a že tvoří úzký pruh, lemující v. a sv. okraj svrateckého krystalinika od Nedvědice přes Ujčev, Vír až ke Strachujovu u Jimramova (obr. 1).

Nedvědicke mramory jsou nejlépe vyvinuty a odkryty v okolí Nedvědice. Tvoří zde asi 2 km dlouhé a až 30 m mocné obloukovitě protáhlé těleso, často porušené příčnou tektonikou. Mramory ukloněné zhruba k Z. jsou uloženy ve svorových rulách, v nadloží jsou často vyvinuty pyroxenické ruly, a mramory jsou místy pronikány pyroxenickými metapegmatity. Bílé až světle šedé mramory jsou většinou velmi čisté, masivní až středně zrnité. Místy obsahují protáhlé polohy pyroxenických rul a oválné buňky granát-pyroxenických skamu až 1 m

v e l k é . Wollastonit-vesuvianové horniny s velmi výraznou foliací a lineací se vždy objevují v těsném okolí buňk skarnu a zřetelně je zatlačují.

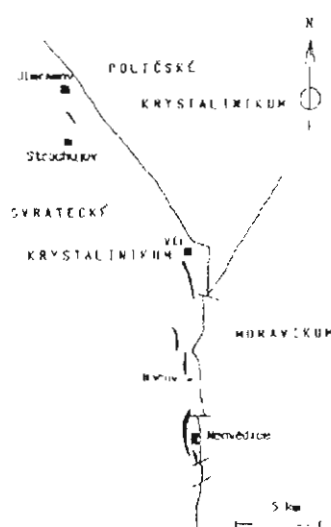
Mramor nedvědickeho typu ve Strachujově Ježí v příkré stráni nad

pravým břehem Svatky a je velmi špatně odkryt. Pravděpodobně dosahuje mocnosti kolem 1 m, úklon okolních hornin je zhruba k SV a stejný je možno předpokládat i u mramoru. V sutí byly zjištěny hojně úlomky mramoru, pyroxenických rul, granát-pyroxenických skarnů, wollastonit-vesuvianových hornin a metapegmatitů. Typickým znakem všech hornin je silné tektonické postižení, projevující se výraznou foliací, lineací a metamorfním(?) páskováním.

Granát-pyroxenické skarny jsou na obou lokalitách velmi podobné. Převážně jemnozrné páskované horniny jsou místy detailně provrášněné a pronikány metapegmatity, na kontaktu se skarnem se v Nedvědici místy objevuje mladší granát II a vesuvian I. Pásky jsou složeny buď z převládajícího pyroxenu (Nedvědice  $\text{Di}_{93,88}\text{Hed}_{12,7}$ , Strachujov  $\text{Di}_{81}\text{Hed}_{17,19}\text{Joh}_2$ ), nebo granátu I (Nedvědice  $\text{Grs}_{95,88}\text{And}_{6,3}\text{Prp}_{2,1}$ , Strachujov  $\text{Grs}_{82}\text{And}_7\text{Sps}_1$ ). Z akcesorických minerálů byly většinou jen v Nedvědici zjištěny amfibol, epidot, albit, zirkon, titanit, axinit, fluorit a sulfidy (chalkopyrit, sfalerit, arzenopyrit, tetraedrit).

Wollastonit-vesuvianové (vesuvian II) horniny s hojným modrým nebo namodralým kalcitem jsou drobně až hrubě zrnité s výraznou foliací a lineací jehlic wollastonitu. Wollastonit se na obou lokalitách blíží chemicky koncevému členu  $\text{CaSiO}_3$ , vesuvian II obsahuje méně  $\text{TiO}_2$  než starší vesuvian I, vázaný na pegmatity. Ve Strachujově se běžně objevuje také křemen, který v Nedvědici zcela chybí. Protože všechny dosud známé výskyty těchto hornin pocházejí ze sutí, nebylo možno změřit jejich tektonické prvky. Na základě detailního studia výbrusů lze zatlačování granát-pyroxenických skarnu vyjádřit následujícími rovnicemi:

- (1)  $\text{Qtz} + \text{Cal} = \text{Wol} + 2 \text{CO}_2$
- (2)  $\text{Wo} + 11 \text{Grs} = 4 \text{Di} + 9 \text{H}_2\text{O} - 2 \text{Ves} + 6 \text{Qtz}$
- (3)  $11 \text{Grs} + 4 \text{Di} = \text{Cal} + 9 \text{H}_2\text{O} - 2 \text{Ves} + 5 \text{Qtz} + \text{CO}_2$
- (4)  $11 \text{Grs} + 4 \text{Di} = 6 \text{Cal} + 9 \text{H}_2\text{O} - 2 \text{Ves} + 5 \text{Wol} + 6 \text{CO}_2$



Obr. 1. Schematická mapa nedvědickeho mramorů.

Reakci (1) vznikla pravděpodobně většina wollastonitu. V Nedvědicí nebyl vůbec zjištěn křemen, proto se zdá, že reakce proběhla úplně a pravděpodobně i křemen vznikající reakcí (2) mohl okamžitě reagovat s kalcitem na wollastonit. Ve Strachujově ale reakce (1) proběhla jen částečně, a běžně se zde objevují i asociace Qtz + Cal + Wol, Qtz + Cal a Qtz + Wol. Vesuvian a asi i část wollastonitu pak vznikaly reakcemi (3) a (4).

Průběh všech uvedených reakcí byl studován experimentálně více autory a z publikovaných údajů lze odvodit následující závěry o podmínkách vzniku wollastonit-vesuvianových hornin na obou lokalitách. Protože není v horninách přítomen žádný minerál nebo asociace, která by mohla sloužit jako geobarometr, jsou podmínky vzniku odvozeny pro tlak v rozsahu 200 až 500 MPa. Přítomnost vesuvianu indikuje velmi nízkou aktivitu  $X_{CO_2}$  a nejspíše i zvýšenou aktivitu F. Pro  $X_{CO_2} < 0,05$  vznikly wollastonit-vesuvianové horniny pro P fluid = 200 MPa při T = 400-550°C, pro P fluid = 500 MPa T = 450-650°C. Z těchto údajů vyplývá, že při optimálním složení fluid a za katalytického účinku orientovaného tlaku mohly tyto horniny vznikat už za poměrně nízkých teplot 400 až 450°C. Reakce (1) navíc představuje podle experimentálních dat jednu z nejrychlejších reakcí při metamorfóze vůbec, a proto vznik wollastonit-vesuvianových hornin mohl být z geologického hlediska velmi rychlý.

#### Literatura

- Misař Z., (1959): Mapování svorové zóny a jejího styku s vnějšími fylity v území mezi Nedvědicemi a Bolešínem - Zpr. geol. výzk v r. 1958, 22-23. Praha.  
Novák M., (1987): Metamorfované karbonátové horniny při severovýchodním okraji moldanubika. - Acta Mus. Moraviae. Sci. nat., 72, 5-28. Brno.  
Zoubek V., (1946): Stratigrafie krystalinických sérií při rozhraní moravika a moldanubika v západní části svratecké klenby. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 13: 463-481 Praha.

## NEROSTNÉ ASOCIACE Z LOMU MIROŠOV U STRÁŽKU (ZÁPADNÍ MORAVA)

Mineral assemblages from Mirošov quarry near Strážek (west Moravia)

(24-13. Bystřice n. Perštejnem)

**Václav Vávra, Zdeněk Losos**

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 602 00 Brno.

*Key words: Moldanubicum, alpine veins, skarns, mineral chemistry, isotopes of sulphur*

Činný lom u Mirošova se nachází 0,5 km v. od obce a je založen v jednom z amfibolitových pruhů strážeckého moldanubika.

Po petrografické stránce je lokalita velmi pestrá. Převažují amfibol - biotitové, biotit - amfibolové ruly a amfibolity. Na jejich minerálním složení se podílí křemen, biotit, plagioklas, amfibol, titanit a rudní minerály (převažuje pyrit). Ve většině hornin je zastoupen také chlorit (až 2%), vzniklý přeměnou biotitu. Podle Klákové (1977) se jedná o metamorfované ekvivalenty bazických výlevných hornin a jejich tufů. Vzácně se vyskytují jednoduché pegmatitové žíly, krystalické vápence a skarny.

Minerály pegmatitů. Hlavními složkami pegmatitů jsou křemen a živec. Živec jsou zastoupeny oligoklasem

Wollastonit-vesuvianové horniny / nedvědicích mramorů mají řadu neobvyklých znaku, které lze jen ztěžím vysvětlit běžnou regionální nebo dokonce kontaktní metamorfózou, kde se oba minerály běžně objevují. Jsou to:

1. Vznik za vysoké aktivity  $H_2O$  a asi i F při relativně nízké teplotě ( $T > 400-450^\circ C$  pro P fluid = 200-500 MPa).
2. Výrazné uplatnění orientovaného tlaku při vzniku minerální asociace wollastonit + vesuvian.
3. Výrazně lineární rozšíření těchto hornin podél v. a sv. okraje svrateckého krystalinika v délce asi 35 km (Obr. 1); v kalcitických mramorech, situovaných asi 2 km Z., resp. JZ od nedvědicích mramorů, už tato asociace zcela chybí a místy je přítomna rovnovážná asociace Qtz + Cal (Novák 1987).

Asociace wollastonit + vesuvian v nedvědicích mramorech vznikla při dynamometamorfóze, velmi pravděpodobně variského stáří, vázané na tektonickou linii, oddělující svratecké krystalinikum na jedné a vranovsko-bolešnickou jednotku a poličské krystalinikum na druhé straně. Metamorfni reakce probíhaly na tektonické zóně za vysoké aktivity fluid bohatých  $H_2O$  a asi i F. Jejich přítomnost na okraji svrateckého krystalinika je podporována i přítomností fluoritu a F-bohatého fengitu.

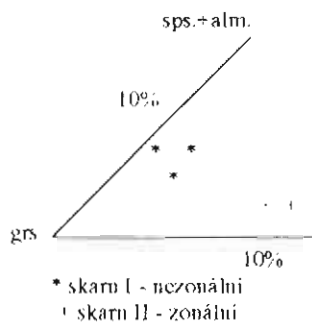
až labradoritem s mikroskopickými odměšeninami K - živce. Akcesoricky jsou zastoupeny chlorit, titanit, karbonáty (v produktech přeměn živeců), jehličkovitý aktinolit, biotit a pyrit.

Minerály skarnů. Na lokalitě byly nalezeny dva typy skarnů. První z nich je nezorální, zastoupení hlavních minerálů (granát, epidot, karbonát, křemen, pyroxen) v různých částech kolísá. Granát obsahuje průměrně 80% grosulárové, 12% andraditové, 6,5% almandinové a 1,5% spessartinové komponenty. Chemismus pyroxenu odpovídá z 94% hedenbergitové složce, obsah složek diopsidové a johannsenitové je shodný - 3,5%. Z méně běžných minerálů jsou zastoupeny chlority, které jsou charakteristické vysokým obsahem železa a proměnlivým zastupováním Al za Si. Na základě bodových analýz je

	Si do 2,75	Si 2,75-3,1	Si nad 3,1
f nad 0,52	thuringit	chamosit	delessit
f pod 0,52	ripidolit	klinochlor	penun

† chlority skamů  
\* chlority alpských žil  
f Fe+Mg

Obr.1 Klasifikace chloritů podle Melky (1965).



Obr.2 Chemismus granátů z obojskamů.

lze označit jako delessit, chamosit a thuringit (obr.1).

Druhým typem je výrazně zonální skarn (velmi podobný popsal Novák, 1985) tvořeny hlavně granátem, pyroxenem, wollastonitem, karbonátem a amfibolem. Průměrné složení granátu je: 75% grosulárové, 23% andraditové a 2% spessartinové složky. U pyroxenu jsou komponenty diopsidová a hedenbergitová přibližně v rovnováze, johannemitová komponenta představuje max. 3%. Pyroxen lze označit jako salit. Chemismus amfibolu odpovídá ferotschermakitovému obecnému amfibolu. Zastoupena je také řada vzácnějších minerálů. Skapolit tvoří až 2 cm dlouhé sloupečkovité krystaly s 30% marialitové složky, nebo je zarostlý v amfibolu (téměř čistý mejonit). Mikroskopická zrnka scheelitu obsahují do 18% powellitové komponenty  $Ca_{1,01}W_{0,82}Mo_{0,18}O_4$  (Tab.2). Dále určenými minerály jsou: epidot, titanit a sfalerit.

