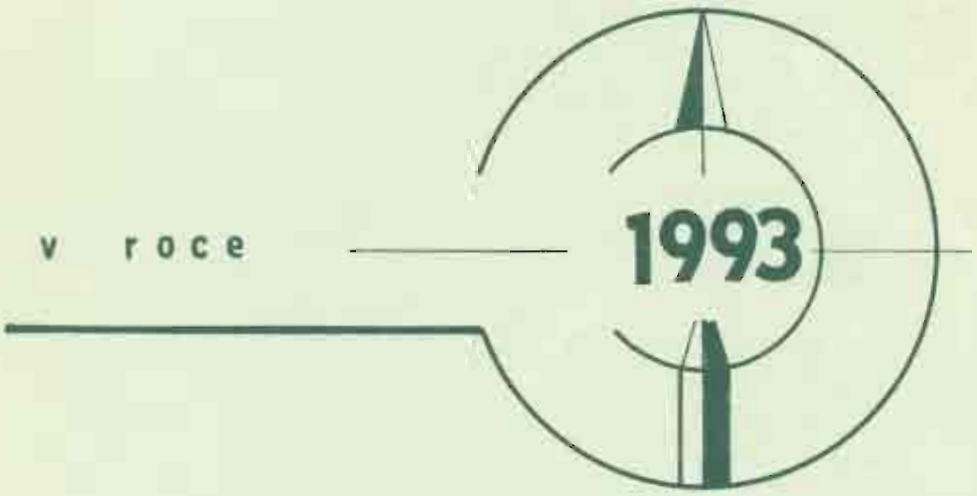
GEOLOGICKÉ VÝZKUMY

na Moravě a ve Slezsku



Masarykova univerzita Brno
Sekce geologických věd PřF MU
Český geologický ústav Brno

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU V ROCE 1993

I. ročník

BRNO 1994

Vydala Masarykova univerzita pro Sekci geologických věd PřF
a
Český geologický ústav Brno

OBSAH - CONTENTS

Autorský rejstřík....6
Úvodem....7

KVARTER - QUATERNARY....8

Kadlec J.:
Význam poloh ostrohranných klastů v sedimentech vnitrojeskynní facie Zazděné jeskyně, Moravský kras
(Significance of the angular clast layers in the interior facies sediments of Zazděná Cave, Moravian Karst)....9

Otava J.:
Ke genezi ''sluňáků'' na Drahanské vrchovině a v Moravském krasu
(The genesis of quartzite boulders in the Drahany Upland and Moravian Karst)....10

Šteffan M.:
Zvláštní typ sintru ve Zbrašovských aragonitových jeskyních
(A special type of the sinter-crust in the Zbrašov Aragonite Caves)....12

Vít J.:
Těžké minerály fluviálních sedimentů v Západní macošské větvi Amatérské jeskyně
(Heavy minerals of the fluviatile sediments in the Amatérská Cave - Západni macošská branch)....12

MEZOZOIKUM A TERCIÉR KARPAT - THE MESOZOIC AND TERTIARY OF THE CARPATHIANS....14

Brzobohatý R.:
Novinky v rybí fauně evropského oligocénu (New data on Oligocene Teleostei)....15

Bubík M.:
Některé stratigraficky významné druhy aglutinovaných foraminifer nově zjištěné v křídě magurského flyše na Moravě
(Some stratigraphically important aglutinated foraminifera newly recorded from the Cretaceous of the Magura Flysh in Moravia)....16

Franců J.- Buzek F.- Müller P.- Krejčí O.- Boháček Z.- Michalíček M.:
Geochemie rop a plynů a modelování jejich tvorby ze zdrojových hornin v oblasti styku Západních Karpat a Českého masivu (Geochemistry of crude oils and gases and modelling of their generation in the source rocks in the contact area of the West Carpathians and Bohemian Massif)....20

Krejčí O. - Adamová M. - Bubík M. - Přichystal A. - Stráník Z.:
Význačné geologické lokality bělokarpatské jednotky magurského flyše
(Important geological localities of the Bílé Karpaty Unit , the Magura Flysh)....21

Nehyba S. - Hladilová Š. - Zdražílková N.:
Zpráva o výzkumu spodnomiocenních sedimentů v jz. části karpatské předhlubně na Moravě
(Report on the research of the Lower Miocene sediments in the SW part of the Carpathian Foredeep in Moravia)....23

Svatuška M. - Bubík M.:
Geologické výzkumy v račanské jednotce severně od Otrokovic (Geological survey in the Rača Unit north from Otrokovice)....26

Vašíček Z. - Reháková D.:
Biostratigrafické výzkumy na lokalitě Kurovice v r. 1993 /Vnější Karpaty, tithon - spodní valangin/
(Biostratigraphical investigation at the Kurovice quarry in 1993 /Outer Carpathians, Tithonian - Lower Valanginian/)....28

PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU - THE PALEOZOIC OF THE BOHEMIAN MASSIF....29

Dvořák J.:
Styk geologických struktur jesenického a drahanského regionu mezi Mohelnicí, Uničovem a Litovlí
(Contact of geological structures of the Jeseníky and Drahany regions near Mohelnice, Uničov and Litovel)....30

Hanžl P. - Orel P. - Mixa P.:
Orientační srovnání mezo- a mikrostruktur paleozoika jižní části vrbenské skupiny a krystalického basementu oskavské kry (Preliminary comparison of meso- and microstructures in the southern part of the Vrbno Group and the crystalline basement of the Oskava Block, the Jeseníky Mts.).....32

Havíř J.:
Srovnání magnetometrických a geometrických metod deformační analýzy v kulmských slepencích u Hostěradic (Comparison of magnetometric and geometric methods of the strain analysis of the Culmian conglomerates near Hostěradice).....35

Hladil J. - Čejchan P.:
Metamorfované karbonáty silezika u Velkého Vrbna: překrásné klamné fosílie a velmi nejasné zbytky skutečných fosílií (Metamorphosed carbonates of Silesicum near Velké Vrbno: wonderfull misleading fossils and very unclear remnants of real fossils).....37

Hladil J. - Galle A. - Ureš M.:
Nález starého sbírkového vzorku s nápisem "Eichhorn Bittischka": eifel východního okraje boskovické brázdy (Rediscovery of an old museum sample with an inscription "Eichhorn Bittischka". Eifelian of eastern margin of the Boskovice Furrow).....41

Koverdynský B.:
Zpráva o geologickém mapování na listu Šternberk (Report on geological survey on the map sheet Šternberk).....44

Melichar R. - Buček Z.:
Tektonika jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu v Nízkém Jeseníku (Tectonics of southern part of the Šternberk-Horní Benešov Belt, the Nízký Jeseník Upland).....45

Otava J. - Maštera L. - Hanžl P.:
Nové poznatky o geologii jižní a střední části maloninské hrásti (New pieces of knowledge on the geology of southern and central parts of the Malonín Horst).....47

Otava J. - Hladil J. - Galle A.:
Stáří andělskohorského souvrství: Nová fakta a jejich možná interpretace (The age of the Andělská Hora Fmt.: New facts and their possible interpretation).....52

Pek I. - Otava J. - Maštera L.:
Ichnofosilie *Dictyodora liebeana* (Geinitz, 1867) z masivu Plánivy /minovský vývoj předpermského paleozoika s. Nectavy/ (Ichnofossil *Dictyodora liebeana* /Geinitz, 1867/ from the mountain range of Plániva, Central Moravia).57

Přichystal A.:
Žíla lamprofyru v bazálních devonských klastikách od Tasovic u Znojma (dyjský masiv) (A lamprophyric dyke in basal Devonian clastics at Tasovice near Znojmo - the Dyje Massif).....59

Přichystal A.:
Nové výskyty magmatických hornin v permu boskovické brázdy (New occurences of magmatic rocks in the Permian of the Boskovice Furrow).....60

Slobodník M.:
Hydrotermální mineralizace v jižní části Moravského krasu (Hydrotermal mineralization in southern part of the Moravian Karst).....62

Smutná S.:
Nové poznatky o rybí fauně svrchního devonu na Moravě (New data on Upper Devonian fish fauna in Moravia).....64

Streitová M.:
Hranice frasnu a famenu mezi Hády a Šumberovou skálou v jižní části Moravského krasu (The Frasnian-Famennian boundary between Hády and Šumbera in southern part of the Moravian Karst).....65

Tomášková A.
Výzkum vulkanických hornin ze spodnokarbonských slepenců moravskoslezské oblasti (The research of volcanic rocks from conglomerates of Lower Carboniferous of the Drahany and Nízký Jeseník Uplands).....66

Zapletal J.:
Vývoj mohelnického souvrství mezi Městečkem Trnávkou a Mírovem
(Development of the Mohelnice Formation from Městečko Trnávka and Mírov /Drahany Upland/).....67

Zimák J.:
Nové výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice /kulm Nízkého Jeseníku/
(New occurences of the polymetallic mineralization in the Bystřice Valley - Culmian of the Nízký Jeseník Upland).....69

KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU - CRYSTALLINE ROCKS OF THE BOHEMIAN MASSIF.....71

Bumbálek P. - Losos Z. - Marek P.:
Zlato ze šlichů v oblasti Branné /silesikum/
(Alluvial gold from heavy-mineral concentrates near Branná /the Silesicum/).....72

Fojt B. - Zimák J.:
Parageneze železnorudného výskytu ''Kiessgrund'' u Vernířovic (severní Morava)
(Paragenesis of the magnetite and pyrite occurence ''Kiessgrund'' near Vernířovice, Northern Moravia).....73

Gregerová M.:
Petrografická charakteristika hornin ze štoly ražené pod Chocholou
(Petrographic characteristics of rocks from an adit driven under Chochola Hill).....74