Alpské žíly. Zastoupení jednotlivých minerálů a jejich množství na puklinách je různé, všechny vyskyty

však lze řadit k asociaci C alpských žil v členění Bernarda (1981). Mezi nejvíce zastoupené minerály patří křemen, epidot, chlority, titanit a amfibol. Chemismus chloritů je jednotný, všechny analyzované vzorky odpovídají klnochloru (Obr.1), nalezené amfiboly byly určeny jako aktinolit. Na krystalových plochách epidotu (23% pistacitové složky) byly nalezeny epitakticky narostlé destičkovité krystaly allanitu s obsahem až 15%  $P_2O_5$  a drobná zrnka monazitu (tab.2). Jako mikroskopická inkluze byl v titanitu určen uraninit s výrazným obsahem thoria ( $U_{0,7}Th_{0,28}Pb_{0,03}O_2$ ). Krystalovaný se vzácně vyskytuje feroaxinit:  $Ca_{2,96}(Fe_{0,67}Mn_{0,23}Mg_{0,17})_{1,02}Al_{1,9}(B/O/OH/Si_{4,03}O_{14})$ . Dalšími nalezenými puklinovými minerály jsou: pyrit, albit, stilbit, chabazit, apatit, zirkon, prehnit a klinozoisit. Z výše uvedeného výčtu jsou pro lokalitu novými minerály scheelit, monazit a uraninit.

obsahem thoria ( $U_{0,7}Th_{0,28}Pb_{0,03}O_2$ ). Krystalovaný se vzácně vyskytuje feroaxinit:  $Ca_{2,96}(Fe_{0,67}Mn_{0,23}Mg_{0,17})_{1,02}Al_{1,9}(B/O/OH/Si_{4,03}O_{14})$ . Dalšími nalezenými puklinovými minerály jsou: pyrit, albit, stilbit, chabazit, apatit, zirkon, prehnit a klinozoisit.

Z výše uvedeného výčtu jsou pro lokalitu novými minerály scheelit, monazit a uraninit.

%	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	41,74	0	0	22,51	8,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,94	0	0	3,53	3,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	2,38	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	6,63	25,27
CaO	20,05	20,96	21,0	5,89	6,4
FeO	8,5	0	0	0	0
MnO	3,02	0	0	0	0
MgO	1,17	0	0	1,1	0
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	7,3	8,07
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	31,13	24,32
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	17,41	12,33
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	1,92
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0,54
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	4,23
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0,91	0
WO <sub>3</sub>	0	69,62	69,32	0	0
MoO <sub>3</sub>	0	9,0	9,27	0	0
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,05	0	0	0	0
H <sub>2</sub> O	1,57	0	0	1,29	0
suma	99,04	99,58	99,59	100,06	97,36

Tab.2 Výsledky bodových energiově disperzních analyz vybraných minerálů. Provedeno na přístroji CAMSCAN 4DV s analyzátořem LINK AN 10000. Analyzovali V. Vávra a P. Sulovský 1 Axinit - alpská žíla (voda določtena) 2-3 Scheelit - skarn 4 Allanit - alpská žíla (voda določtena) 5 Monazit - alpská žíla

%	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	27,46	29,3	37,17	35,96	42,51
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,33	0,59	1,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,44	10,01	14,82	12,86	9,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	13,14	11,23	17,44
FeO	20,98	38,58	0	0	0
CaO	0	0,42	32,12	34,07	11,77
MgO	14,43	8,49	0	0	10,52
MnO	0,33	0	0,84	0,86	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0,93
H <sub>2</sub> O	11,37	10,47	0	0	0
suma	96,78	97,22	98,72	98,57	94,83

Tab.1 Výsledky bodových energiově disperzních analyz vybraných minerálů. Provedeno na přístroji CAMSCAN 4DV s analyzátořem LINK AN 10000. Analyzovali V. Vávra a P. Sulovský

1 - Klinochlor - alpská žíla (voda določtena, všechno Fe jako dvojmocné) 2 - Delessit - skarn (voda določtena, všechno Fe jako dvojmocné) 3 - Granát - nezonální skarn (všechno Fe jako trojmocné) 4 - Granát - zonální skarn (všechno Fe jako trojmocné) 5 - Amfibol - alpská žíla (všechno Fe jako trojmocné)

Izotopické složení síry pyritu a pyrhotinu z amfibolitu, pegmatitu a alpských žil se pohybuje v úzkém intervalu  $\delta^{34}S$  2,5 - 4,8 ‰ CDT. Odpovídá jednotnému zdroji síry, pravděpodobně magmatického typu, což je v souladu s předpokládanou genezí horniny (Klářová, 1977).

Literatura

Bernard J. H. et al. (1981) - Mineralogie Československa - Academia Praha  
 Novák M. (1985) - Zonální reakční skarn mezi mramorem a amfibolitem v Mnošova u Stražku, západní Morava - Čas. Morav. Muz., LXX, 7 - 23 Brno  
 Klářová H. (1977) - Metabazity strážeckého moldanubika - MS, 114 s. Pfl. UK Praha  
 Melka K. (1965) - Návrh na klasifikaci chloritových minerálů - Věstník Ústř. Úst. geol., 40, 23 - 29 Praha  
 Vávra V. (1994) - Mineralogické a chemické studium nerostných asociací v amfibolitech u Mnošova - MS 109 s., Pfl. MU, Brno

# **APLIKOVANÁ GEOLOGIE A PŘÍBUZNÉ OBORY**

Applied geology and related sciences

# PETROARCHEOLOGICKÝ VÝZKUM RANĚ STŘEDOVĚKÉ KERAMIKY Z MIKULČIC-VALŮ

Petroarchaeological research of Early Medieval ceramics  
from Mikulčice-Valy

(34-23, Břeclav)

Jitka Dvorská

Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 602 00, Brno

*Key words: Mikulčice ceramics, petroarchaeology, source of raw material*

## Úvod

V rámci společného projektu Archeologického ústavu AVČR v Brně a Institutu für Ur- und Frühgeschichte der Universität Wien, na němž se podílí Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno, je petrograficky a geochemicky zpracovávána raně středověká keramika z moravských a dolnorakouských lokalit. Jako první série, určená především k ověření vhodných metod studia slovanské raně středověké keramiky, bylo vybráno 105 vzorků z Mikulčic-Valů a jako srovnávací materiál 15 vzorků z Břeclavi-Pohanska. Protože jedním z řešených úkolů byla otázka proveniencce použitých surovin mikulčické keramiky, byla sestavena podrobná geologická mapa lokality Mikulčice-Valy v měřítku 1:10 000.

## Geologie nejbližšího okolí hradiska Valy u Mikulčic

Z geologického hlediska leží lokalita Mikulčice-Valy ve vídeňské pánvi, vyplněné neogenními a kvarténními sedimenty. V bezprostředním okolí archeologické lokality se nacházejí pod kvarténními sedimenty uloženiny pliocénu. Sedimenty panonu jsou nejstaršími uloženinami miocénu vystupujícími v této části vídeňské pánve zónou E na povrch (nejblíže 5 km jz. od lokality u Moravské Nové Vsi). Jsou reprezentovány vápnatými jíly, pelity různé barvy a ojediněle i křemennými písků s polohami štěrků o celkové mocnosti 400-600 m. Severozápadně od Mikulčic, již mimo údolní nivu Kyjovky a Moravy, jsou silně tektonicky porušené pontské pestré jíly, místy se štěrky a písků o mocnosti cca. 150 m (Buday et al. 1963).

Na výše popsané tercierní podloží nasedají ve dně údolní nivu Moravy ocelově šedé až šedohnědé polymiktní fluvialní písčité štěrky o průměrné mocnosti 5-9 m, maximálně 12 m (Havlíček, Peška 1992).

Na jejich povrchu v údolní nivě jsou místy zachovány přesypy navátých písku ("hrudy") o průměrné mocnosti 1-6 m, které byly zčásti rozplaveny v době následné sedimentace povodňových hlín. Jedná se o žlutohnědé, středně zrnité písků, směrem k bázi přesypů s přibývající hrubozrnou frakcí. Petrografické rozborů potvrdily jejich vyvátí z okolních fluvialních písčitých štěrků. Váté písků leží vždy přímo na fluvialních písčitých štěrech a písčích. Jejich vývoj probíhal v pozdním glaciálu a jejich sedimentace pokračovala až do spodního

holocénu (Havlíček, Peška 1992). Dokládají to mj. i nálezy mezolitické industrie v hloubkách 0,5-1,5 m uvnitř navátých písku v Mikulčicích (Klíma 1970). Písčité duny byly v minulosti hojně osídlovány, osídlení na nich trvalo s různě dlouhými přestávkami od mezolitu až do 11. století našeho letopočtu (Havlíček, Peška 1992).

Nejmladšími sedimenty nivu, zarovnávací údolí Moravy, jsou šedohnědé, rezavě zrnité povodňové hlíny, místy s Fe a Mn bročky, o mocnosti 2-6 m. Začaly se ukládat ve středním a hlavně ve svrchním holocénu (Opravil 1983).

V údolní nivě Kyjovky a zejména Moravy jsou četná slepá ramena a strouhy, vyplněné černohnědými humózními hnilokaly a slatinami. Rozvětvená ramena Moravy a Dyje spolu s dunami sloužila patrně jako strategicky a hospodářsky významné útvary. Povodňové hlíny, které na svazích částečně pokryly a místy i rozplavily duny, se začaly intenzivněji ukládat až od 10., spíše však od 12. století n.l. (konec doby hradištní). Tehdy se podstatněji změnil zřejmě i hydrologický režim, což se mj. projevilo i zvýšením četnosti a intenzity povodní. Ty vedly k zániku osídlení údolí řek a nejmladší povodňové hlíny zarovnalý povrchy niv (Opravil 1983; Havlíček, Zeman 1986).

## Výsledky mikroskopického studia

Na základě studia výbrusů v polarizačním mikroskopu bylo určeno minerální složení ostřiva, textura, porozita, zrnitost, zaoblení zrn ostřiva, vytřídněnost ostřiva a charakter pojiva.

**Ostřivo** je u převážné většiny vzorků tvořeno *křemenem*. Jedná se o polozaoblená či ostrohranná, méně často zaoblená zrna, většinou bez undulózního zhášení, s přechody do metakvarcitů. Křemen se v této keramice vyskytuje také jako součást úlomků homin - pískovců, silicitů, aplitů, granitoidů, popř. ortorul. Povrchové struktury křemenných zrn vyseparovaných z keramiky odpovídají jak zrnům eolického, tak fluvialního původu. Svým tvarem i velikostí odpovídají křemenům z písčitých dun.

Druhým nejčastějším minerálem v rámci ostřiva je živec. Je zde zastoupen jak obecný K-živec, tak mikroklin, zvláštěností nejsou ani plagioklasy. Štěpnost je často nezřetelná, podél ploch štěpnosti dochází někdy k pronikání jílovité základní hmoty, vlivem vysoké teploty výpalu dochází ke značným přeměnám živeců.

*Slidy* jsou obsaženy téměř ve všech vzorcích, a to



jako primární nebo sekundární (vznik přeměnou jílových minerálů při výpalu) jemná součást pojiva, nebo jako ostřívo. Jedná se hlavně o muskovit, který tvoří i součást úlomků granitických hornin či svorů. Pokud se vyskytuje biotit, pak ve formě velkých lupinek tvořících podstatnou část ostřiva daného vzorku.

Velice časté jsou v mikulčické keramice *úlomky různých typů hornin*. Nejčastěji je zastoupen metakvareit, podstatně méně je granitických hornin, aplitů, rul, prachovců, jílovců, silicitů. *Vápence* jsou přítomny spíše výjimečně, pouze jeden vzorek studovaného souboru má ostřívo tvořené výhradně jemně sparitovým vápencem.

Z *akcesorických minerálů* je přítomen apatit, amfibol, silimanit, zoisit, epidot, granát, turmalin. Výskyt těchto minerálů je však velice *sporadický*, což je jedním z charakteristických rysů keramiky z Mikulčic.

V některých výbrusech lze objevit i *schránky miocenních foraminifer*.

**Textura** je většinou fluidální, způsobená usměrněním protáhlých zrn ostřiva, jemně dispergovaných lupinků muskovitu v pojivu nebo pórů v procesu tvorby nádoby na hrnčířském kruhu. Méně častá je textura všesměrná, u níž lze předpokládat odlišný způsob zpracování keramické hmoty.

**Porozita** u studovaného souboru keramiky se pohybuje většinou v rozmezí 1-7 %, výjimečně 10, i 15 %, objevuje se však i keramika kompaktní. Póry jsou z 90-ti % protáhlé, zbytek tvoří izometrické nebo smíšené.

**Zrnitostně** tvoří hrubozrnná a středně zrnitá keramika převážnou část souboru, velmi hrubozrnná není častá a jemnozrnná se zde nevyskytuje vůbec. Zrna ostřiva velikostně odpovídají pískům z dun.

Pro tyto písky je typický zaoblený nebo polozaoblený tvar zrn, což však odpovídá pouze asi 30-ti procentům ostřiva. Ostrohrané ostřívo bylo zřejmě předem drceno. Velikostní vyříděnost je malá.

**Pojivo** je u 50-ti % studované keramiky pelitické. Součástí aleuritického pojiva, tvořícího druhou polovinu souboru, jsou nejčastěji zrníčka křemene, karbonátů, lupinky slídk. Zvláštním typem pojiva je tzv. "jehličkovité", kde jehličky jsou tvořeny velmi jemným muskovitem, vzniklým přeměnou jílových minerálů pojiva v procesu výpalu.

### Rozdělení keramiky na základě studia výbrusů

Z petrografického hlediska převážnou část (asi 90%) zpracovávaného souboru tvoří jeden typ keramické hmoty. Byla vyrobena z velmi podobného materiálu: pojivo je jílovité - pelitické nebo aleuritické. Velikost ostřiva se pohybuje mezi 0,2-2 mm a je tvořeno převážně křemenem, méně K-živcem, plagioklasem a úlomky hornin (metakvacity, jemnozrnné klastické sedimenty, zřídka magmatické horniny).

Zbývající vzorky keramiky byly vyrobeny z jednoznačně odlišného, ne místního materiálu. Jedná se o vzorek, jehož ostřívo je tvořeno převážně úlomky různých hornin, dále vzorek, jehož pojivo i ostřívo jsou složeny z karbonátů (jemně sparitový vápenc). Výrazně

odlišná je keramika s vysokým podílem hrubozrnného muskovitu a biotitu. Zvláštní je i vzorek "sprašové keramiky" a vzorky s K-živcem převažujícím nad křemenem, kde živce jsou vlivem vysoké teploty výpalu silně přeměněny.

Výsledky mikroskopického zpracování keramiky ukázaly shodné výrobní postupy. To by nasvědčovalo existenci specializovaných hrnčířských dílen.

### Makroskopický popis

Na vzniku zbarvení, které je charakteristické pro každý střepek, se podílí složení pojiva, způsob výpalu, případně postdepoziční procesy. Pokud byla keramika pálena v oxidačním prostředí, má zbarvení v různých odstínech oranžové, v redukčním je naopak šedá až do černa. V závislosti na pozici keramického zboží ve vypalovací peci nebo na otevřeném ohni kolísá obsah kyslíku a teplota natolik, že zboží vyrobené ze stejného materiálu může mít značně odlišnou barvu střepu, podmínky mohou dokonce kolísat od redukčních po oxidační.

Většina vzorků byla vypalována v redukčním prostředí, o čemž svědčí šedé, šedoohnědé, šedočerné, černé zbarvení keramických střepů. Oxidační prostředí dokumentují svým oranžovým zbarvením jen ojedinělé vzorky, jejichž výpal byl navíc nedokonalý, centrální část řezu zůstala většinou černá.

### Teplota výpalu (na základě DTA)

V případě studovaného souboru mikulčické keramiky je pravděpodobné, že teplota výpalu nepřesáhla 500° C, pravděpodobně se však pohybovala kolem 400°C. Pokud by byla teplota vyšší, došlo by k přeměnám jílových minerálů už v procesu výpalu a na křivce DTA by se neprojevíly.

Je však nutno brát v úvahu i možnost retrogradní přeměny vypálených jílových minerálů vlivem dlouhodobého uložení ve vlhké půdě, čímž může dojít ke zkreslení výsledků analýzy.

Otázkou zůstává nepřítomnost exotermního píku u několika vzorků, která může svědčit o výpalu za vyšších teplot. Výsledky DTA je třeba ověřit experimentálním výpalem keramiky v přirozeném prostředí.

### Obsahy stopových prvků

Grafické srovnání stopových prvků u analyzovaných vzorků vykazuje jen minimální rozdíly, což ukazuje na stejný výchozí materiál. Z podobnosti mezi keramikou z Pohanska u Břeclavi a Mikulčic se zdá pravděpodobná stejná distribuce stopových prvků pro náplavové hlíny celé údolní nivy Dyje a Moravy. Z analyzovaných prvků jsou ve všech vzorcích nejvýrazněji zastoupeny Ba, Zr, Sr, Rb dále Zn, méně V, Cr, jen do 50 ppm Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Y. Pod hranicí citlivosti jsou obsahy Ag, As, Bi, Cd, Co, Mo, Sb, Sn, U, W.

## Srovnání s keramikou z Pohanska u Břeclavi

Pro srovnání bylo k dispozici pouze 15 vzorků keramiky z Pohanska, lze však říci, že tato keramika se v podstatě neliší svým složením od mikulčické. Rozdíly lze spatřovat pouze v tloušťce, která je u keramiky z Pohanska v průměru větší, a v homogenitě výpalu (mikulčický soubor obsahuje pouze asi 60 % nehomogenní keramiky, zatímco studovaná keramika z Pohanska je nehomogenní z 90-ti %). Pro keramiku z Pohanska je také na rozdíl od Mikulčic typický oxidační výpal (okrajové části stěpů jsou většinou zbarveny v odstínech oranžové).

Lze tedy na závěr konstatovat, že keramika na Pohansku byla vyráběna opět z místního materiálu jako v Mikulčicích, ovšem jinou technologií.

## Srovnání petrografické a archeologické klasifikace

Vzorky se specifickým typem ostřiva (karbonáty, slídy, úlomky hornin) se liší od základní keramické masy jak při makroskopickém pozorování (archeologické popisy), tak při studiu výbrusů.

Vzorky keramiky, tvořící podle archeologů jednotlivé výrobní okruhy, nejsou petrograficky natolik odlišné, aby je bylo možné vyčlenit jako samostatné skupiny.

Archeologické hodnocení keramiky podle způsobu úpravy povrchu nádoby do značné míry, ale ne stoprocentně, odpovídá velikosti použitého ostřiva a typu pojiva.

## Zdroje použité k výrobě studované keramiky

Na základě studia geologické situace na lokalitě Mikulčice-Valy a v jejím okolí, studia keramiky, experimentálního výpalu i analýz stopových prvků přicházejí v úvahu jako zdroje surovin na výrobu keramiky:

### jako pojivo:

#### *holocenní jily*

- z náplavů řeky Moravy
- leží všude v oblasti hradiště pod kulturní vrstvou (mimo písčité duny)
- po přidání ostřiva z duny a vypálení se při mikroskopickém pozorování shodují se studovanou keramikou

#### *spraše*

- v okolí lokality se nevyskytují, nejbližší výskyt je u Josefova tzn. asi 6 km sz. od hradiště

#### *neogenní jily*

- vystupují na povrch jv. od Moravské Nové Vsi, 5 km od lokality

- na možnost jejich použití jako pojiva ukazovaly výskyty mořských fosilií (foraminifer) ve výbrusech keramiky, provedené výplavy z těchto jílů však byly sterilní, tzn. jejich případné použití na výrobu mikulčické keramiky je třeba ověřit dalšími laboratorními metodami

### jako ostřivo:

#### *písky z duny*

- duny se nacházejí přímo na lokalitě i v jejím blízkém okolí
- všechny výše uvedené analýzy potvrdily shodnost ostřiva převážné části keramiky (mimo tzv. zvláštní vzorky) a písků z dun

#### *karbonáty*

- podružně se objevují v některých vzorcích keramiky, u jednoho vzorku tvoří veškeré ostřivo a významnou část pojiva
- v tomto vzorku byly karbonáty určeny jako jemně sparitové vápence
- jedná se bezpečně o import a to buď z oblasti Pavlovských vrchů nebo Malých Karpat

#### *slídy*

- téměř u všech vzorků studovaného souboru keramiky se v pojivu objevují jemné lupínky slíd (muskovitu)
- mimo to u 3 vzorků muskovit spolu s biotitem výrazně převažují i v rámci ostřiva
- otázka proveniencí materiálu na výrobu této keramiky není jasná, existuje několik možností, jak mohly být slídy získány.
  - a) plavením říčního písku (šlichovací metody)
  - b) plavením z eluvia granitoidů (Malé Karpaty)
  - c) drcením metamorfitů (svory)

## Závěr

Na základě petrografického a geologického studia lze konstatovat, že hodnocený soubor keramiky z lokality Mikulčice-Valy je poměrně homogenní (asi 90 %). Zdrojem materiálu na výrobu této keramiky byly kvartérní sedimenty nejbližšího okolí. Jako pojivo byly použity holocenní náplavové jily řeky Moravy a jako ostřivo sloužily křemenné písky z písčinych dun. Zbylá část souboru keramiky (asi 10%) je materiálově výrazně odlišná. Materiál podobného složení se v okolí nenachází, proto je velmi pravděpodobné, že se jedná o zboží ze vzdálenějších výrobních středisek, nebo že surovina na jejich výrobu byla dopravována z větší vzdálenosti. Studium malé kolekce keramiky z lokality Pohansko ukazuje obdobně na místní zdroj materiálu a po petrografické stránce se od mikulčické keramiky v podstatě neliší. U keramiky lze předpokládat teplotu výpalu kolem 400 °C. Pro petroarcheologické hodnocení keramiky se jako nejvýhodnější metoda osvědčilo planimetrické studium výbrusů.

## Literatura:

- Buday T. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXX Gottwaldov. - Ústí. Úst. geol., Praha.
- Havlíček P., Peška J. (1992): K osídlení dun v soutokové oblasti Moravy s Dyjí - Jižní Morava, 28, sv.31, 239-245. Brno.
- Havlíček P., Zeman A. (1986): Kvartérní sedimenty moravské části vídeňské pánve. - Sbor. geol. Věd, 17, 9-41. Praha.
- Klíma B. (1970): Štěpaná kamenná industrie z Mikulčic. - Památky archeologické LXI, 216-224. Praha.
- Opravil E. (1983): Údolní niva v době hradištní. - Stud. AÚ ČSAV, XI, 2, 1-77, Academia Praha.

# SÉRIE OTŘESŮ Z OKOLÍ JEVÍČKA (LEDEN 1993) A TEKTONICKÉ OTŘESY Z NÍZKÉHO JESENÍKU (LISTOPAD A PROSINEC 1994)

Series of earthquakes from surroundings of Jevíčko  
(January 1993) and tectonic tremors from the Nížký Jeseník Highland  
(November and December 1994)

(24-21, Jevíčko)

Josef Havíř, Jana Pazdírková

Ústav fyziky země, PříF MU Brno, Ječná 29a, 621 00 Brno

Key words: eastern part of the Bohemian Massif, earthquakes

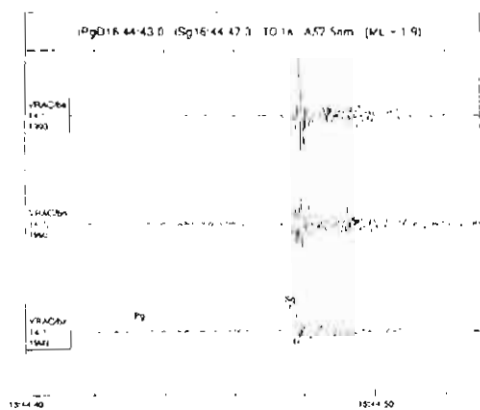
Oblast východního okraje Českého masívu je charakteristická poměrně nízkou zemětřesnou aktivitou. Přesto jsou v některých místech této oblasti tektonické otřesy již dlouho známy (viz např. Procházková 1986; Schenk 1984). V poslední době byla seismickými stanicemi registrována méně intenzivní zemětřesení z okolí Opavy (Kaláb 1994a; Šťastná, Trybová 1994) a západně od Valašského Meziříčí (Kaláb 1994b). Dosud nepublikovaná zůstala série otřesů z okolí Jevíčka.

Seismologická stanice VRAC (ÚFZ PříF MU) umístěná nedaleko Vranova u Brna zaregistrovala v lednu 1993 sérii čtyř otřesů. Časy příchodů Pg a Sg vln na stanici VRAC a lokální magnituda jsou pro všechny čtyři jevy uvedeny v tabulce I. Dva nejsilnější jevy ze 14.1.1993 16 hodin 44 minut (viz obr.1) a 18 hodin 27 minut světového času byly zachyceny mimo jiné také stanicí Dobruška (Geofyzikální ústav AV ČR), stanicemi

Seismického polygonu Frenštát (Ústav geoniky AV ČR), stanicemi síť Temelín (ÚFZ PříF MU) a síť G E R E S S (Ruhr-University Bochum), což umožnilo jejich

lokalizaci. Pro přibližnou lokalizaci byla hypocentrální vzdálenost od jednotlivých stanic určena pomocí seismologických tabulek (Jeffreys, Bullen 1967) z rozdílů časů příchodů Pg a Sg vln na uvedené stanice. Ohnisko obou otřesů leží vjv. od Jevíčka (u Jaroměřic), tedy v blízkosti křížení konicko-nectavských zlomu se severním pokračováním východního okrajového zlomu boskovické brázdy. Hloubku nebylo možné určit pro nedostatek údajů.

Nejnověji byly zaznamenány dva slabě tektonické otřesy z oblasti Nížkého Jeseníku v listopadu a prosinci 1994. K jejich rozpoznání přispěla především nová stanice MORC na Červené hoře u Libavé (ÚFZ PříF MU společně s GFZ Potsdam). Časy příchodů obou jevů na stanici VRAC a MORC jsou uvedeny v tabulce II. Tyto dva otřesy však nebyly zaznamenány žádnou další stanicí, proto jejich bližší lokalizace není možná.