Gregerová M.:
Petrografická charakteristika hornin z vrtů v okolí Kamence u Poličky
(Petrographic characteristics of rocks from boreholes in the vicinity of Kamenec and Polička).....75

Gregerová M.:
Petrochemie a klasifikace granitoidních hornin brněnské jednotky
(Petrochemistry and classification of granitoid rocks of the Brno Unit).....76

Gregerová M.- Hrazdil V. - Jedlička V.:
Charakteristika vodohospodářské štoly ražené v Bělečském údolí
(Characteristics of water main adit driven in the Běleč Valey).....78

Hanžl P.:
Alkalické vulkanity v kladeckých fylitech z vrtu LV-23 Ludmírov
(Alcalic volcanites in the Kladky phyllite from the borehole LV-23 Ludmírov).....79

Hanžl P.:
Předběžné výsledky mapování nectavského krystalinika
(Preliminary results of survey of the Nectava crystalline unit).....80

Leichmann J.:
Trondhjemity brněnského masívu (Trondhjemites from the Brno massif).....82

Losos Z. - Hladíková J.:
Mineralogie a izotopické složení grafitických hmot silesika
(Mineralogy and isotopic composition of graphites from the Silesicum).....85

Melichar R. - Janoška M.:
Strukturně-geologický výzkum vztahu poličského a letovického krystalinika v okolí Hamrů
(Structural and geological research of the relation between the Polička and Letovice crystalline units).....89

Melichar R. - Roupec P.:
Nové poznatky o geologii brněnského masívu jižně od Černé Hory
(New pieces of knowledge on the geology of the Brno massif south of Černá Hora).....90

Mičke R.:
Mapování moldanubického plutonu mezi Slavonicemi a Starým Městem pod Landštejnem a výzkum gabber u Mařiže a Korolup (Geological survey of the Moldanubian pluton between Slavonice and Staré Město pod Landštejnem and research of gabbros near Mařiž and Korolupy) 91

Mixa P. - Koverdynský B.:
Výsledky geologického mapování 1:10.000 v studijní ploše Pekařov-keprnická klenba
(Results of geological survey scale 1:10 000 in the study area Pekařov - Kepmik dome) 92

Pecina V. - Aichler J. - Mixa P.:
Geochemie řečištních sedimentů v sev. části Rychlebských hor a okolí Zlotého Stoku (Polsko) (Geochemistry of stream sediments in the northern part of Rychlebské hory Mts. and in the vicinity of Zloty Stok /Poland/) 94

Řezníček V. - Kuklová K. - Aichler J.:
Výsledky hydrogeologických vrtů BVJ-301 až 305 (Lipová Lázně-Bobrovník)
(Results of the hydrogeological boreholes BJV-301 to 305 (Lipová Lázně-Bobrovník)) 96

Střiž R.:
Výskyt akumulací granátu v povodí Svratky (Garnet accumulation in the basin of the Svratka river) 97

Žáček V.:
Metamorfní segregace s hvalofanem a mineralní asociace v okolních horninách sedimentárního obalu sz. části kepmické klenby v Hrubém Jeseníku (Hyalophane-bearing metamorphic segregation and related assemblages in sedimentary envelope of the NW part of Kepmik dome, the Hrubý Jeseník Mts.) 98

SPECIÁLNÍ METODY, PETROARCHEOLOGIE, EKOGEOLOGIE
SPECIAL METHODS, PETROARCHAEOLOGY, ENVIRONMENTAL GEOLOGY 101

Gregerová M.:
Současný stav a perspektiva Zbrašovských aragonitových jeskyní
(Current state and perspectives of Zbrašov Aragonite caves) 102

Gregerová M. - Sulovský P.:
Možnosti využití elektronové mikroskopie a mikroanalýzy
(Possible uses of electron microscopy and microanalysis) 103

Gregerová M. - Vlček R.:
Petrografická a geochemická charakteristika malt a omítek kostela sv. Petra a Pavla v Brně
(Petrographic and geochemical characteristics of mortars and plasters of the St. Peter and Paul's Church in Brno) 104

Mandl M. - Zeman J.:
Elektrochemické sledování anorganické a bakteriální oxidace arzenopyritu
(Electrochemical study of inorganic and bacterial arsenopyrite oxidation) 105

Štelcl J.:
Petroarcheologické zhodnocení kamenného stavebního materiálu odkrytého při výstavbě kostela na náměstí T.G.Masaryka v Břeclavi (Petroarchaeological analysis of stone building material detected by construction of the church at T.G.Masaryk place in Břeclav) 107

Štelcl J. - Surý J. - Navrátil O.:
Sledování koncentrace přirozených radioaktivních prvků ve vybraných jeskyních severní a střední části Moravského krasu (Research of concentration of natural radioactive elements in the choice caves in northern and central parts of the Moravian Karst) 109

Zeman J.:
Interpretace oxidačně-redukčního potenciálu v přírodním prostředí
(Nature and interpretation of redox potentials in natural environment) 111

Instrukce pro psaní příspěvků do Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994 113

Autorský rejstřík

autor	strana
Adamová Marie	21
Aichler Jaroslav	94,96
Boháček Zbyněk	20
Brzobohatý Rostislav	15
Bubík Miroslav	16,21,26
Buček Zdeněk	45
Bumbálek Petr	72
Buzek František	20
Čejchan Petr	37
Dvořák Jaroslav	30
Fojt Bohuslav	73
Franců Juraj	20
Galle Arnošt	41,52
Gregerová Miroslava	74,75,76,78,102,103,104
Hanžl Pavel	32,47,79,80
Havíř Josef	35
Hladíková Jana	85
Hladil Jindřich	37,41,52
Hladilová Šárka	23
Hrazdil Vladimír	78
Janoška Martin	89
Jedlička Václav	78
Kadlec Jaroslav	9
Koverdynský Bohdan	44,92
Krejčí Oldřich	20,21
Kuklová Květoslava	96
Leichmann Jaroslav	82
Losos Zdeněk	72,85
Mandl Martin	105
Marek Pavel	72
Maštera Lubomír	47,57
Melichar Rostislav	45,89,90
Mička Radek	91
Michalíček Miroslav	20
Mixa Petr	32,92,94
Müller Pavel	20
Navrátil Oldřich	109
Nehyba Slavomír	23
Orel Petr	32
Otava Jiří	10,47,52,57
Pecina Vratislav	94
Pek Ilja	57
Přichystal Antonín	21,59,60
Reháková Daniela	28
Roupec Petr	90
Řezníček Vladimír	96
Slobodník Marek	62
Smutná Simona	64
Stránik Zdeněk	21
Streitová Miroslava	65
Střiž Roman	97
Sulovský Petr	103
Surý Jan	109
Svatuška Milan	26
Štelľan Martin	12
Štelcl Jindřich junior	107,109
Tomášková Alice	66
Treš Martin	41
Vašíček Zdeněk	28
Vít Jan	12
Vlček Roman	104
Zapletal Jan	67
Zdražilková Nella	23
Zeman Josef	105,111
Zimák Jiří	69,73
Žáček Vladimír	98

Úvodem

Geologická pracoviště na Moravě a ve Slezsku již delší dobu pociťovala nedostatek rychle dostupných informací o probíhajících geologických výzkumech v tomto regionu. Zprávy o geologických výzkumech, které vydává ČGÚ Praha, vycházely několik let se značným zpožděním a svým způsobem byly na Moravě a ve Slezsku i obtížně dostupné. Dnes, kdy výrazně vzrostl tlak na hodnocení vědeckých a odborných pracovníků na základě jejich publikační činnosti, by nebylo rovněž žádoucí, aby pražské Zprávy narostly do objemově nepřijatelných velkoknih. Z toho důvodu považují pracovníci Sekce geologických věd PřF MU a brněnské pobočky ČGÚ za užitečné, aby informace o geologické činnosti na Moravě a ve Slezsku vycházely samostatně (podobně tomu je a vždy bylo např. v archeologii, geografii) a vytvořily tak zdravou konkurenci pro pražské Zprávy. Na 55 příspěvcích prvního ročníku se podílelo 66 autorů ze 12 pracovišť.

Tento první ročník Geologických výzkumů na Moravě a ve Slezsku v r. 1993 (budiž citováno: Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, Brno 1994) vznikl v podstatě díky nadšení a mimo vlastní pracovní povinnosti několika obětavých lidí z brněnské pobočky ČGÚ a Sekce geologických věd PřF MU. Chceme, aby se příští ročníky dostaly na vyšší profesionální úroveň a staly se jedním z uznávaných měřítek zobrazujících aktivitu i přínos tak jednotlivců, tak organizací.

Novinkou ve srovnání s pražskými Zprávami je významný podíl publikovaných výsledků čerstvě ukončených diplomových a doktorandských prací. Z hlediska technického jsme se vrátili k osvědčenému členění na regionálně-geologické kapitoly, pro rychlejší orientaci zařazujeme i stručný autorský rejstřík.

Velmi oceníme, budete-li při sestavování příspěvku důsledně a přesně dodržovat technické instrukce uvedené na 113. straně sborníku, napomůžete tím rychlejšímu vydání publikace.

Závěrem přejeme starým i novým přispěvatelům mnoho zdaru při sestavování zpráv o výsledcích bádání v roce 1994.