Obr. 1. Filtrovaný záznam nejsilnějšího jevu ze zemětřesného roje z okolí Jevíčka

Datum	Registrace jevu na stanici VRAC	Magnituda
13.1.1993	iPgD 16:22:00.5 eSg 22:05.1	0.6
14.1.1993	iPgD 08:58:52.2 iSg 58:56.6	1.4
14.1.1993	iPgD 16:44:43.0 iSg 44:47.3	1.9
14.1.1993	iPgD 18:27:06.7 iSg 27:11.1	1.8

Tab. I Registrace jevů série otřesů z okolí Jevíčka, pro výpočet lokálního magnituda byla použita rovnice z práce Scheerbaum, Stoll (1983)

Datum	Registr. jevu na st. VRAC a MORC	Magnituda
28.11.1994	MORC iPg 02:58:24.6 eSg 58:27.3	1.3
	VRAC ePg 02:58:38.1 (Sg) 58:51.1	
1.12.1994	MORC iPg 21:49:04.6 iSg 49:06.3	0.9
	VRAC ePg 21:49:15.3 eSg 49:24.2	

Tab. II Registrace tektonických jevů z Nížkého Jeseníku, pro výpočet lokálního magnituda byla použita rovnice z práce Scheerbaum, Stoll (1983)

## Literatura:

- Jeffreys H., Bullen K. E. (1967). Seismological tables - Smith & Ritchie Ltd. Edinburgh
- Kaláb Z. (1994a): Seismicita frenštátské oblasti - sborník referátů z reg. konference seismologů "inženýrská seismologie" 10.5.1994, 192-198. Ostrava.
- Kaláb Z. (1994b): Seismicita frenštátské oblasti - aktuální dodatek. - sborník referátů z reg. konference seismologů "inženýrská seismologie" 10.5.1994. Ostrava.
- Procházková D. (1986). Zemětřesení na styku Českého masívu a Západních Karpat - Výzkum hlubinné geologické stavby Československa, sborník referátů ze semináře 10. -13.3.1986, 139-147. Loučná nad Desnou.
- Schenk V. (1984): Výskyt zemětřesení a hlavní strukturální směry Českého masívu. - Výzkum hlubinné geologické stavby Československa, sborník referátů ze semináře 13. -16.2.1984, 97-101. Loučná nad Desnou.
- Scheerbaum F., Stoll D. (1983). Source parameters and scaling law of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershocks. - Bull. Seismol. Soc. Amer. 73, 1321-1343.
- Šťastná E., Trybová M. (1994): Zemětřesení z širšího okolí Opavy v letech 1992-1993. - Sborník referátů z reg. konference seismologů "inženýrská seismologie" 10.5.1994, 112-116. Ostrava.

# TEKTONICKÉ A GRAVITAČNÍ TVARY V ÚDOLÍ JIHLAVY NA JIHOVÝCHODNÍM OKRAJI ČESKÉHO MASÍVU

Tectonic and gravitational landforms in the Jihlava river valley  
at the SE margin of the Bohemian Massif

(24-34, Ivančice)

Mojmír Hrádek

Ústav geoniky AV ČR Ostrava, pobočka Brno, Drobného 28, 602 00 Brno

*Key words: tilted blocks and grabens, fault saddles, downhill facing scarps, tensional gashes, slope benches, triple-crested ridges*

Projekt č. 103/95/1536 GA ČR

## Úvod

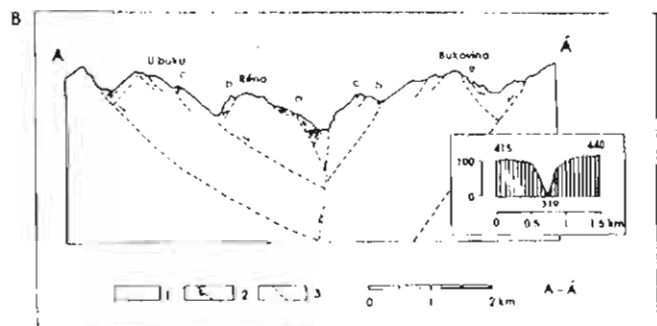
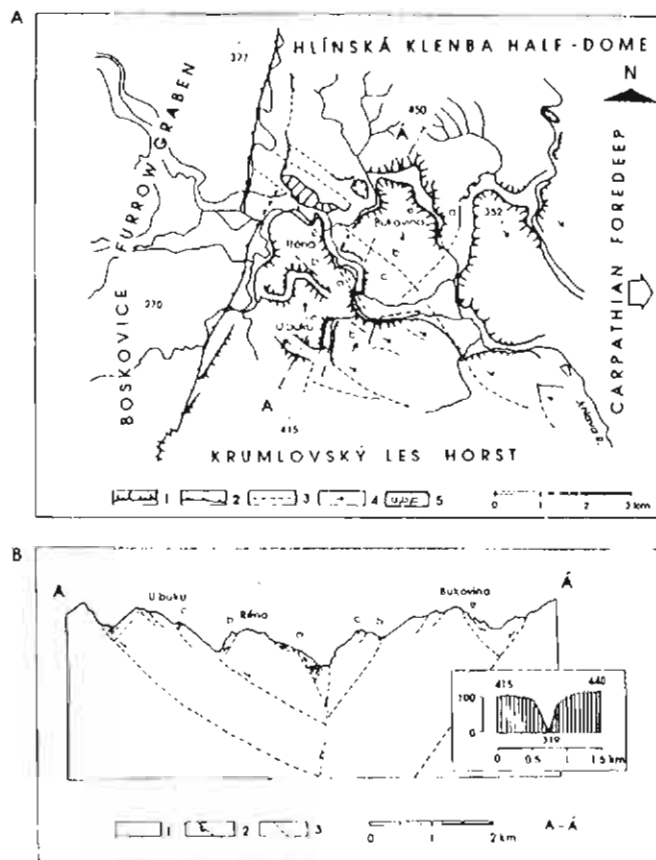
Během geomorfologického výzkumu údolí Jihlavy v úseku mezi Ivančicemi a Moravskými Bránicemi byly zjištěny některé projevy nejmladší zlomové a gravitační tektoniky. Na jejich základě bylo možno upřesnit poznatky o geomorfologických projevech flexurního ohybu Českého masívu, zvláštěnostech jeho kerné stavby a gravitačních deformacích na povrchu některých ker. Z tektonických tvarů byla identifikována masivní polohrást' Krumlovského lesa, Hlínská poloklenba, tektonické údolí Jihlavy a Bránická kotlina. Na dílčích kráčích byla rozlišena celá řada gravitačních deformací. Na základě jejich výskytu bylo možno vytvořit pracovní hypotézu o nejmladším tektonickém vývoji této okrajové části Českého masívu.

## Tektonické tvary

Na předpokládaném flexurním ohybu Českého masívu byly geomorfologickou analýzou vymezeny hlavní tektonické makrotvary, které tvoří hrást'ové struktury Krumlovského lesa a Hlínské poloklenby, oddělené tektonickým údolím Jihlavy, navazujícím na Bránickou kotlinu. Základním morfologickým znakem flexurního ohybu Českého masívu je povrch ukloněný k jihovýchodu a rozpadající se na řadu dílčích ker, zapadajících do karpatské předhlubně. Proto i Krumlovský les má spíše znaky polohrást'ě, strměji spadající do Boskovické brázdy a pozvolněji se sklánějící do předhlubně. V temenních částech Krumlovského lesa i Hlínské poloklenby byly zjištěny relikt sedimentu staršího miocénu (Demek 1961, Čtyrský 1991).

Tektonické údolí Jihlavy se skládá jednak z někoika dílčích, řádově drobnějších, k ose údolí ukloněných ker, navzájem oddělených příkopy, jednak se okraje kry Krumlovského lesa, generelně ukloněné k východu, do předhlubně, ohýbají i do údolí Jihlavy. V příkopech byly rovněž nalezeny miocénní sedimenty. Jako hlavní kry údolí Jihlavy byly vymezeny na pravé straně kra Rény a kra U buku, na levé straně kra Bukoviny.

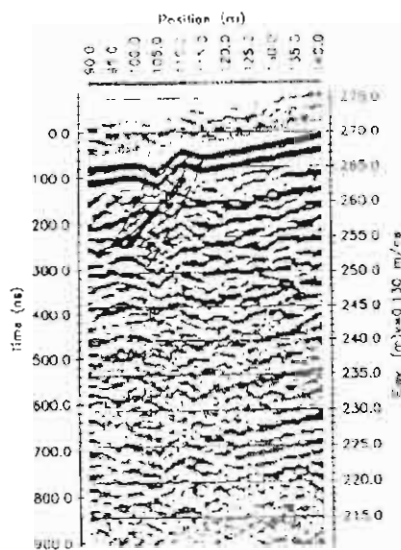
Bránická kotlina je protažená ve dvou směrech, jednak SZ-JV až S-J, jednak Z-V. V první



Obr. 1A. Schéma částí čelního vyklenutí okraje Českého masívu u Ivančic, rozčleněného v místě křížení zlomů směru SZ-JV (ivančicko-trboušanský) a SSV-JJZ (zlomy Boskovické brázdy) na soustavu jednostranně pokleslých, proti sobě ukloněných ker, tvořících tektonické údolí Jihlavy. Na ukloněných kráčích se projevují vlivy gravitačního rozpínání. 1-zlomové svahy odklěňující jednotlivé kry, 2-linie přesmyku Boskovické brázdy, 3-linie zlomů směru převážně SZ-JV a SSV-JJZ, 4-převládající směr úklonu povrchu jednotlivých ker, 5-gravitační tvary: a-ve směru svahu obrácené srázy, b-zlomová sedla, c-čvojitě a trojitě lhbítiky, d-tahové rozsedliny, e-svahové lavice, A-A - linie příčného profilu.

Obr. 1B. Příčný, hypotetický profil tektonickým údolím Jihlavy, složený ze tří dílčích příkopů a zlomového sedla. Na pravé straně je pro srovnání uveden příčný profil erozním údolím Jihlavy u Dalešic.

1-spodnomiocénní sedimenty, 2-předpokládané smykové zóny se šipkami znázorňujícími směr pohybu, 3-ostatní poruchy. Další symboly jako u obr. 1A



Obr. 2 Základním gravitačním tvarem údolí Jihlavy jsou ve směru svahu obrácené srázy. Radarový záznam zobrazuje zónu porušení širokou 15 m, upadající k JV s projevy tahového namáhání.

Metodou VDV (velmi dlouhých vln) byly proměřeny příkopy oddělující hlavní kry, příkop pod Rénou (mezi krou Remy a U buku), dále příkop, který omezuje kru u U buku na východě a konečně příkop pod Bukovinou. Ve všech příkopech byly zjištěny indikace výrazného nebo zřetelného tektonického porušení, buď jednou poruchovou zónou často i 30 m širokou, se sklony téměř vertikálními (pod Rénou), nebo při úpatí svahů příkopu paralelně probíhajícími dvěma i více protiklonnými poruchovými liniemi či pásmy, převážně směru SZ-JV až SSZ-JJV (východní okraj kry u Buku, pod Bukovinou).

### Gravitační tvary

Na ukloněném povrchu všech tří ker byly zjištěny gravitační deformace a svahové poruchy. Nejjednodušší z nich jsou ve směru svahu, do údolí obrácené jednoduché stupně, zjištěné na svahu kry Rény, severozápadně od železničního viaduktu. Dalšími jsou zlomová sedla, oddělující od vyšších svahů nižší hřbety, paralelní nebo příčné na průběh vrstevnic, zjištěná na všech kráčích. V okolí rozvodí mezi příkopem Pod Bukovinou a severní větví Bránické kotliny byl zjištěn systém rozbíhající se a opět spojujících, gravitačních tahových rozsedlin a rýh,

větvi, která má v okolí Nových Bránic rysy typického pokopřikopu, byly zjištěny miocénní sedimenty stáří ottang-eggenburg, ve druhé, v jejich nadloží i sedimenty spodního badenu. Z tohoto uspořádání je možno usuzovat, že Bránická kotlina vznikla na křížení dvou příkopů výše uvedených směrů.

Na ověření geomorfologických a morfotektonických poznatků bylo využito geofyzikálních metod.

náležejících k soustavě Špýrské rokli. Na odvrácené straně hřbetu Bukoviny, ve směru k příkopu pod Bukovinou, je soustava svahových lavic, oddělených skalnatými srázy, z nichž některé jsou ukloněny proti svahu a tvoří depresi. Konečně na dílčích elevacích a rozsochách svahu ker Bukoviny a U buku byly nalezeny dvojité až trojitě, paralelně probíhající, skalnaté hřbítky.

Geofyzikální měření metodou VDV i pulzním georadarem prokázala u všech popsanych tvarů, budovaných horninami brněnského masívu, existenci vodivých pásem a hlubší porušení skalního podloží s projevy tahového namáhání. U dilatačních rozsedlin jsou typické dvojice protiklonných zón. Strmé i šikmé poruchové zóny se v korelaci odrazů radarového záznamu projevují jednoduchými difrakčními hyperbolami, typickými pro tahové rozsedliny, případně zdvojenými difrakčními projevy, signalizujícími otevřené tahové rozsedliny.

### Závěr

Provedený výzkum prokázal, že většina geomorfologicky vymezených zón oslabení má skutečně hlubší založení. Tektonické a gravitační tvary zjištěné na svazích tektonického údolí Jihlavy mají podobné znaky jako flexurní okraj Českého masívu, jejich rozměr je však řádově nižší. Na základě zjištěných poznatků je možno zformulovat tuto hypotézu nejmladšího vývoje okraje Českého masívu. Ke konci karpátu byla tato jeho část deformována do tvaru flexury a vyzdvižena, jako odraz kolize a subdukce s bloky Západních Karpat a bloky panonskými. Při tomto zdvihu ty části brněnského masívu, které byly, zejména podél severozápadního zlomového pásma ivančicko-trboušanského a v prodloužení osy vranovického příkopu, intenzivně tektonicky porušené, relativně poklesly i se svým sedimentárním pokryvem staršího miocénu. Ve spodním badenu již do vzniklé průchozí sníženiny mezi předhlubní a oživenou Boskovickou brázdou mohlo proniknout spodnobadenské moře a zanechat zde své sedimenty (srov. Hrádek 1992). Sedimenty karpátu nebyly v údolí Jihlavy zjištěny a byly zřejmě při transgresi spodního badenu denudovány. Na dílčích kráčích údolí Jihlavy se začaly projevovat deformace gravitačního rozpínání a rozvolňování, buď jako odraz vyklížení miocénních sedimentů tekou, nebo v důsledku dalších tektonických poklesů.

### Literatura:

- Cicha L., Kováč M., Osezytko N., Slaczká A., Stránil Z., Vass D. (1989): Geodynamický vývoj Západních Karpat v neogénu. - Knih. Zem. Plyn. Nafta, 9, 9-17. Hodonín.  
 Čtyroky P. (1991): Členění a korelace eggenburgu a ottangu v jižní části karpatské předhlubně na jižní Moravě. - Západní Karpaty, Geológia, 15, 67-109. Bratislava.  
 Demek J. (1961): Nové poznatky o rozšíření neogénu v Královském lese jihozápadně od Brna. - Čas. Mineral. Geol., 6, 13-18. Praha.  
 Hrádek M. (1992): Miocén a morfotektonika údolí Jihlavy. - Knih. Zem. Plyn. Nafta, 15, 67-81. Hodonín.  
 Hruška J. (1994): Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě Moravské Bránice II. Gravitační tektonika. - MS, 14 s. Geofyzika, a.s., Brno.

# NĚKTERÉ VZTAHY MEZI RELIÉFEM A GEOLÓGICKOU STAVBOU V NÁRODNÍM PARKU PODYJÍ

Some relationships between relief and geological structure  
in Podyjí National Park (South Moravia)

(33-21, Slavonice; 33-22, Vranov n. Dyjí; 33-24, Hhánice; 34-11, Znojmo)

**Antonín Ivan, Karel Kirchner**

Ústav geomiky AV ČR, pobočka Brno, Drobného 28, P.O.Box, 29, 613 00 Brno

*Key words: Dyje canyon, regional planation surface, Podyjí National Park*

Geomorfologické výzkumy byly podporovány interním grantem AV ČR č.31459 a projektem MŽP ČR GA/774/93.

Při podrobných geomorfologických výzkumech v Národním parku Podyjí (NPP) v letech 1992-94 byly získány rovněž poznatky o vztazích tvarů reliéfu a geologické stavby. Vztahy se výrazně projevují v morfologii kaňonu Dyje a regionálního zarovnaného povrchu. NPP tvoří kaňonovitý úsek údolí Dyje mezi Vranovem n. Dyjí a Znojmem, které jsou vzdáleny 17 km. V důsledku intenzivního meandrování dosahuje vřtík délka údolí mezi oběma městy více než 40 km. Z výškového rozdílu 90 m vychází průměrný spád 2,16 m.km<sup>-1</sup> zhruba kolmo na směr geologických struktur (JZ-SV) a postupně proráží pruh bítešské ortoruly, pruh svoru (lukovská jednotka, "vnější fylity") a asi přibližně polovinu úseku tvoří dyjská žula, zčásti zbfidhčnatělá. Sklon bfidhčnatostí všech hornin je k SZ, takže Dyje je anaklinální tok (anti-dip stream), což mohlo zesilovat tendenci k intenzivnímu meandrování. Jednotlivé typy hornin podstatným způsobem ovlivňují morfologii údolí (hloubku, příčný profil, tvar svahů a jejich mikromorfologii, současné geomorfologické procesy, spádové poměry). Vznikly tak tři morfologicky dosti rozdílné úseky.

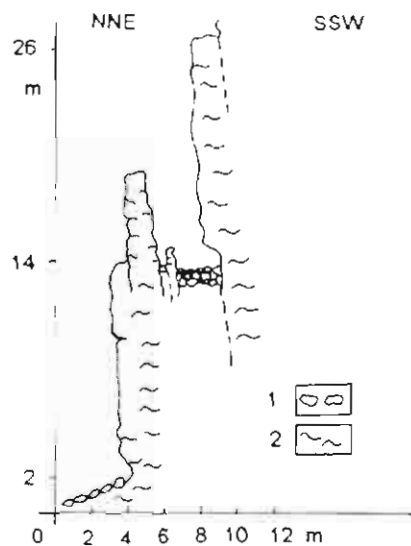
V 6 km širokém pruhu bítešské ortoruly má údolí Dyje délku 9,3 km (spád 2,04 m.km<sup>-1</sup>) a je více než 230 m hluboké. V souvislosti s velkou odolností ruly jsou svahy velmi příkré až neschudné, s četnými skalními útvary a akumulacemi suti. Zakleslé meandry jsou v půdoryse netypické (hranaté) a v příčném profilu symetrické (typ entrenched).

Charakteristické pro úsek je gravitační rozvolňování svahů resp. hřbetu, zejména v jádrech meandru a na nárazových březích. Na levé straně údolí jsou na nárazovém, k SZ exponovaném svahu známé Ledové sluje (rozsedlinové jeskyně). Problématické plochy skalní útvar na dně údolí pod Ledovými slujemi, interpretovaný Špalkem (1935) jako jádro odškrceného meandru, vznikl pravděpodobně prořezáním meandrové ostruhy přicházející z protilehlé pravé strany údolí, rovněž postižené gravitačními procesy. Převážně věžovité skalní formy dosahují výšky až několik desítek metrů a dávají svahům stupňovitý profil. Např. příkré svahy severně Býčí hory (536 m) ovlivňují gravitační deformace působící podél puklin směru 140°-320°, odlučují se podél nich mohutné skalní bloky až 17 m vysoké. Oddělující se blok je otáčen do směru 120°-300°, v horní části se prostor více rozevírá,

je zasypán ostrohrannou suti (viz obr.1). V dané oblasti existují reálné předpoklady ke vzniku rozsedlinových a sutiových jeskyní.

V úseku tvořeném pruhem méně odolných svorů, je údolí dlouhé 12,9 km a celá jeho pravá strana je na rakouském území. Spád řeky je menší (1,66 m.km<sup>-1</sup>).

Charakteristické jsou dva velké plynu le zakroucené meandry s asymetrickým příčným profilem (typ ingrown) a zúženou šíjí, která ukazuje na pokročilý proces odškrcování. Hloubka údolí nepřevyšuje 150 m, skalní útvary a vysoké skalní stěny jsou hlavně ve spodní části svahů v nárazových březích meandrů. Ve vložkách krystalických vápenců dochází ke krasování a vzniku lokální krasové hydrografie (Čilek 1993). Nad údolním svahem vystupují několik metrů mocné denudační zbytky hrubých, nevytříděných polymiktních písčitých štěrků (ottnang, Batík 1992). Úsek v dyjské žule je dlouhý 18,35 km a má průměrný spád 2,7 m.km<sup>-1</sup>. U Devíti mlýnů, kde se směr toku Dyje ostře lomí k SV, má krátký úsek pravého svahu výšku jen 50-60 m a naznačuje možnost paleopotamologických změn. V úseku jsou netypické zakleslé meandry, ovlivněné směry puklin. U Devíti Mlýnů je velký opuštěný meandr s okrouhlíkem a vysokým a příkrým amfiteatrovitým výsepním svahem. Směrem po proudu je velký nepravidelný asymetrický meandr Šobes s 800 m dlouhou šíjí, kde proces odškrcování doprovází gravitační procesy. Příkré svahy kaňonu jsou posety skalními útvary s tvary zvětrávání žuly, projevy exfoliace, pseudoškrapy a viklany.



Obr. 1 Příčný geomorfologický profil pravým údolním svahem Dyje východně Vranova n. D. severně Býčí hory. Zaměřený profil se nachází v rozsahu nadm. výšek 437-463 m. 1 - ostrohranně ortorulové suti, 2 - bítešské ortoruly

Nad údolním svahem vystupují několik metrů mocné denudační zbytky hrubých, nevytříděných polymiktních písčitých štěrků (ottnang, Batík 1992).

Úsek v dyjské žule je dlouhý 18,35 km a má průměrný spád 2,7 m.km<sup>-1</sup>. U Devíti mlýnů, kde se směr toku Dyje ostře lomí k SV, má krátký úsek pravého svahu výšku jen 50-60 m a naznačuje možnost paleopotamologických změn. V úseku jsou netypické zakleslé meandry, ovlivněné směry puklin. U Devíti Mlýnů je velký opuštěný meandr s okrouhlíkem a vysokým a příkrým amfiteatrovitým výsepním svahem. Směrem po proudu je velký nepravidelný asymetrický meandr Šobes s 800 m dlouhou šíjí, kde proces odškrcování doprovází gravitační procesy. Příkré svahy kaňonu jsou posety skalními útvary s tvary zvětrávání žuly, projevy exfoliace, pseudoškrapy a viklany.

Překvapivě velký rozsah mají akumulace velkých balvanů (kamenná moře), z nichž některé pokrývají svah v celé jeho výšce. Balvany jsou produktem převážně povrchového mechanického zvětrávání. Významnými lokalitami drobných tvarů zvětrávání jsou Králův stolec a Sealfieldův kámen. Na svahu pod Královým stolecem jsme zjistili zbytek šterkopískové říční terasy (mocnost asi 6 m), bázi předpokládáme v relativní výšce 30 m nad údolním dnem Dyje. Na základě srovnání se šterkopískovými akumulacemi v Dyjsko-svrateckém úvalu koreluje tento zbytek s tzv. mladším šterkopískovým pokryvem (Zeman 1974) a klademe do spodního pleistocénu.

Kaňonovitě údolí je zahloubeno pod plošiny regionálního zarovnaného povrchu ve výšce 530-300 m, které sečou hluboce denudované krystalické horniny dyjské klenby a mají nepatrný úklon k JV. Končí na horní hraně okrajového svahu Českého masivu spadajícího ke karpatské čelní hlubíně. V širším okolí

NPP se na naší i rakouské straně údolí nacházejí na dyjské žule a bitešské ortorule až 100 m mocné zbytky plošně kaolinické kůry zvětrávání (Kužvar 1965), které jsou však jen "kořeny" původně souvislého mocného pokryvu. Naznačují velké stáří povrchu a vzhledem k tomu, že se v těchto abnormálních mocnostech na Moravě kaoliny vyskytují pouze v dyjské a svratecké klenbě, je v kontextu stavby území třeba uvažovat, jaký význam pro jejich vznik měla variská tangenciální tektonika.

Zarovnaný povrch vybíhá na V na hraně mírného okrajového svahu, zčásti překrytého miocenními a kvarténními sedimenty. Na biotické žule vznikly typické tvary zvětrávání od drobných tvarů typu skalních mís po izolované skály, nízké exfoliační klenby a ostrovní hory (okolí obce Havraníky). Zejména drobné tvary zvětrávání jsou vázány na průběh puklin a ploch foliace, které umožňují působení selektivního zvětrávání v dyjské žule.

#### Literatura

- Bátek P. (1992): Geologická mapa Národního parku Podyjí. - Český geol. ústav, Praha.  
 Čížek V. (1993): Zpráva o výzkumu krystalických vápenců lukovské jednotky moravské v Národním parku Podyjí. - Speleo 13, 1993, 16 - 19, ČSSR, Praha.  
 Kužvar M. (1965): Geologické poměry moravskoslezských kaolínů. - Sbor. geol. Věd. L.G.6. 87-146, Praha.  
 Špalek V. (1935): Ledové sluje u Vranova nad Dyjí. - Sborník ČSZ.41, 49-55, Praha.  
 Zeman A. (1974): Současný stav výzkumu pleistocenních fluvialních sedimentů v Dyjsko-svrateckém úvalu a jejich problematika. - Studia geographica 36, 41-60, Brno.

## STANOVENÍ OPTIMÁLNÍHO VYUŽITÍ PODZEMNÍCH VOD V JÍMACÍM ÚZEMÍ MORAVSKÉ BRÁNICE

Determination of ideal use of the ground water  
 in the intake area at Moravské Bránice

(24-34, Ivančice)

**Křiflemariam Gebremichael Kelit, Jitka Novotná**

Katedra geologie a paleontologie PřF MU Brno, Kottlířská 2, 602 00 Brno

Jímací území Moravské Bránice leží v Bránické kotlině na levém břehu řeky Jihlavy v nadmořské výšce 195 m. Průměrné roční teploty v tomto území jsou 9°C, nejteplejší měsíc je červenec (18,9°C) a nejhladnější leden (-2,1°C). Průměrný roční úhrn srážek je 547 mm (průměr z let 1962 - 1986), za roky 1988 - 1992 byl tento průměr 468 mm.