Jiří Otava, Antonín Přichystal

KVARTÉR

THE QUATERNARY

Geol.výzk.Mor.Slez. v r. 1993, Brno 1994

VÝZNAM POLOH OSTROHRANNÝCH KLASTŮ V SEDIMENTECH VNITROJESKYNNÍ FACIE ZAZDĚNÉ JESKYNĚ, MORAVSKÝ KRAS

SIGNIFICANCE OF THE ANGULAR CLAST LAYERS IN THE INTERIOR FACIES SEDIMENTS OF ZAZDĚNÁ CAVE, MORAVIAN KARST

(24-23 Protivanov)
Jaroslav Kadlec, ČGÚ Klárov 3, 118 21 Praha 1

key words: cave sediments, Pleistocene, Moravian Karst

Zazděná jeskyně ústí do Pustého žlebu 200 m sz. od Punkevních jeskyní ve výšce 368 m n.m. Jeskyně je vyplněna sedimenty, ve kterých nechal Karel Absolon před více než 50 lety vykopat chodbu dlouhou 330 m. O smyslu a výsledcích tohoto díla píše autor projektu v monografii o Moravském krasu (Absolon 1970). V Zazděné jeskyni vznikl a dodnes zůstal zachován jedinečný profil sedimenty vnitrojeskynní facie.

V horizontální chodbě jsou odkryty fluviální písčité štěrky, písky a jílovité silty. Po jejich uložení nastala přestávka v klastické sedimentaci, během níž se na povrchu fluviálních sedimentů místy vytvořil chemogenní karbonátový sediment - sintr. V místech 190-230 m od východu dosahuje sintrová poloha mocnosti až 30 cm. Následovalo poslední sedimentační období, ve kterém se ukládaly tence vrstevnaté a laminované silty vyplňující jeskynní chodbu většinou až ke stropu. Sedimenty byly přinášeny atmosférickými přívalovými vodami protékajícími vápencovým masivem po puklinách a krasovými komíny. Takovýto vertikální způsob transportu sedimentů blíže specifikuje Bull (1981). V Zazděné jeskyni je pro tento typ sedimentu charakteristická přítomnost nepravidelných čočkovitých poloh drobnozrnného písčitého štěrku s převládajícím obsahem křemene (95 %). Valounky křemene jsou průměrně velké 7 mm, jejich maximální velikost nepřesahuje 2 cm. Jsou většinou poloostrohranné až polozaoblené, ojediněle zaoblené. Nápadná je asociace těžkých minerálů těchto psefitů, ve kterých převládá staurolit - až 44 % (Vít 1990). Drobnozrnné písčité štěrky byly společně se silty redeponovány atmosférickými vodami z vyplněných závrtů na povrchu, z krasových kominů a možná i z výše položených neznámých dutin. Ojediněle byly tyto písčité štěrčíky vyplavovány i do podložních fluviálních sedimentů, kde tvoří malé nepravidelné čočky.

V tence vrstevnatých a laminovaných siltech jsou místy uloženy nepravidelné polohy ostrohranných vápencových klastů. V profilu je lze najít ve vzdálenosti 200-250 m od ústí jeskyně, zhruba 120 m pod zemským povrchem. Přítomnost těchto ostrohranných klastů vápence v jemnějších sedimentech hluboko v jeskyni je uváděna jako důkaz hloubkového dosahu permafrostu (Demek 1984, Czudek 1986) a působení mrazového zvětrávání na stěny krasových dutin (Demek 1989). Polohy sutě v sedimentech Zazděné jeskyně jsou považovány za jeden z takovýchto příkladů (Demek - osobní sdělení).

Polohy ostrohranných vápencových klastů mají čočkovitý tvar, jsou dlouhé až 2 m a jejich mocnost nepřesahuje 30 cm. Průměrná velikost klastu vápence se pohybuje okolo 4 cm, ojediněle se objevují i kusy až 30 cm velké. Vždy je více či méně přítomen drobnozrnný písčitý štěrk s křemennými valounky. V jednom místě vytvářejí vápencové klasty s křemenným štěrčíky dvě polohy nad sebou ve fluviálních písčitých a siltech. Třetí poloha vápencové sutě se uložila v nadložních tence vrstevnatých siltech nad sintrovou deskou. Větší koncentrace poloh s ostrohrannými vápencovými klasty je v okolí ústí komínů do jeskynní chodby. Během studia sedimentu Zazděné jeskyně jsem v jednom z kominů ve výšce 43 m nad úrovní horizontální chodby nalezl relikt vápencové sutě setmelené $CaCO_3$. Mezi vápencovými kameny je opět přítomen drobnozrnný písčitý štěrk s valounky křemene a převládajícím staurolitem v těžké frakci (Vít - osobní sdělení). Sediment původně vyplňoval větší část komína, byl však padající vodou erodován. Protože komíny obvykle spojují závrty s podzemními dutinami, je pravděpodobné, že vápencová suť společně s drobnozrnným písčitým štěrkem byla do komína redeponována z vyplněného závrtu, případně z výše položených krasových dutin. Dnes je komín v horní části ucpán vápencovými bloky a fragmenty krápníkové výzdoby.

V dalších kominech nad horizontální chodbou Zazděné jeskyně jsou jistě podobné akumulace vápencových sutí. Přívalové atmosférické vody tyto akumulace rozrušovaly a redeponovaly ostrohranné vápencové klasty a drobnozrnné písčité štěrky s křemennými valounky do sedimentu v horizontální chodbě. K tomuto procesu docházelo v obdobích bohatých na atmosférické srážky,

kdy vápencovým masivem protékalo značné množství vody. Je zřejmé, že vápencové sutě nacházené v siltech v Zazděné jeskyni nevznikaly působením mrazu na stěny a strop jeskynní chodby a nedokládají tudíž ani hloubku dosahu permafrostu.

Poděkování

Výzkum sedimentů Zazděné jeskyně je součástí projektu "Výzkum kvartérních sedimentů Moravského krasu", který je financován z prostředků Grantové agentury České republiky, registr. č. grantu 205/93/0726.

Literatura:

Absolon, K. (1970): Moravský kras. - Academia, sv. 2, 1-345. Praha.

Bull, P.A. (1981): Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. - Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 6, 11-22. New York.

Czudek, T. (1986): Pleistocenní permafrost na území Československa. - Geografický časopis, 38, č. 2-3, 245-251. Brno.

Demek, J. (1984): Fossil periglacial phenomena in Czechoslovakia and their paleoclimatic evaluation. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Puk. Brun., Vol. 14 (1984), No. 7 (Geographia), 343-348. Brno.

Demek, J. (1989): Karst processes in cold climate (on the example of the Moravian Karst). - Czech Speleological Society 1986-1989, ČSS, 16-19. Praha.

Vít, J. (1990): Asociace těžkých minerálů v sedimentech jeskyní Moravského krasu. - Dipl. práce, MS MU, 1-75. Brno.

KE GENEZI "SLUŇÁKŮ" NA DRAHANSKÉ VRCHOVINĚ A V MORAVSKÉM KRASU

THE GENESIS OF QUARTZITE BOULDERS IN THE DRAHANY UPLAND AND MORAVIAN KARST

(24-23 Protivanov a 24-41 Vyškov)
Jiří Otava, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: silcrette, translucent heavy mineral assemblages, paleoclimatic conditions

Historie výzkumů křemencových balvanů - sluňáků - roztroušených na povrchu Drahanské vrchoviny a Moravského krasu je shrnuta v práci Štelcla ml. (1987). Se závěry, ke kterým autor dospěl na základě studia petrografického i látkového složení dobře korespondují novější výsledky studia asociací průsvitných těžkých minerálů sluňáků.

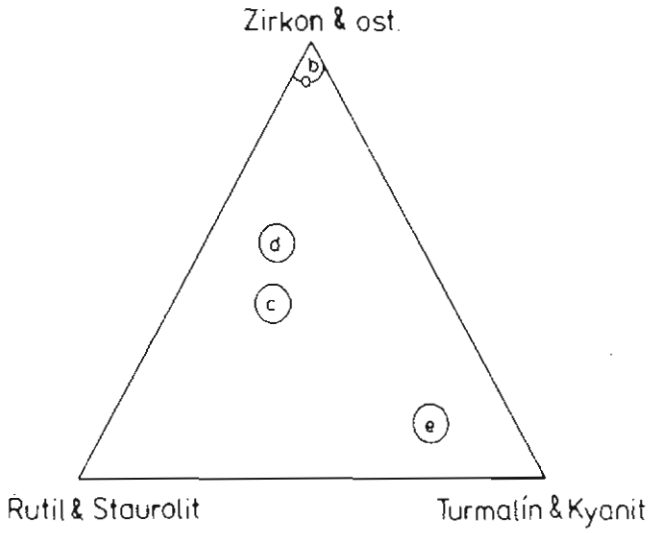
Starší analýzy sluňáků posbíraných na povrchu kulmu Drahanské vrchoviny, či vápenců severní části Moravského krasu dávaly monotonní, ochuzené zirkonové asociace se vzácným rutilem, epidotem a brookitem, event. dalšími minerály (viz tab.). První analýzy sluňáků sbíraných z Lažáneckého žlebu (Svážná studna) a z Rudické plošiny přinesly překvapení. Minerální složení asociace je pestré, jeho interpretace je však zatím nejednoznačná. Pestrost spočívá v hojném zastoupení typomorfních minerálů rudických vrstev (resp. pískovců cenomanu, které mají analogické složení asociace průsvitných těžkých minerálů - APTM), tj. staurolit, kyanit, rutil, vzácněji andaluzit a turmalín. Na druhé straně nelze přehlédnout významné kvalitativní i kvantitativní rozdíly proti APTM písků rudických vrstev. V prvé řadě to jsou obsahy zirkonů (v rudických vrstvách pod 2%, sluňáky Rudické plošiny a Lažáneckého žlebu přes 40%), dále pak totálně pozměněné vzájemné poměry trojice ultrastabilních minerálů zirkonu, turmalínu a rutilu (viz obr. 1). Stručně shrnuto, ve zmíněných vzorcích výrazně vzrostlo zastoupení zirkonů a rutilů na úkor turmalínů. Ve skupině mezostabilních minerálů je výrazná převaha kyanitů nad staurolity v rudických vrstvách, zatímco u studovaných sluňáků se změnila na mírnou převahu staurolitů nad kyanity a objevily se granáty a amfiboly.

Závěrem můžeme shrnout, že na definitivní interpretace je zpracováno příliš málo vzorků, nicméně z dosud zpracovaných vzorků je možno vyvodit:

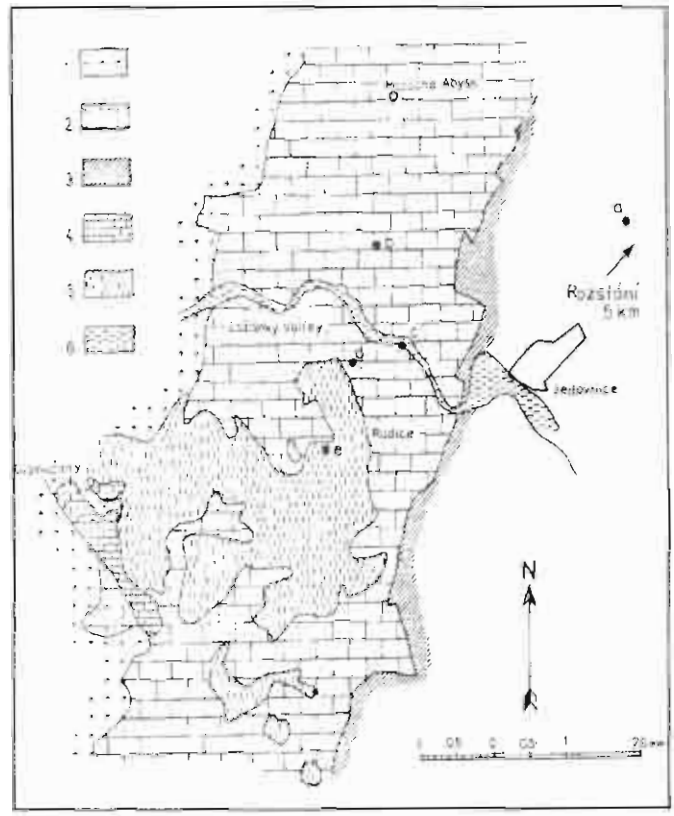
a) Sluňáky lze považovat za trosky silicikrusty, v níž krustifikační procesy "zakonzervovaly" APTM bezprostředního podloží, které předtím prodělalo lateritické zvětrávání.

b) Sluňáky na Rudické plošině i v Lažáneckém žlebu mají zcela určitě APTM ovlivněnou materiálem rudických vrstev, resp. cenomanských pískovců. Ke změně kvalitativních i kvantitativních poměrů uvnitř asociace však muselo dojít zvětrávacími procesy a/nebo redepozicí. Svou roli mohla sehrát i eolická příměs.

c) Studium APTM sluňáků tedy může odhalit, resp. naznačit geologickou situaci na povrchu v době lateritického zvětrávání a silicifikace - tvorby silkrusty. Doba, kdy k těmto procesům docházelo zatím není jednoznačně určena, z naznačeného však vyplývá, že studium APTM může v této otázce přispět k řešení.



Obr. 1. Relativní poměry některých typomorfních těžkých minerálů sluňáků Drahanské vrchoviny a Moravského krasu. Lokalizace sluňáků viz Tab. 1 a Obr. 2



Obr. 2. Geologická situace a lokalizace analyzovaných sluňáků (a, b, c, d, e viz Tab. 1)
1-brněnský masiv a bazální devonská klastika
2-karbonátový vývoj Moravského krasu (stř.-sv. devon)
3-klastický spodní karbon (kulm) Drahanské vrchoviny
4-svrchní jura
5-rudické vrstvy (křída)
6-miocénní spodní bradlo (miocén)

litologie	sluňák	sluňák	sluňák	sluňák	písek
vzorek	a	b	c	d	e
lokalizace	Rozstání	závrt č.17	Svážná st.	Rudická p.	Rudice-Sed
granáty	0,8	6,2	0,5	5,5	
zirkon idiomorfní	59,2	40,2	8,5	10,8	0,5
zirkon oválný	5,2	55,9	24,8	30,8	1
apatit				1,3	
rutil	3,2	2,2	15,5	16,7	4,8
turmalín			1,8	3,2	34,8
epidot	1,6	9,2		0,3	
amfibol			4,4	0,2	
staurolit			23,5	14	14,2
kyanit			9,2	13,7	34
brookit	3,2	1,1		2,3	0,8
andaluzit			1	1,2	9,6
silimanit			0,8	1,4	
zoisit				0,3	
anatas				0,3	
ostatní		0,2			0,5

Tab. 1. Zastoupení těžkých minerálů (v %) v průsvitné těžké frakci sluňáků (a - d) a rudických písků (e)

Literatura:

Štelcl J. ml. (1987): Příspěvek k poznání látkového složení a chemismu nového výskytu křemenných pískovců ("sluňáků") na Drahanské vrchovině. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun. Vol. 17 (1987), No 1 (Geologia), p. 3-44. Brno

ZVLÁŠTNÍ TYP SINTRU VE ZBRAŠOVSKÝCH ARAGONITOVÝCH JESKYNÍCH

A SPECIAL TYPE OF THE SINTER-CRUST IN THE ZBRAŠOV ARAGONITE CAVE

(25-12 Hranice)
Martin Šteffan, student 2. r. geologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: karst, mineral water, sinter crust

Zbrašovské aragonitové jeskyně leží 40 km vjv. od Olomouce a 60 km jz. od Ostravy. Jsou vyvinuty v devonských vápencích kry Maleníku. Vlastní jeskynní systém je vytvořen převážně v tzv. laminovaných vápencích. Jeskyně byly modifikovány během hydrotermálního procesu působením minerálních vod. Zdejší sintrová výzdoba se od vývoje sintrové výzdoby v obecném krasu znatelně liší. Specifické jsou mimo jiné také tzv. hydrotermální sintry vznikající za spoluúčasti termálních vod a unikajících fluid, ve kterých převažuje z 90 % CO_2.

Jednou ze zvláštností jsou sintrové kůrky, jejichž rovný povrch je místy narušen polokulovitými vypuklými útvary. Mocnost kůrek se pohybuje v rozmezí 0,2-1,0 mm, průměr polokulovitých útvarů je 2-15 mm. Po rozlámání, např. při oscilacích hladiny, mohou tyto útvary, pokud jsou lemované částí rovinné kůrky, připomínat svým tvarem drobné kloboučky. Proto lze tento typ sintru označit jako "kloboučkový sintr".

Vznik popsaného sintru je možno sledovat na hladinách jezírek minerální vody. Do celé jeskynní soustavy proniká juvenilní oxid uhličitý, který prochází dnem jezírka. Pokud je dno tvořeno převážně psamiticko-aleuritickými sedimenty, malé bublinky oxidu uhličitého jím prostoupí a vyplují na hladinu. Během své cesty po hladině se spojují s jinými bublinkami, a pokud nejsou zničeny, postupně rostou až do doby, kdy jim okolní sintrové kůry znemožní pohyb. Takovéto nepohyblivé bubliny pak slouží jako základ pro vytvoření vypuklých útvarů na plovoucím sintru. Na jejich povrchu se postupně vyloučí tuhá krust a kopírující jejich tvar. Průběh procesu je poměrně rychlý, neboť za jeden měsíc zaroste celá hladina termálního jezírka povlakem sintru tak pevným, že může dojít k jeho zachování. Popisovaný vznik byl experimentálně ověřen pokusem s minerální vodou, odebranou přímo z jezera ve Zbrašovských aragonitových jeskyních. Již po dvou hodinách bylo možno v laboratorních podmínkách sledovat zřetelnou, i když jen velmi tenkou, blanku kloboučkového sintru.

Termální krasové jeskyně jsou jedním z mála míst, kde tento typ sintru může vznikat, neboť pravděpodobně pouze zde jsou vhodné podmínky pro jeho genezi: rychlá tvorba sintru z minerální vody, poměrně klidná hladina jezírka a dotace plynným oxidem uhličitým.

TĚŽKÉ MINERÁLY FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ V ZÁPADNÍ MACOŠSKÉ VĚTVI AMATÉRSKÉ JESKYNĚ

HEAVY MINERALS OF THE FLUVIATILE SEDIMENTS IN THE AMATÉRSKÁ CAVE - ZÁPADNÍ MACOŠSKÁ BRANCH

(24-23 Protivanov)
Jan Vít, Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Quaternary, fluviatile cave sediments, heavy minerals, Moravian Karst

Předmětem studia byl výzkum dvou profilů jeskynními sedimenty v Západní macošské větvi Amatérské jeskyně. Oba profily byly vzhledem k nedostatku jiných, přirozených odkryvů, vytvořeny umělě. Z velké části se jedná o fluviální sedimenty kvartérního stáří (viz obr.).

O přesnějším časovém zařazení tohoto typu sedimentů se vedou stejně jako v jiných částech Moravského krasu polemiky.