Řeka Jihlava omezuje jímací území na jižní straně a koryto je proříznuto povodňovými hlínami do šterkopísků. Průměrný průtok na řece byl v letech 1931 - 1981 11,5 m<sup>3</sup>, specifický odtok 4,289 l.s<sup>-1</sup> (vodočetná stanice v Ivančicích).

Podloží sedimentů v jímacím území tvoří brněnský masív, na kterém sedimentoval sladkovodní a brakický neogén. Neogenní jily představují nepropustné podloží pro vlastní kolektor. Podzemní voda je jímána z kvarténních šterkopísků o mocnosti 3,3 až 9,4 m. Šterkopísky jsou překryty 0,3 - 4,0 m mocnými nivními hlínami. Facie nivních náplavů představuje stropní izolátor. Hladina podzemní vody je v jímacím území

*Key words: ground water, intake area*  
 volná. Koefficienty filtrace šterkopísků se řádově pohybují v rozmezí 10<sup>-3</sup> až 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>.

Pro přínutý režim podzemních vod v širším okolí jímacího území platí (na základě údajů z pozorovací sondy ČHMÚ VB 314 z let 1967 - 1992):

- od začátku hydrologického roku do března až dubna dochází k zvyšování hladiny podzemní vody
- maximální úroveň dosahuje v březnu až dubnu
- od dubna nastává pokles úrovně hladiny až do září a října, kdy má hladina nejnižší úroveň
- charakteristické rozpětí pro podzemní vodu je 0,9 m.

Při čerpání vody dochází k indukované infiltraci z Jihlavy, a to ve dvou místech - jednak v úseku řeky bezprostředně sousedícím s řadou jímacích vrtů, jednak v západní části jímacího území v oblasti železničního mostu. Zásadní vliv na jímání vody má úroveň hladiny v řece. Čerpací vrtů jsou ve vzdálenosti 39 až 75 m od řeky. Čerpané množství kolísá v rozmezí 18,5 až 34,6 l.s<sup>-1</sup>. Oproti roku 1970 (měření v červnu) byla hladina podzemní vody v roce 1994 (měření v březnu) v

průměru o 1,99 m hlouběji pod terénem, i když čerpané množství se oproti roku 1970 snížilo o 2,8 l.s<sup>-1</sup>

Na základě modelu bylo určeno optimální čerpané množství v závislosti na úrovni hladiny v Jihlavě - v období minimálních stavů je optimální čerpané množství 26 l.s<sup>-1</sup> ( v modelu byla použita úroveň hladiny ze dne 4.12.1989 )

- v období maximálních stavů (na základě hladiny ze dne 24.8.1988 ) by bylo možné čerpat až 35 l.s<sup>-1</sup>.

Literatura.

Křiflemariam Gebremichael Kelit (1994): Stanovení množství a podmínek optimálního využití podzemních vod v jímacím území Moravské Bránice. - Diplomová práce. MS Katedra geol.paleontol. PřF MU. Brno

Taraba J. (1991): Jímací území Moravské Bránice. - Nabídkový projekt. MS Geotest Brno.

Při tomto čerpaném množství by ovšem docházelo k vysoké kolmataci vrtů.

- střední optimální čerpané množství je 25 l.s<sup>-1</sup>

Ve srovnání s rokem 1970 došlo ke změně kvality jímáné vody:

- zvýšil se obsah dusičnanů NO<sub>3</sub><sup>-</sup> z 10 mg.l<sup>-1</sup> na 37 mg.l<sup>-1</sup>

- zvýšil se obsah fosforečnanů PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> z 0.25 mg.l<sup>-1</sup> na 0.50 mg.l<sup>-1</sup>

## DOKLAD O POUŽÍVÁNÍ OHNĚ V OBDOBÍ CROMERSKÉHO KOMPLEXU NA STRÁNSKÉ SKÁLE V BRNĚ

Evidence of the fire using at the Stránská skála site in Brno during the Cromer Complex

(24-32, Brno)

<sup>1</sup>Antonín Přichystal, <sup>2</sup>Mojmír Strnad

<sup>1</sup> Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 601 37 Brno, <sup>2</sup> ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

*Key words: fire, Cromer complex, bones, DTA, pyrolysis*

Podle údajů v odborné literatuře (Posner 1985)

Nálezy svědčící o používání ohně lidmi druhu *Homo erectus* v době před mindel-risským (holsteinským) interglaciálem jsou v Evropě velmi vzácné. Za jedny z nejstarších jsou považována ohniště v jeskyni Escalé v j. Francii, doprovázená faunou epi-villafranchienou, datovanou do glaciálu Mindel 1. O jejich interpretaci i datování však bývají vyslovovány pochybnosti (Perlès 1976). Bez pochyb jsou však akceptována ohniště v Terra Amata v Nice, jež jsou kladena rovněž do glaciálu Mindel I (Perlès 1976). Ohniště byla také zjištěna ve Vértesszölös (sev. Maďarsko), chronologická pozice této lokality je však asi pozdější (Kretzoi, Dobosi 1990). Podle doprovodné fauny by měly být nejstarší stopy ohně (opálené kůstky, uhlíky) pocházející z jeskyňky Šandalja I na Istrijském poloostrově (Malez 1976).

Předpoklad o znalosti ohně lidmi druhu *Homo erectus* na Stránské skále v Brně vyslovili Musil - Valoch (1968) a Valoch (1987). Svoje úvahy opírají o nálezy úlomků tmavých kostí společně s kostmi obvyklého vzhledu, které byly získány ve vrstvě č. 13 při výzkumech v letech 1957 - 1966 a o jeden ústěp přepáleného rohovce. Musil (ústní sdělení) řadí vrstvu 13 do druhé poloviny cromerského komplexu. Z výše uvedeného přehledu vyplývá, že Stránská skála s uvažovaným používáním ohně před zhruba 600 000 lety by představovala nejstarší lokalitu tohoto typu v Evropě mimo oblast Středozevního a Jaderského moře. Protože ale vlastní ohniště nalezeno nebylo, klíčový problém představuje odpověď na otázku, zda tmavé kosti skutečně prošly přepálením ohněm. Tmavé až černé zbarvení kostí by teoreticky mohlo vzniknout i jiným způsobem, např. prosycením oxidy Mn a Fe během uložení na nalezišti. Jak tedy jednoznačně prokázat, že tmavé kosti získaly svůj vzhled skutečně působením ohně?

Podle údajů v odborné literatuře (Posner 1985) jsou kosti tvořeny jednak minerální složkou - jednodlonným hydroxyapatitem Ca<sub>10</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>(OH)<sub>2</sub>, jednak organickou složkou, především kolagenem. Hydroxyapatit nemohou teploty dosahované na běžných ohništích (to je do 600 ° C) nijak ovlivnit (Ivanova 1961). Zato musely být každopádně pobytem v ohništi z kostí odstraněny některé typy uhlovodíků zápalných při teplotách do zhruba 500 ° C, které by měly zůstat zachovány v termicky nepostižených kostech z téže vrstvy. Za tohoto oprávněného předpokladu jsme proto použili k získání důkazu o používání ohně na Stránské skále diferenciální termické analýzy a metody řízené pyrolýzy.

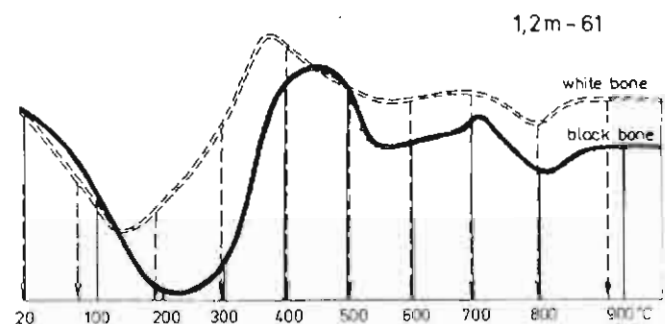
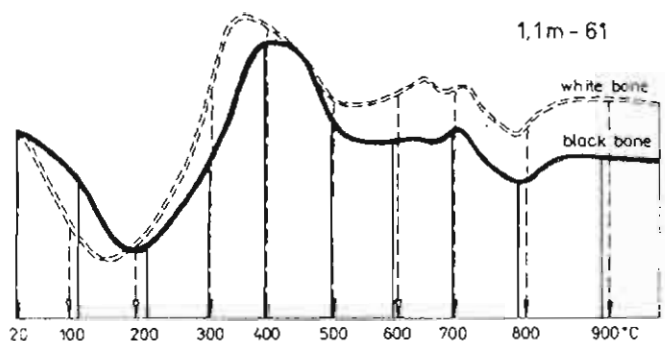
### Diferenčně termická analýza (DTA)

Jde o tepelně analytickou metodu, při níž se sledují teplotní efekty zkoumaného vzorku, spojené s jeho fyzikálními nebo chemickými změnami při plynulém lineárním ohřevu. Metoda postihuje všechny takové chemické změny hmoty doprovázené změnou entalpie jako změny endotermní nebo exotermní. Mohou to být chemické oxidačně-redukční reakce, dehydratace, disociace ale i změny krystalické struktury, var, sublimace atd. (např. Mackenzie 1970). Analyzovány byly čtyři dvojice vzorků:

1958/13; 0,9 - 1,1 m (na obrázcích označeno 0,9 m - 58)  
1961/13e; 1,1 - 1,2 m (na obrázcích označeno 1,1 m - 61)  
1961/15e; 1,2 - 1,3 m (na obrázcích označeno 1,2 m - 61)  
1962/13; 1,9 - 2,0 m (na obrázcích označeno 1,9 m - 62).

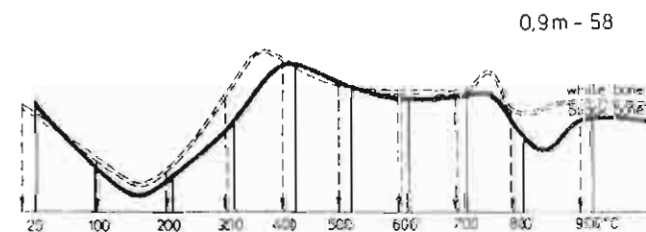
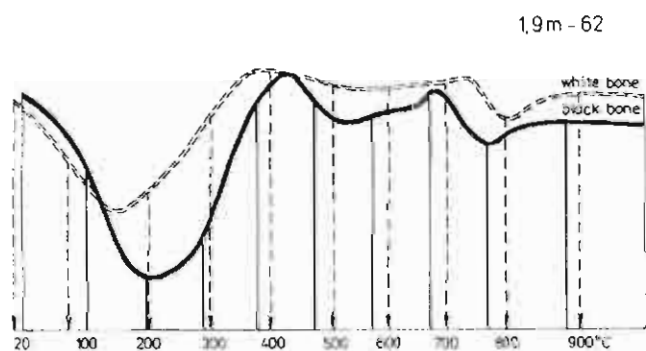
Výsledky DTA ukazují obr. 1a, b. Silná černá čára znázorňuje křivku pro tmavou kost a čárkovaná čára je pro bílou kost z téže vrstvy. Na horizontální ose má každá křivka odpovídající teplotní stupnici. U všech čtyř dvojic vzorků pozorujeme analogický průběh:





Obr. 1a.

- Výrazný endotermní efekt, který začíná hned od počátku analýzy, to je od 20 ° C, a svého maxima dosahuje kolem 200 ° C. Představuje nepochybně ohřátí vody v pórech kostí a její odpaření. Tento efekt je podstatně větší u tmavé kosti, kde jej můžeme vysvětlit větší pórovitostí v důsledku předcházejícího přepálení.
- Výrazný exotermní efekt s maximem kolem 365 - 380 ° C u bílé kosti, u tmavých kostí je posunut do vyšších teplot (395 - 460 ° C a je vždy rozsahem menší. Rozdíly mezi polohou a intenzitou tohoto exotermního efektu vysvětlujeme tím, že u tmavých



Obr. 1b

kostí došlo během přepálení v ohništi k odstranění části organické hmoty při teplotách mezi 300 - 500 ° C, což velmi dobře koresponduje s teplotami dosahovanými v

ohništi tvořenými pouze žhavými uhlíky (viz Kovárník 1982, 108). Závěrečný průběh křivek, to je nad 600 ° C, je již podobný jak u tmavých tak u bílých kostí - poloha endotermního efektu s maximem něco přes 800 ° C odpovídá pravděpodobně výskytu karbonátu, který zčásti nahradil hydroxyapatit během uložení na lokalitě.

Aby tato představa byla jednoznačně potvrzena, vzorky byly analyzovány jen na obsah organické hmoty metodou řízené pyrolýzy na přístroji ROCK-EVAL.