Profil č. I se nachází v blízkosti Závalu (u mapovacího bodu 11) v JZ svahu poměrně hluboké deprese, která vznikla v důsledku vklesávání sedimentů do níže položených prostor. Jeho výška je asi 2,2 m. Značná část profilu je tvořena hrubozrnným štěrkem s písčito-jílovitou matrix. Ve spodní části se nachází čočkovité těleso s matrix spíše písčitou. Valounové složení představují hlavně spodnokarbonské (kulmské) droby, siltovce a jílovce. Ve svrchní části profilu se v nadloží velmi hrubozrnných štěrků nachází poloha balvanitých vápencových sutí s fluviální mezerní hmotou. Vzorky pocházejí z míst s odlišným charakterem matrix (viz obr. - místa jsou označena malým křížkem). Výsledné analýzy průsvitných těžkých minerálů frakce 0,25-0,063 mm ukazují, že se jedná o téměř identický zdrojový materiál (viz tab. 1). Výraznější rozdíly jsou pouze v zastoupení amfibolu, které jsou způsobeny jeho vyššími obsahy v siltovitých sedimentech. Amfibol, jako jediný z uvedených minerálů může mít svůj původ pouze v eolických sedimentech, které byly později redeponovány vodními toky do jeskyní (Burkhardt, Šerebl 1965, Burkhardt, Žůrkova 1969, Otava 1988). Jako daleko důležitější se zde jeví zastoupení granátu a minerálů skupiny epidotu v poměru blízkému 1:1. Z dřívějších prací totiž vyplývá (Vít 1990, Otava, Vít 1992), že zdrojový materiál v takovém případě pochází z obou hlavních zdrojnic říčky Punkvy, tj. Sloupského potoka a Bílé vody. Tato skutečnost není vzhledem k pozici profilu, daleko za předpokládaným soutokem obou

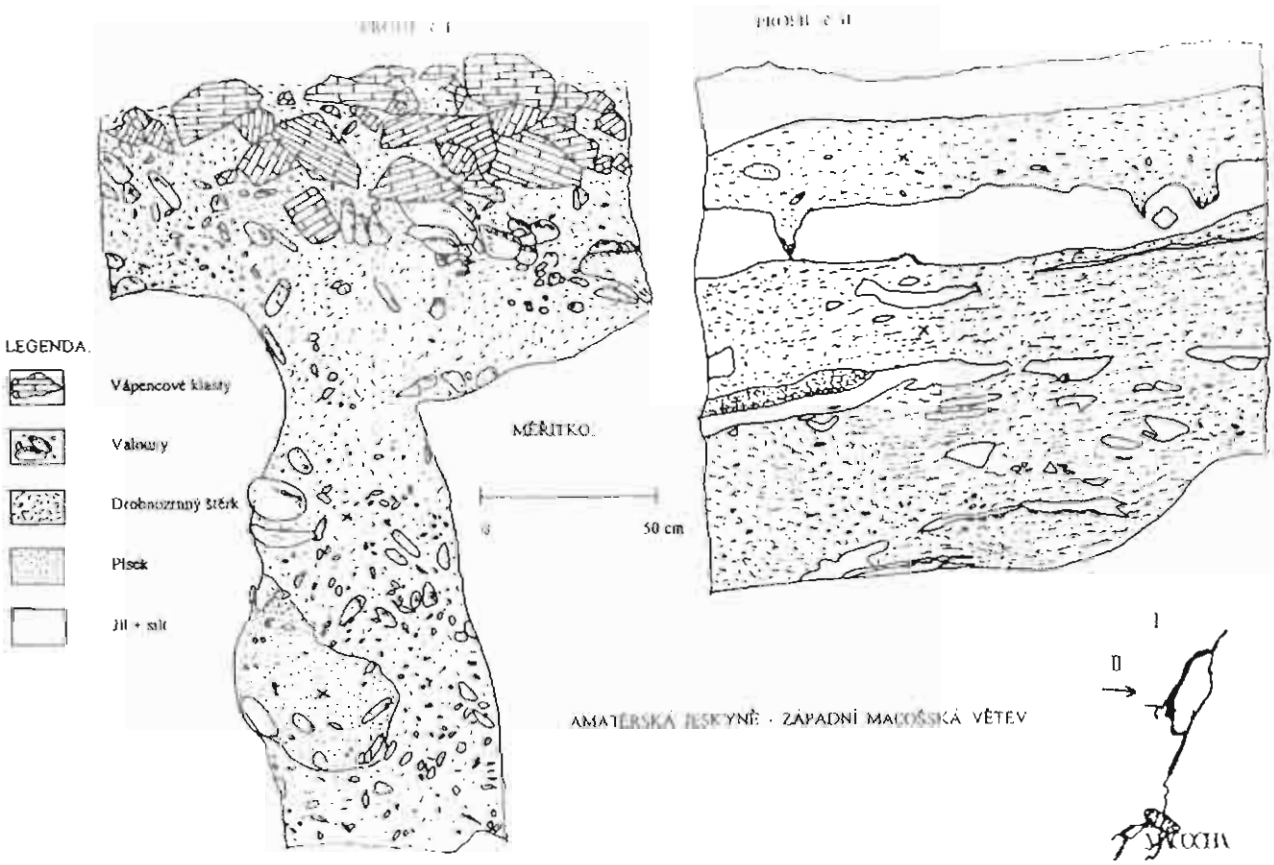
hlavních toků nijak zarážející.

Překvapení přinesly analýzy z profilu č. II. Tento se nalézá asi 150 m SV od vyústění vstupní chodby v Západní macošské větvi. Je asi 1,5 m vysoký. Nejsvrchnější poloha je tvořena hnědým, s největší pravděpodobností subrecentním jílem. Následující poloha středně až jemně zrnitých štěrků se silně jílovitou matrix leží na siltovité vrstvě s patrnými erozními rýhami. Nejspodnější, ale zároveň nejmocnější poloha profilu je tvořena středně zrnitým, vcelku dobře vytříděným štěrkem s písčitou matrix. V celé této vrstvě jsou velmi hojné jílovité zavalky. Protože jako podklad pro analýzu paleohydrografických poměrů musí být použity sedimenty v primární frakci alespoň hrubě zrnitých písků, byly zde pro analýzu těžkých minerálů použity rovněž dva vzorky (viz obr.- místa jsou označena malým křížkem) (v jemnějších sedimentech dochází k přílišnému nahromadění amfibolu, případně i epidotu, tedy minerálů s exotickým původem, což zcela zastírá možnost paleohydrografické interpretace). Z výsledných analýz těžkých minerálů je zřejmé, že granát a minerály skupiny epidotu jsou zastoupeny v poměru 2:1 ve prospěch granátu. Takový poměr je typický pro zdrojovou oblast holštejnské Bílé vody. Podobná situace byla zjištěna i v jeskyni Pustožlebská Zazděná, která patrně se Západní macošskou větví geneticky souvisí. Zde se rovněž objevují kulmské štěrky (s velice významným podílem granátu v těžké frakci), jejichž původ je nutno hledat ve východnější části Drahanské vrchoviny.

Jak ukazují výsledky, zdá se velice pravděpodobné, že do závěrečného sedimentačního cyklu v Západní macošské větvi již Sloupský potok nezasahoval. Určité vysvětlení nabízí rozdílný charakter obou žlebů (Pustého a Suchého) těsně za ponory, který je patrně způsoben častějším protékáním Sloupského potoka po povrchu v případě jejich ucpání.

profil	Gr	Zr	Ap	Ru	Tu	Ep	Alt	Amf	Ost
I-41	27,3	6,6	1,6	0,6	1,9	28,6	4,1	26,3	2,8
I-42	35,0	16,8	2,4	0,6	1,8	27,9	5,6	7,7	2,4
II-44	40.6	9.7	3.2	0.5	3.7	23.0	6,9	10,2	2,4
II-46	45.1	20,3	4,1	0,4	1,9	19,9	1,1	6,8	0,4

Tab. 1 Obsahy těžkých minerálů písků:
Gr - granát, Zr - zirkon, Ap - apatit, Ru - rutil, Tu - turmalín, Ep - sk epidotu, Alt - alterity, Amf - amfibol, Ost - ostatní.



Literatura:

Burkhardt,R.- Šerebl,Z. (1965): Možnosti metody těžkých minerálů ve výzkumu krasových oblastí - Kras v Československu, 1, 2-6, Brno.

Burkhardt,R.- Žůrková, I. (1969): Vývoj složení těžké frakce v sedimentech Ochozské jeskyně.- Čs. kras, 21, 130-131, Praha.

Otava, J. (1988): Těžké minerály jeskynních písků Suchého žlebu a okolí.- Sborník ze semináře "Problematika speleologického výzkumu ostrovských a vilémovických vod", 65 - 69, Blansko

Otava, J.- Vít, J. (1992): Paleohydrography of the northern tributaries of the Punkva River reconstructed from the analysis of cave sediments.- Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Brun., 22, 141-156, Brno.

Vít, J. (1990): Asociace těžkých minerálů v sedimentech jeskyní Moravského krasu - MS dipl. Práce, Přírodověd. Fak. Masaryk. Univ., Brno.

MEZOZOIKUM A TERCIÉR KARPAT

THE MESOZOIC AND TERTIARY OF THE CARPATHIANS

Geol.výzk.Mor.Slez. v r. 1993, Brno 1994

NOVINKY V RYBÍ FAUNĚ EVROPSKÉHO OLIGOCÉNU
NEW DATA ON OLIGOCENE TELEOSTEI

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

key words: Otoliths, Oligocene, Europe, Paleogeography

V posledních dvou letech spolupracoval autor zprávy na korelativních studiích kostnatých ryb (otolity) evropského oligocénu podporovaných granty Institut royal des Sciences naturelles de Belgigue (D. Nolf a E. Steurbaut). Zájem byl zaměřen především na akvitánskou pánev (''St.-Etienne-d'Orthe Clay'', NP 25), severní Itálii (''Antognola Formation'', NP 21), Maďarsko (''Kiscell Clay, Eger Formation'', NP 24-25) a jižní Moravu (pouzdřanské souvrství - lokality ''nad mlýnem'', ''vinné sklepy'', ''šípek'', NP 21-22).