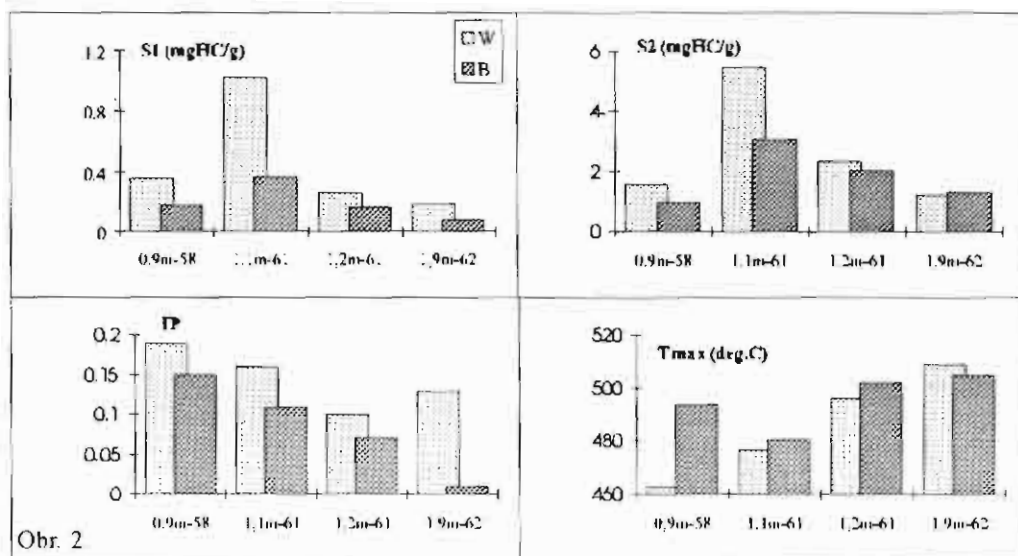
### Výsledky pyrolýzy vzorků ze Stránské skály

Principem metody pyrolýzy ROCK EVAL (Espitalié 1977) je zahřívání pevného vzorku v proudu inertního plynu (helia nebo dusíku) a měření množství organických sloučenin na výstupu pomocí plamenového ionizačního detektoru (FID). Signál FID je úměrný množství atomů uhlíku vázaných na vodík a proto při zjednodušené interpretaci se mluví o uhlovodících, přestože chemická povaha detegovaných sloučenin se může od uhlovodíků sensu stricto velice lišit.

Během úvodní periody měřicího cyklu se vzorek (asi 0,1 g) mžkově zahřeje na 250 ° C a při této teplotě je udržován po dobu 3 minut. Plocha odpovídající prvního píku S1 je úměrná množství těkavých látek s vazbami C-H, které už byly přítomny ve vzorku. Číselná hodnota vyjadřuje miligramy uhlíku vázaného na vodík (nebo ekvivalentní množství uhlovodíků) vztažené na 1 gram vzorku. V průběhu dalšího cyklu měření se pak vzorek zahřívá při konstantní rychlosti růstu teploty 25 ° C/min až do konečné teploty 650 ° C. V této fázi měření krakuje netčkává organická hmota na menší molekuly, které jsou detegovány jako pyrolytické sloučeniny s C-H vazbami (pík S2). Celkové množství pyrolytických sloučenin je uváděno ve stejných jednotkách jako pik S1. Přístroj sám spočítá poměr S1 ku S1+S2, bezrozměrný koeficient IP (index produkce, relativní zastoupení primárních těkavých organických sloučenin v celkové organické hmotě vzorku). Čtvrtou číselnou hodnotou charakterizující organickou hmotu vzorku je teplota maxima píku S2, Tmax, ve stupních Celsia.

Výsledky pyrolýzy uvádíme na obr. 2. Význam veličin na ose y už byl vysvětlen, kód na ose x popisuje vzorek: 0,9 (nebo 1,1, 1,2, příp. 1,9 m) znamená začátek hloubkového intervalu v metrech a 58, 61 nebo 62 označuje rok odběru vzorku (1958, 1961 a 1962). Při analýze jsme rozlišovali tmavé a světlé vzorky (v legendě W jako "white" a B jako "black"). Množství primární těkavé organické hmoty (S1) ve světlých frakcích bylo vždycky vyšší než v tmavých frakcích a podobně to platí také pro pik S2 s výjimkou nejhlubšího vzorku 1,9m-62, kde jsou obě hodnoty téměř stejné. Index produkce IP všech světlých vzorků je vyšší než IP odpovídajících tmavých vzorků a s hloubkou klesá. Bílá frakce nejhlubšího vzorku také představuje velmi zřetelnou výjimku z tohoto pravidla a současně zde nacházíme největší rozdíly mezi světlou a tmavou frakcí. Poslední část obr. 2, výsledky měření Tmax, rovněž ukazují podivný rozdíl v chování nejhlubšího vzorku: u všech ostatních dvojic měly světlé vzorky nižší Tmax než tmavé ekvivalenty.

Nejpravděpodobnějším vysvětlením uvedených



Obr. 2

výsledků se zdá tato hypotéza: Tmavé frakce všech vzorků byly vystaveny působení vyšších teplot než vzorky světlé. Při tomto zahřívání se rozložila část původní organické hmoty a zbylá organická hmota má proto nižší hodnoty S1, S2 a IP a vyšší hodnoty Tmax než světlé vzorky, tepelně neovlivněné. Výjimečné chování čtvrtého páru vzorku může být důsledkem

nálezovým okolnostem lze konstatovat, že jediný proces, který přichází v úvahu, je přepálení v ohništi udržovaném člověkem druhu *Homo erectus*. Podle studia pod stereoskopickým mikroskopem lze rovněž úštěp SS 72-8 považovat za přepálený.

Za důležité připomínky k úvodní části děkujeme doc.dr. K. Valochovi DrSc.

## Literatura:

- Espitalié J., Laporte J. L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J. (1977): Methode rapide de caractérisation des roches meres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution.- Rev. Inst. Franc. du Pétrole, 32, 1,23-43. Paris.
- Ivanova V. P. (1961): Termogrammy mineralov. - Zapiski Vsesoj. mineral. obšč., XC, 1, 50-90. Moskva.
- Kovářík J. (1982): K výrobě technologii neolitické keramiky.- Sbor. prací FF MU, E 27, 103-116. Brno.
- Kretzoi M., Dobosi V. (1990): Vértesszölös. Man, Site and Culture.- Akademiai Kiado, Budapest.
- Mackenzie R. C. (1970): Differential Thermal Analysis. - Academia Press. London and New York.
- Malez M. (1976): Excavation of the Villafranchian Site Šandaljal near Pula. - In: K. Valoch (ed.): Les premieres industries de l' Europe, 104-123. IX Congt. UISPP, Colloque VIII, Nice.
- Musil R., Valoch K. (1968): Stránská skála: its meaning for Pleistocene Studies. - Current Anthropology, 9:5 Part II : 534-539. Chicago.
- Perlès C. (1976): Le feu. - In H. de Lumley (ed.): La préhistoire française I/1, 679-683. CNRS Paris.
- Posner A. S. (1985): The Mineral of Bone. - Clinical Orthopaedics, N. 200, 87-99.
- Valoch K. (1987): The Early Palaeolithic site Stránská skála I. near Brno (Czechoslovakia). - Anthropologie, XXV/2,125-142. Brno.

## SÁDROVEC VE ZBRAŠOVSKÝCH ARAGONITOVÝCH JESKYNÍCH

### Gypsum in the Zbrašov Aragonite Caves

(25-12, Hranice)

**Martin Šteffan**

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

Zbrašovské aragonitové jeskyně (ZAJ) u Hranice na Moravě jsou vytvořeny ve vápencích devonského až spodnokarbonského stáří. Při jejich tvorbě se výrazně uplatňovaly vývěry teplých minerálních vod. Dodnes se zde projevují výrony teplého oxidu uhličitého, který udržuje relativně vysokou teplotu jeskyní (15 - 22 °C). Vedle obvyklých sintrových forem, známých z klasických jeskyní, mají ZAJ navíc výzdobu tvořenou hydrotermálními sintry v podobě gejzírových stalagmitů, sintrových koblih, kloboučkového sintru a zejména drúzami aragonitu, jehož vznik je z větší

*Key words: hydrothermal karst, aragonite, gypsum*

části vázán právě na teplotní poměry. Charakter jeskynní výplně studovali Kašpar (1949), Kunský (1957), Panoš (1955), naposledy Králík a Skřivánek (1964). Přes svoji vědeckou zajímavost byly ZAJ později více méně opomíjeny až do r. 1989, kdy začal jejich nový komplexní výzkum. Tento článek přináší jedny z jeho prvních výsledků.

Prvním úkolem bylo vymapování rozsahu zdejších aragonitových výzdob. Proto jsme se soustředili na rozlišení skutečného aragonitu a kalcitu tvořícího po aragonitu pseudomorfózy. Vzorky pro základní

sekundární (anaerobní mikrobiální) aktivity, která je nejzřetelnější v nejhlubším horizontu.

#### Závěr

Z výsledků obou analytických metod vyplývá významný rozdíl ve složení bílých a tmavých kostí. Tmavé kosti prošly v minulosti procesem, při kterém z nich byla odstraněna při teplotách mezi 300 - 500 °C část původní organické hmoty a narušena jejich struktura. Vzhledem k

analýzu byly odebrány ze Křtitelnice, Jurikova dómu a Veselé jeskyně. Díky spolupráci s pracovníky Stavební fakulty VUT Brno, jsme počátkem roku 1992 mohli provést RTG analýzy odebraných vzorků. Analýza vzorků z Jurikova dómu a Veselé jeskyně splnila naše očekávání přítomností aragonitu, kalcitu a pseudomorfóz kalcitu po aragonitu. V největším množství byl zastoupen kalcit, po něm aragonit a v akcesorickém množství kalcit po aragonitu. Zajímavá byla ovšem přítomnost minerálu pro tento typ jeskyní naprosto neobvyklého - sádrovce. Jeho zastoupení bylo akcesorické. Další materiál pocházel z jeskyně zvané Křtitelnice, která patří k nejvlhčím v ZAJ. Je známa především bělostnými povlaky aragonitu na stěně nad jezírkem. Při rozboru těchto vzorků byl zjištěn sádrovec v dominantním zastoupení, zatímco pseudomorfózy kalcitu po aragonitu, kalcit a aragonit byly identifikovány v podružném množství. Zprvu jsme se domnívali, že jde o omyl při určení, protože Křtitelnice byla označována za místo s druhým největším výskytem aragonitu v celém systému. Sada kontrolních vzorků ovšem naprosto potvrdila původní výsledky.

Pro zjištění bližších vztahů mezi sádrovcem a aragonitem jsme přistoupili k použití mikrosody. O

Literatura:

Kašpar J. (1949): Zbrašovské aragonitové jeskyně. - Čs. Kras, 2, 7-8, 190-198. Brno.

Králík F., Skřivánek F. (1964): Aragonit v československých jeskyních. - Čs. Kras, 15, 11-36. Praha.

Kunský J. (1957): Zbrašovský teplicový kras a jeskyně na severní Moravě. - Sbor Čs. Společ. zeměp., 62, 306-351. Praha.

Panoš V. (1955): Jeskyně severomoravského krasu. - STN Praha.

pomoc jsme požádali dr. M. Gregerovou (PřF MU Brno), která po seznámení s výsledky RTG analýzy souhlasila se spoluprací při posuzování fotografií pořízených mikrosoudou. Celkem bylo pořízeno a popsáno asi 10 snímků, dokumentujících nárůsty sádrovce na krystalech aragonitu.

Obecně lze říci, že sádrovec tvoří na krystaly aragonitu po celém jejich povrchu shluky čočkovitých krystalků. Místy sádrovec prstencovitě obrůstá jehlice aragonitu a tím brání jejich dalšímu růstu. U zalomených jedinců aragonitu pak došlo k naleptání koncové plochy lomem roztokem obsahujícím síranovou skupinu. Rostoucí sádrovec tak postupně začíná převažovat nad původním aragonitem.

Závěrem lze říci, že destrukce aragonitu způsobená narůstáním sádrovce je dosud největším známým poškozením Zbrašovských aragonitových jeskyní. Síraný se do jeskyní dostávají pravděpodobně migrací podzemní vody a jejím následným vzlináním nad úroveň hladiny zvodně. Toto znečištění je s největší pravděpodobností antropogenního původu a jeho důsledky je možno očekávat i v jiných jeskynních systémech Hranického krasu.

## PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY KATEGORIZACE POZŮSTATKŮ DOLOVÁNÍ VE ZLATÝCH HORÁCH

Preliminary results of the categorization of the remnants after ancient mining in Zlaté Hory

(15-11, Zlaté Hory)

**Josef Večeřa**

ČGÚ Erbenova 348, PS 65, 790 01 Jeseník

*Key words: ancient mining, gold and sulphidic ore deposits*

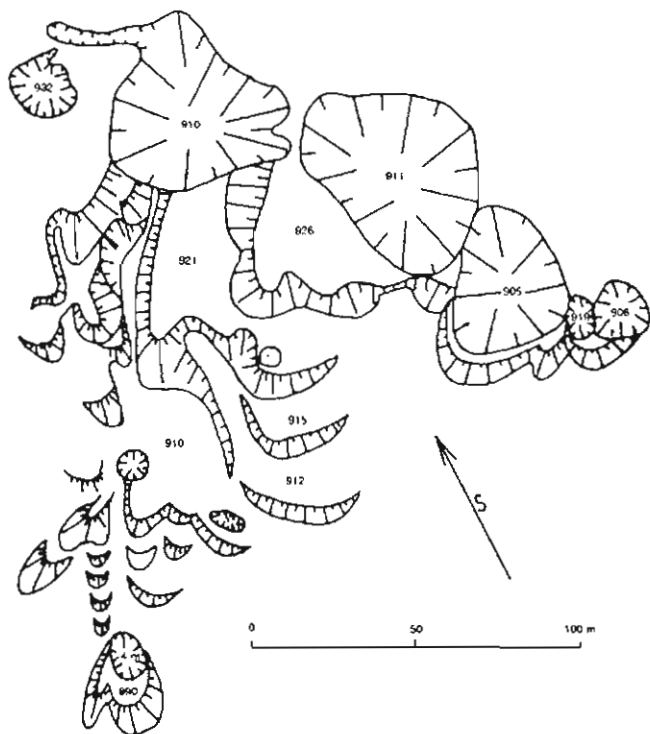
V okolí Zlatých Hor je množství pozůstatků po hornické činnosti. V nejbližším okolí jsou to hlavně četné haldy a pinky po rýžování, které zasahují až na úpatí Příčné hory (Novák - Štěpán 1984). Svědky rozsáhlé hornické činnosti nacházíme také na svazích Příčné hory. Nejznámějšími a také nejrozsáhlejšími jsou pozůstatky ve vrcholové části, mezi Kosovem a Táborskými skalami a na přilehlém jz. svahu. Jedná se o ložiskový prostor dnes označovaný jako Zlaté Hory - západ.

První písemné zprávy o zdejší těžbě pocházejí z 1. pol. 14. stol. (Zycha 1900) a zmiňují se již o dolech s hloubkou 60 m. Nejznámějšími povrchovými projevy dolování v této oblasti jsou tzv. Velké pinky, poprvé zmiňované již v pol. 16. stol. (Novák - Štěpán 1984, Reg. 353). V té době se tento prostor nazýval Altenberg (Večeřa 1990) a hlavní těženou surovinou bylo zlato a

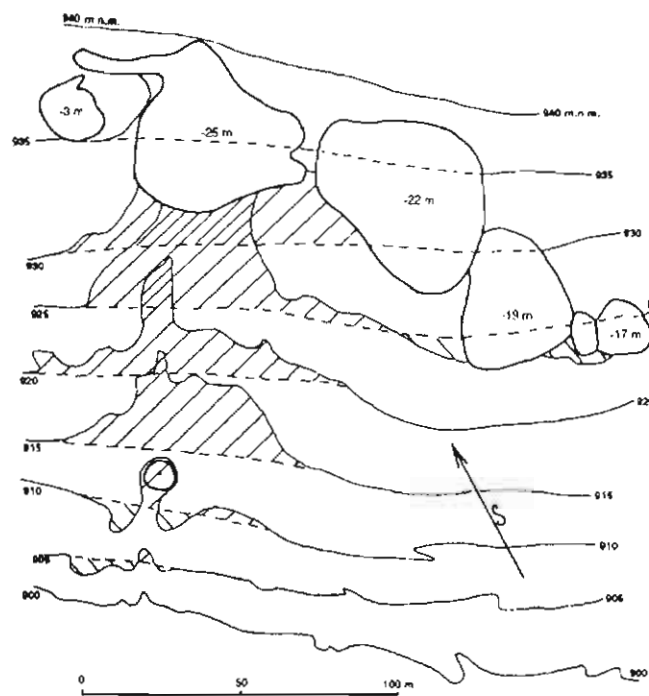
vitriol. Sz. odtud, v prostoru Táborských skal, ležel další významný revír označovaný pravděpodobně jako Hatschwatsch, dnešní Olovená štola. Zde se těžily bohaté olovené rudy s malým obsahem zlata. Na jv. od Altenbergu, v prostoru Kosova, se nacházel důl označovaný jako Heckelsberg. Zde se tehdy těžil hlavně vitriol, méně pak Cu-ruda a zlato.

V 17. a 18. stol. probíhala těžba již jen na Altenbergu, který byl jako důlní pole spojen se sousedním Heckelsbergem do jednoho komplexu nazvaného Alt und Hackelsberg, později Althackelsberg. V 19. stol. se zde získávaly jen důlní vody (vitriol). Těžba zlatých rud byla obnovena až v letech 1989 - 1993, kdy se zde těžila Zn-Au ruda z oblasti tzv. zlatého sloupu.

Těžbě ložiska předcházely geologický průzkum



Obr. č. 1: Zjednodušená pozice povrchových pozůstatků po těžbě v prostoru Velkých piněk (Zlaté Hory). Číslíčky udávají nadmořskou výšku významných propadlin a plošin



Obr. č. 2: Srovnání současného průběhu vrstevnic (slabá plná čára) s jejich předpokládaným původním průběhem (slabá čárková a čára). Šrafovou jsou vyznačeny uměle snížené resp. zvýšené prostory mimo vlastní Velké pinky

započatý již v 50-tých letech. Zdejší (stratiformní) kyzová ložiska jsou uložena v devonských horninách. Hlavní rudní akumulace Pb-Zn rud jsou lokalizovány v nadloží kvarcitů Příčné hory. V prostoru tzv. rudních sloupů, tvořených kulisovitě uspořádanými čočkovitými tělesy dochází k výraznému nabohacení rudních složek.

Doposud zde byly interpretovány 3 rudní sloupky upadající k východu (Kalenda 1986), jejichž průmět na povrch koresponduje s výše zmíněnými středověkými doly. V rudním sloupu v prostoru Olověné štolky převažuje galenit, v prostoru Velkých piněk bylo zastiženo komplexní zrudnění Cu-Pb-Zn s výrazně zvýšenými obsahy zlata a východně od Kosova byl zastižen, již v podloží kvarcitů Příčné hory třetí rudní sloup s převažujícím chalkopyritovým zrudněním.

Během roku 1994 jsem v prostoru výše zmiňovaných dolů prováděl terénní reko-gnoskační práce. Do mapového podkladu, v němž byly zakresleny pouze konkávní tvary (pinky, propadliny), jsem doplnil i tvary konvexní (odvaly, haldy). Při práci jsem zjistil několik dříve neuváděných skutečností, týkajících se způsobů dolování. Předkládané výsledky je nutno brát jako předběžné.

Dle dosavadních výsledků se zdá, že nejstarší etapou zdejší těžby byla těžba povrchová, doposud v tomto prostoru neuváděná. Celý prostor pod Velkými pinkami je snížen o 5 - 10 m jak je patmo z obr. č. 2., na němž je znázorněn současný a předpokládaný původní průběh vrstevnic. Šrafovou je potom označen snížený popř. zvýšený prostor oproti předpokládanému původnímu reliéfu. U Velkých piněk, u nichž lze předpokládat, že vznikly převážně propadnutím podzemních prostor je uvedena pouze jejich relativní hloubka. Snížený prostor, tvoří haldy několika výškových úrovní, přičemž vrchní části hald jsou tvořeny plošinami. Na prudším svahu jsou jednotlivé haldy nad sebou, jakoby horní byla nasypána na spodní (obr. č. 1).

Dalším způsobem byla těžba pomocí malých šachtic vzdálených od sebe asi 7 m a tvořících pruhy dlouhé asi 50 m. Šachtice se často vyskytují ve dvojicích, přičemž dvojice šachtic, vzdálených od sebe asi 3-5 m je orientována kolmo k průběhu celého pruhu. Pozůstatky tohoto způsobu těžby jsou zachovány hlavně v prostoru Kosova.

Jako zbytky mladšího způsobu těžby lze interpretovat šachtice větších rozměrů než předešlé, vzdálené od sebe 14-20 m a tvořící linie dlouhé asi 90 m. Jejich hloubku lze odhadnout na 10 - 20 m, podle štol, které byly na několika místech pod tyto důlní pole raženy. Zavalená ústí štol jsou zajímavá tím, že nemají haldy tak typickou pro pozdější díla, ale jejich ústí je lemováno po obou stranách valy. Časově je možno tyto pozůstatky zařadit na přelom 13. a 14. stol.

Od konce 15. stol. se začalo ve zvýšené míře používat k otevření ložisek štol a hlubokých jam, které sloužily k větrání, dopravě vytěžené rudy a lidí. Do tohoto období spadá nejdůležitější dílo zdejší oblasti,

tzv. II. dědičná štola (Althackelsberská) dlouhá téměř 1 km a k ní náležející šachty. Ze stejného období jsou zřejmě i Olověná štola v prostoru Táborských skal a štola Karel jdoucí pod Kosov.

Doposud nepopisovaným fenoménem jsou haldy až valy protažené po spádnicí, široké asi 10 m a oddělené navzájem zářezy (kanály). Pokrývají prostor o rozměrech 300 x 100 m. Začínají asi 150 m pod Velkými pinkami. Jedná se pravděpodobně o zbytky hald po přerýzování svahovin. Není vyloučeno, že s tímto způsobem těžby souvisějí i četné zářezy probíhající šikmo ke spádnicí.

#### Literatura:

- Kalenda F. (1986): Nové poznatky z ověřování prognóz rudních struktur ložiska Zlaté Hory - západ. - Hornická Příbram ve vědě a technice, sekce G, 221 - 237. Příbram.  
 Novák J.- Štěpán V. (1984): Rudní revír Zlaté Hory. - MS. GP Rýmařov.  
 Večeřa J. (1990): Toponomie dolů ve Zlatých Horách - Dějiny dolování ve Slezsku, 9 - 55. Zlaté Hory.  
 Zycha A. (1900): Das böhmische Bergrecht des Mittelalters auf Grundlage des Bergrechts von Iglau. 2. Bd. Die Quellen des Iglauer Bergrechts. - 516 s. Berlin.

Časové zařazení tohoto způsobu těžby se mi doposud nepodařilo zjistit.

Výše uvedené výsledky je potřeba brát jako předběžné. Terénní rekognoskace v oblasti Zlatých Hor a posléze i na ostatních revírech v Jeseníkách bude pokračovat. Teprve srovnání morfologie hornických pozůstatků z více oblastí a nalezení všeobecných kritérií povede k možnosti zařadit je do všeobecně platného systému. Následně srovnání s archivními údaji by nám potom mohlo umožnit jejich časové zařazení.

---



---

## NABÍDKA PUBLIKACE

### GEOLOGICKÁ A PŘÍRODOVĚDNÁ MAPA CHKO A BR PÁLAVA

Geologische und Naturwissenschaftliche Karte  
des Landschaftsschutzgebietes (CHKO)  
und des Biosphärenreservates (BR) Pálava

Pro širokou veřejnost přírodovědců, ochránců přírody a turistů je v tisku geologická a přírodovědná mapa CHKO (Chráněná krajinná oblast) a BR (biosférická rezervace) Pálava. Dílo obsahuje kromě barevné geologické mapy v měřítku 1:25.000 s podrobnou legendou, písemný text a geologický řez. Na geologické mapě jsou vyznačeny naučné stezky, rozsah CHKO Pálava a významné geologické, paleontologické, botanické a zoologické lokality. Písemný text pojednává o geologickém vývoji území od uložení nejstarších hornin, kterými jsou jurské vápence tvořící impozantní morfologickou kulisu Pavlovských vrchů, až po staročtvrtohorní sedimenty - pamětníka paleolitického lovce mamutů. Na významných přírodovědných lokalitách, z nichž některé jsou národní přírodní rezervací (NPR), přírodní rezervací (PR) nebo přírodní památkou (PP) jsou popsány horniny s uvedením reprezentativních zkamenělin, hlavní geologické jevy a archeologické nálezy. Vyjmenovány jsou významné druhy rostlin a

živočichů. Názorná je barevná fotodokumentace. Písemný text je psán srozumitelnou formou pro laickou veřejnost. Zvolená forma však nikterak neubírá na vysoké odbornosti díla. I odborník - geolog v něm najde nejdůležitější údaje odpovídající současnému stavu znalostí o geologii Pavlovských vrchů. Obraz o geologické stavbě Pálavy dokresluje geologický řez sestavený na základě geologické mapy, výsledků vrtů a seismických profilů.

Geologická a přírodovědná mapa představuje vědecké dílo předních pracovníků Českého geologického ústavu a Správy CHKO Pálava. Vzniklo za vydatné podpory MŽP Praha a OÚ Břeclav. Vydavatelem je Český geologický ústav Praha. Mapu bude možno koupit v prodejnách Českého geologického ústavu (Klárov 3/131, 118 21 Praha 1 a Leitnerova 22, 602 00 Brno) a v prodejně ADONIS, náměstí 32, 696 01 Mikulov.

Předběžné datum vydání je II. čtvrtletí 1995.

*Zdeněk Stránil, ČGÚ Brno*