Otolity kiscelských jílů egerské oblasti reprezentují hlubokovodní faunu s velmi bohatou mezopelagickou složkou, jejíž paleobatymetrická analýza prokázala původní sedimentační podmínky v hloubce 300-400 m. Egerské souvrství charakterizují otolitová společenstva kontinentálního šelfu s kolísáním hloubkových nároků v jednotlivých členech souvrství od velmi mělkých (mangrovy) až po hlouběji neritické (např. pro tzv. ''Mollusc Clay'' byla stanovena minimální hloubka 50 m). Zřetelná biofaciální odlišnost egerského souvrství od kiscellských jílů je doložena výrazně odchylným složením otolitových společenstev (z 54 druhů mají pouze 4 společné). Celkově má vyšší maďarský oligocén otolitovou faunu zcela rozdílnou od fauny pouzdřanského souvrství. Pouze kiscellské jíly obsahují 3 společné druhy. Výrazná shoda ve složení otolitových společenstev však byla prokázána mezi egerskou oblastí a akvitánskou pánví. Přes 60 % společných nominálních druhů dokumentuje, že ve vyšším oligocénu (zóny NP 24 a 25) převládala ve vodách od východního Atlantiku až do Paratethydy (přijmeme-li Báldiho pojetí této oblasti) víceméně homogenní fauna kostnatých ryb, která vedle jiných skupin prokazuje ukončení izolace posledně jmenované oblasti a výbornou komunikaci se světovým oceánem ve východozápadním směru. Tento závěr může mít svůj biostratigrafický aspekt, jeho rámec je však třeba vymezit dalším studiem střednooligocénních a spodnomiocénních otolitových faun odpovídajících facií. Rybí fauna uvedeného časového úseku neprokazuje žádnou komunikaci s boreální bioprovincií, což také odpovídá paleogeografické situaci v Evropě. Poměrně nízký je počet druhů přecházejících do spodního miocénu (jen 35 %). Tento údaj však může být ovlivněn relativně nízkou znalostí spodnomiocénních hlubokovodních otolitových asociací.

Z paleogeografického hlediska obsahují otolitová společenstva maďarského vyššího oligocénu i skupiny výlučně indopacifické provenience a to jak v mělkovodní (Ambassiidae, Sillaginidae, Leiognathidae) tak v hlubokovodní složce (např. *Rhynchoconger*, *Rhechias*, *Opisthoproctus*, *Xenodermichthys*, *Argyripnus*, *Polyipnus*, *Scopelarchus*, *Bembrops*, *Aphanops*, akropomatidi), které nejsou v recentní středomořské fauně zastoupeny. Totéž platí pro hlubokovodní složku pouzdřanského souvrství. Výraznější zastoupení oceánské komponenty ve srovnání s recentním Středozemním mořem, představující charakteristický rys mediterránní paleobiogeografie konstatovaný pro hlubokovodní asociace spodnooligocenních uložením severní Itálie (NP 21, Nolf et Steurbaut 1988), má tedy platnost i v oligocénu Paratethydy (Nolf et Brzobohatý 1994).

Zvláštní pozornost byla věnována v této souvislosti otolitům mezopelagických myctophidů, které tvoří v hlubokovodnějších společenstvech podstatný podíl. I v oligocénu byly u myctophidů zjištěny zřetelné metodické chyby starších prací vyplývající z nedostatečné znalosti recentních faun, z nedostatečné znalosti ontogenetických změn otolitů, individuálně chudých studovaných kolekcí, častého používání v systematických pracech i juvenilních otolitů bez potřebných diagnostických znaků, popřípadě i korodovaných nebo fragmentárních exemplářů. Systematická revize oligocénních myctophidních otolitů přinesla následující výsledky.

Všechny dosud známé izolované otolity evropského oligocénu náležejí rodu *Diaphus* a to pouze šesti nominálním druhům: *Diaphus alcoholicus* Brz.- N., *D. longirostris* (Brz.), *D. moloxus* N.- St., *D. perspicillatoides* Brz - N., *D. pristismetallis* N.- Brz. a *D. stafforaensis* N.- St. Toto zjištění kontrastuje s kosterními nálezy, které i s otolity in situ náležejí i jiným rodům, např. *Eomyctophum* (otolity viz Schwarzhans 1985). Výše uvedených šest druhů představuje jisté specifikum ve stratigrafickém smyslu. Žádný z nich nepřesahuje z eocénu a žádný nepřekračuje hranici oligocén/miocén. Jsou prakticky omezeny pouze na cirkummediterránní areál (východoatlantská a mediterránní oblast, Paratethys). V boreální oblasti jsou doklady o výskytu diaphidů většinou sporné, doloženě se sporadicky objevují až v nejvyšším oligocénu (Müller 1992). Uvedený počet druhů je také ve srovnání s eocénním

diaphidy (7 druhů jen např. v akvitánské pánvi - Nolf 1988) nižší než by se dalo při známé progresivní tendenci této skupiny během terciéru očekávat (Brzobohatý 1987). V recentních mořích je uváděn počet okolo 110 druhů.

Druhy *D. longirostris* (Brz.) a *D. pristismetallis* N.- Brz. jsou v oligocénu průběžné (zóny NP 21 - 25), zatímco *D. molossus* N.- St., *D. stafforaensis* N.- St. a *D. alcoholicus* N.- Brz. jsou dosud doloženy jen ze spodního oligocénu (především NP 21) a *D. perspicillatoides* Brz.- N. z nejvyššího oligocénu (zóna NP 25). Zajímavá je naprosto rozdílná dominance diaphidních druhů v jednotlivých oblastech. V pouzdřanském souvrství dominuje *D. longirostris* (Brz.), méně častý je *D. alcoholicus* Brz.- N. a vzácný *D. pristismetallis* N.- Brz. V kiscelských jílech Maďarska je zastoupen velmi hojně pouze posledně jmenovaný. V severní Itálii převládá u Pizzocorna *D. molossus* N.- St. a ve stejné stratigrafické úrovni (NP 21) u Casa del Piano u Vigoponza *D. alcoholicus* Brz.- N. Svrchní oligocén akvitánské pánve (jíly od St.-Etienne-d´ Orthe) je charakterizován výraznou dominancí druhu *D. perspicillatoides* Brz.- N. a jen ojedinělým výskytem *D. pristismetallis* N.- Brz. Tyto údaje svědčí o tom, že diaphidi přes kosmopolitní trendy a mezopelagický způsob života tendovali v oligocénu podobně jako v recentních vodách k dominanci jednoho druhu v určitém areálu (Brzobohatý et Nolf v tisku).

Literatura:

Brzobohatý, R., 1987: On the phylomorfogenesis of otoliths of the family Myctophidae. - In: Pokorný, V.: Contribution of Czechoslovak Palaeontology to Evolutionary Science 1945-1985.- *Proc.Sem.Dept.Palaeontol.Fac.Sci.Charl.Univ. Prague, January 17, 1985: 80 - 88. Praha.*

Brzobohatý, R., Nolf, D., (v tisku): Revision of Oligocene *Diaphus* otoliths. - *Bull. Inst. roy. Sci. nat. Belgique, Sci.Terre, 65. Brussel.*

Müller, A., 1992: Otolithen (Pisces, Teleostei) aus dem Oberoligozän (Chattium) des Schachtes Sophia Jacoba 8 (Erkelenz, NW-Deutschland). - *N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 179 (1): 41-69. Stuttgart.*

Nolf, D., 1988: Les otolithes de téléostéens éocènes d´Aquitaine (sud-ouest de la France) et leur intérêt stratigraphique. - *Mém. Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., 4, 10 (2): 1-174. Brussel.*

Nolf, D., Brzobohatý, R , 1994: Fish otoliths from the Late Oligocene (Eger and Kiscell Formations) in the Eger area (northeastern Hungary). - *Bull. Inst. roy. Sci. nat. Belgique, Sci. Terre, 64: 225-252. Brussel.*

Nolf, D., Steurbaut, E., 1988 Description de la première faune ichthyologique exclusivement bathyale du Tertiaire d´Europe: otolithes de l´Oligocène Inférieur du gisement de Pizzocorno, Italie septentrionale. - *Ibidem, 57 (1987): 217-230. Brussel.*

Schwarzhans, W., 1985: Tertiäre Otolithen aus South Australia und Victoria (Australien). - *Palaeoichthylogica, 3: 1-60. München.*

NĚKTERÉ STRATIGRAFICKY VÝZNAMNÉ DRUHY AGLUTINOVANÝCH FORAMINIFER NOVĚ ZJIŠTĚNÉ V KŘÍDĚ MAGURSKÉHO FLYŠE NA MORAVĚ

SOME STRATIGRAPHICALLY IMPORTANT AGLUTINATED FORAMINIFERA NEWLY RECORDED FROM THE CRETACEOUS OF THE MAGURA FLYSH IN MORAVIA

Miroslav Bubík, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: Foraminifera, Cretaceous, biostratigraphy, flysh facies, West Carpathians

Během studia foraminiferových faun bělokarpatské jednotky v posledních letech bylo v stratigrafickém intervalu apt-spodní eocén zjištěno 183 druhů aglutinovaných foraminifer. Z toho 34 druhů je nových pro celou oblast moravského flyše. Za zmínku stojí především křídové druhy s dobře definovaným stratigrafickým rozsahem (zejména prvním výskytem), které slouží jinde jako vůdčí fosilie nebo indexové druhy zón:

Bulbobaculites problematicus (Neagu, 1962). Je indexovým druhem zóny *Ammobaculites problematicus*, sensu Geroch - Nowak (1984) o rozsahu svrchní cenoman - nižší turon. Je kosmopolitně rozšířen v hlubokomořských sedimentech cenomanu až nižšího coniacu (viz Geroch - Nowak, 1984 a Kuhnt et al., 1992). V bělokarpatské jednotce byl zjištěn v cenomanu a turonu gbelského souvrství.

Buzasina pacifica (Krasheninnikov, 1973) byla poprvé popsána z vrtů DSDP v Indickém oceánu. Z flyše polských Karpat ji uvádějí Geroch - Nowak (1984) v albu až cenomanu.

V bělokarpatské jednotce byla nově zjištěna v hluckém a gbelském souvrství v albu - cenomanu a v campanu (viz obr. 1A). Další zástupce tohoto rodu *Buzasina inflata* (Krasheninnikov, 1974), popsaná poprvé rovněž z Indického oceánu, se v bělokarpatské jednotce vyskytuje v albu - cenomanu hluckého souvrství a v púchovských slínech poblíž hranice campan/maastricht. Toto je její první zjištěný výskyt v alpsko-karpatské oblasti.

Clavulinoides subparisiensis (Grzybowski, 1896) Geroch - Nowak (1984) udávají stratigrafický rozsah vyšší turon - campan. V bělokarpatské jednotce je hojný v púchovských slínech v oblasti Hluku (nejvyšší campan - maastricht, viz obr. 1T). Vzhledem k tomu, že se jedná o formu s karbonátovým tmelem, nevyskytuje se v nevápnitých sedimentech uložených pod CCD.

Gerochammina obesa Neagu, 1990. Poprvé popsána z turonu až campanu rumunských Karpat. V bělokarpatské jednotce byla ojediněle zjištěna v turonu gbelského souvrství (viz obr. 1D).

Gerochammina stanislawi Neagu, 1990. Popsána rovněž z rumunských Karpat z intervalu alb - turon. V bělokarpatské jednotce byla zjištěna v gbelském souvrství (viz obr. 1E) ve společenstvu s *Uvigerinammina jankoi*, jejíž stratigrafický rozsah je turon až spodní campan (viz Geroch - Nowak, 1984).

Glomospira diffundens Cushman et Renz, 1946. Je kosmopolitně rozšířena od vyššího campanu do paleocénu. Nepříliš hojně se vyskytuje v karpatském flyši Rumunska a Polska a v ultrahelvetiku Východních Alp. V bělokarpatské jednotce je vzácná v campan - maastrichtu gbelského souvrství a púchovských slínů (zóna *Hormosina gigantea*, sensu Geroch - Nowak, 1984), viz obr. 1R.

Glomospirella grzybowskii (Jurkiewicz, 1960) Geroch - Nowak (1984), kteří ji zahrnují do druhu *G. diffundens*, uvádějí v karpatském flyši rozsah nejvyšší campan - paleocén (tedy stejný jako u posledně jmenovaného druhu). V bělokarpatské jednotce se vyskytuje od vyššího campanu do svrchního paleocénu ve všech formacích (viz obr. 1S).

Haplophragmoides falcatosuturalis Neagu, 1990. Poprvé byl popsán ze spodního cenomanu (zóna *Rotalipora reicheli* planktonických foraminifer) rumunských Karpat. Neagu (1990) ji dále uvádí ze slezské jednotky v Polsku. Pokud bude prokázán velmi úzký stratigrafický rozsah druhu i v Západních Karpatech, bude hodnotnou vůdčí fosilií. V bělokarpatské jednotce se poměrně vzácně vyskytuje v hluckém souvrství v zóně *Plectorecurvoides alternans*, sensu Geroch - Nowak (1984), která má rozsah vyšší alb - nižší cenoman (viz obr. 1B). Dále byl zjištěn ojediněle v gbelském souvrství v zóně *Bulbobaculites problematicus*.

Haplophragmoides herbichi Neagu, 1968. Poprvé popsán z turonu rumunských Karpat. Neagu (1990) uvádí stratigrafický rozsah vracon - turon. V bělokarpatské jednotce se vyskytuje v gbelském souvrství (viz obr. 1C) ve společenstvu s *Uvigerinammina jankoi* (turon - spodní campan) a ojediněle i v zóně *Hormosina gigantea* (svrchní campan - maastricht).

Hormosina crassa Geroch, 1966. Rozšířena je v polských, ukrajinských a rumunských Karpatech a rakouských Východních Alpách. Geroch - Nowak (1984) uvádějí stratigrafický rozsah vyšší barrem - nižší cenoman. V bělokarpatské jednotce byla zjištěna v gbelském souvrství v zóně *Plectorecurvoides alternans* (viz obr. 1F).

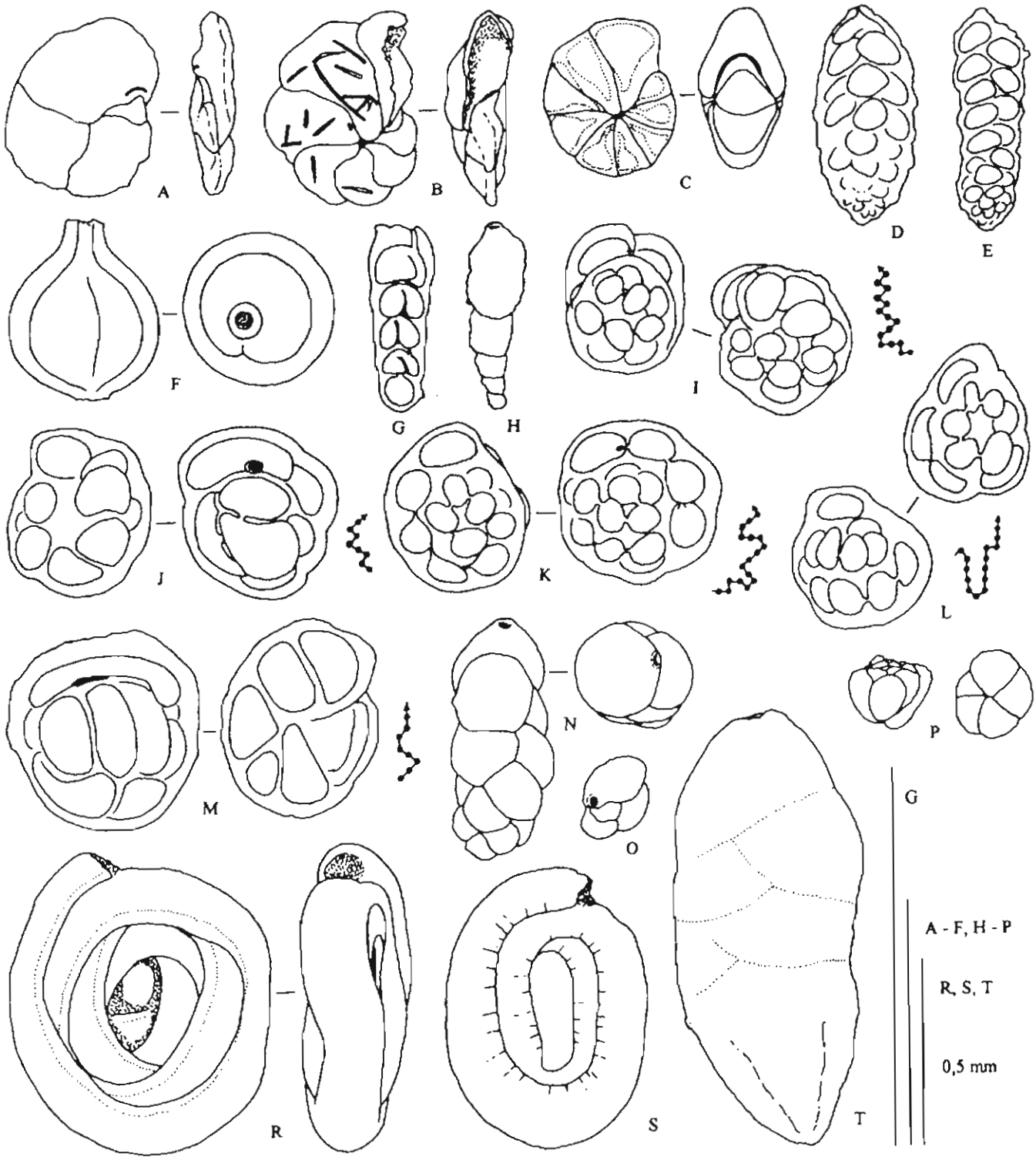
Plectorecurvoides irregularis Geroch, 1962. Poprvé byl popsán ze slezské jednotky polských Karpat. Geroch - Nowak (1984) uvádějí stratigrafický rozsah vyšší barrem - nižší cenoman. V bělokarpatské jednotce se vyskytuje místy hojně v aptu až cenomanu hluckého a gbelského souvrství (viz obr. 1I).

Plectorecurvoides parvus Krasheninnikov, 1973. Poprvé byl popsán ze sedimentů santonu - campanu z vrtů DSDP v Indickém oceánu. V oblasti Alp a Karpat nebyl dosud zjištěn. Ve vlárském vývoji bělokarpatské jednotky se poměrně vzácně vyskytuje v campanu gbelského souvrství (viz obr. 1J) a v maastrichtu až spodním paleocénu svodnického souvrství. Ojediněle byl zjištěn i ve svrchním paleocénu nivnického souvrství v hluckém vývoji bělokarpatské jednotky.

Praecystammina globigerinaeformis Krasheninnikov, 1973. Poprvé byla popsána ze stejné oblasti a stratigrafické úrovně jako předchozí druh. Kuhnt et al. (1992) uvádějí stratigrafický rozsah v Severním Atlantiku a Západní Tethydě od coniaku do spodního paleocénu, přičemž v Severním Atlantiku v coniaku tvoří výraznou akmezónu. V bělokarpatské jednotce byla zjištěna v gbelském souvrství (viz obr. 1O) od cenomanu (zóna *Bulbobaculites problematicus*) do santonu (společenstvo s *Uvigerinammina jankoi*).

Pseudoreophax cisownicensis Geroch, 1961. Poprvé byl popsán ze spodní křídy slezské jednotky v polských Karpatech. Je indexovým druhem zóny *P. cisownicensis*, sensu Geroch - Nowak (1984) v rozsahu svrchní tithon - berrias. Geroch - Nowak (1984) uvádějí poslední výskyt druhu ve slezské jednotce uvnitř barremu. V bělokarpatské jednotce se vzácně vyskytuje ve svrchním aptu hluckého souvrství (datováno planktonickými foraminiferami zóny *Hedbergella gorbachikae*), viz obr. 1G.

Recurvoides recurvoidiformis (Neagu et Tocorjescu, 1970). Je uváděna z polských, ukrajinských a rumunských Karpat ze stratigrafického intervalu turon - spodní campan



Obr. 1. Některé stratigraficky významné druhy aglutinovaných foraminifer nově zjištěné v křídě bělokarpatské jednotky: A - Buzasina pacifica Krasheninnikov, Ondrášovec, gbelské souvrství, campan; B - Haplophragmoides falcatosuturalis Neagu, vrt Hluk HAG-1, 63,5 m, hlucké souvrství, (?) spodní cenoman; C - Haplophragmoides herbichi Neagu, Blatnička, gbelské souvrství, turon; D - Gerochammina obesa Neagu, Blatnička, gbelské souvrství, turon; E - Gerochammina stanislawi Neagu, Hluk, turon, gbelské souvrství; F - Hormosina crassa Geroch. vrt Gbely H-6, 1459,5 m, gbelské souvrství, cenoman. G - Pseudoreophax cisownicensis Geroch, Hluk, hlucké souvrství, (?) apt; H - Reophax parvulus Huss. Hluk, hlucké souvrství; I - Plectorecurvoides irregularis Geroch, vrt Gbely H-6, 1459,5 m, gbelské souvrství, cenoman, J - Plectorecurvoides parvus Krasheninnikov, Ondrášovec, gbelské souvrství, campan; K - Thalmanammina neocomiensis Geroch. vrt Hluk M-1, 11,4 m, gbelské souvrství, cenoman/turon; L - Thalmanammina meandertornata Neagu, vrt Hluk HAG-1, 63,5 m, hlucké souvrství, (?) spodní cenoman; M - Recurvoides recurvoidiformis (Neagu), vrt Hluk M-1, 122,8 m, púchovské slíny, campan - maastricht; N - Uvigerinammina praejankoi Neagu, vrt Hluk HAG-1, 41,0 m, gbelské souvrství, turon; O - Praecystammina globigerinaeformis Krasheninnikov, vrt Hluk M-1, 30,7 m, gbelské souvrství; P - Trochammina gyroidinaeformis Krasheninnikov, vrt Hluk M-1, 31,8 m, gbelské souvrství; R - Glomospira diffundens Cushman et Renz, vrt Hluk M-1, 59.5 m, púchovské slíny, campan - maastricht; S - Glomospirella grzybowskii (Jurkiewicz). Louka, nivnické souvrství, paleocén; T - Clavulinoides subparisiensis (Grzybowski), vrt Hluk M-1, 83.5 m, púchovské slíny, campan - maastricht. Schema vinutí povrchového závitu (obr. I, J, K, L, M) konstruováno metodou Gerocha (1962).

(viz Neagu, 1990). V bělokarpatské jednotce byla zjištěna v turonu až santonu gbelského souvrství a v campan/maastrichtu púchovských slínů (viz obr. 1M).

Reophax parvulus Huss, 1966. Poprvé popsán z cenomanu podslezské jednotky polských Karpat. S tímto druhem je totožný druh z barremu až turonu alpského a karpatského flyše dosud označovaný různými autory chybně jako *Reophax minuta* Tappan, 1940 (viz Neagu, 1990). Geroch - Nowak (1984) jej použili jako indexový druh zóny *Reophax minutus* (vyšší barrem - apt). V bělokarpatské jednotce se *R. parvulus* vyskytuje v aptu až turonu hlucké a gbelského souvrství (viz obr. 1H).

Thalmannammina neocomiensis Geroch, 1962. Je uváděna ze spodní křídy polských, ukrajinských a rumunských Karpat a z Východních Alp. Geroch - Nowak (1984) zjistili stratigrafický rozsah valangin - cenoman. V bělokarpatské jednotce se vyskytuje v hlucké a gbelském souvrství od svrchního aptu do svrchního cenomanu (viz obr. 1K).

Thalmannammina meandertornata Neagu et Tocorjescu, 1970. Stratigrafický rozsah uvádí Neagu (1990) obdobný jako u předchozího druhu. Bývá uváděna z polských a rumunských Karpat. V bělokarpatské jednotce se vyskytuje v hlucké a gbelském souvrství v stratigrafickém intervalu alb - campan, ?maastricht (viz obr. 1L).

Trochammina gyroidinaeformis Krasheninnikov, 1974. Poprvé byla popsána ze svrchní křídy z vrtů DSDP v Indickém oceánu. V bělokarpatské jednotce má první výskyt v hlucké souvrství v zóně *Plectorecurvoides alternans* (alb - cenoman), místy je hojná v gbelském souvrství ve společenstvu s *Uvigerinammina jankoi* (turon - spodní campan) a ojediněle byla zjištěna v zóně *Hormosina gigantea* (vyšší campan - maastricht), viz obr. 1P.

Uvigerinammina praejankoi Neagu, 1990. Poprvé popsána z nejnižší části zóny *Uvigerinammina jankoi* v rumunských Karpatech. Od druhu *U. jankoi* se liší pseudobiseriální mladší částí schránky. V bělokarpatské j. se vyskytuje v turonu gbelského souvrství v oblasti Hluku (viz obr. 1N).

Převažující rudé nevápnité pelity svrchní křídy bělokarpatské jednotky (gbelské souvrství) sedimentovaly pod CCD, v prostředí nepříznivém pro zachování křemitých, vápnitých i organických mikrofosilií, obvykle používaných v biostratigrafii (planktonické foraminifery, vápnitý nanoplankton, radiolarie, dinoflageláti aj.). Oproti tomu aglutinované foraminifery jsou zde velmi hojné. Po ověření či upřesnění stratigrafického rozsahu mohou být velmi užitečné pro biostratigrafii a korelaci křídového flyše. Vzhledem ke kosmopolitnímu rozšíření většiny hlubokomořských aglutinovaných foraminifer mohou být využity i pro interregionální korelaci (např. v rámci mezinárodního programu IGCP 362).

Literatura:

Cushman, J. A. - Renz, H. H. (1946): The foraminiferal fauna of the Lizard Springs Formation of Trinidad, British West Indies. - Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ., 18, 1 - 48.

Geroch, S. (1961): Pseudoreophax nowy rodzaj otwornic z dolnej kredy Karpat fliszowych. - Roczn. Pol. Tow. Geol., 31, 1, 159 - 165.

- (1962): Otwornice z rodzaju Thalmannammina i Plectorecurvoides w dolnej kredzie Karpat fliszowych. - Roczn. Pol. Tow. Geol., 32, 2, 281 - 300.

- (1966): Małe otwornice dolnej kredy serii Śląskiej w Polskich Karpatach. - Roczn. Pol. Tow. Geol., 36, 4, 414 - 480.

Geroch, S. - Nowak, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian - Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. - Bull. Cent. Rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine, Mem., 6, 225 - 239.

Huss, F. (1966): Otwornice aglutynujące serii podśląskiej jednostki ropianskiej Węglówki (Polskie Karpaty fliszowe). - Prace geol. (Warszawa), 34, 1 - 71.

Jurkiewicz, H. (1960b): Otwornice z łupków czarnorzeckich wschodniej części jednostki śląskiej. - Rocz. Pol. Tow. Geol., 30, 3, 333 - 343.

Krasheninnikov, V. A. (1973): Cretaceous benthonic foraminifera, Leg 20, DSDP. - In: Heezen, B. C., Mac Gregor, I. D., et al.: Initial Reports of the DSDP 20., 205 - 221. US Government Printing Office, Washington, D. C.

- (1974): Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP. - In: Veevers, J. J. - Hertzler, J. R., et al.: Initial Reports of the DSDP 27, 631 - 661. US Government Printing Office, Washington, D. C.

Kuhnt, W. et al. (1992): Upper Cretaceous abyssal claystones in the North Atlantic and Western Tethys: current status of biostratigraphical correlation using agglutinated forams and palaeoceanographic events. - Cret. Research, 13, 467 - 478.

Neagu, T. (1962): Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic superioare de pe valea Sadover (Cimpulung - Moldovenesc) şi bazinul superior al văi Buzăului. - Stud. Cerc. Geol., 7, 1, 45 - 81.

- (1965): Albian foraminifera of the Rumanian Plain. - Micropaleontology, 11, 1, 1 - 10.

- (1970): Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzau and Riul Negru Rivers (Eastern Carpathians). - Mém. Inst. geol., 12, 109 pp.

- (1990): Gerochammina n. g. and related genera from the Upper Cretaceous flysch-type benthic foraminiferal fauna, Eastern Carpathians - Romania. - In: Hemleben Ch. et al. [Eds]: Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera. - Kluver Acad. Publishers, printed in Netherlands, 245 - 265.

Tappan, H. (1940): Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas. - J. Paleontol., 14, 93 - 126.

GEOCHEMIE ROP A PLYNŮ A MODELOVÁNÍ JEJICH TVORBY ZE ZDROJOVÝCH HORNIN V OBLASTI STYKU ZÁPADNÍCH KARPAT A ČESKÉHO MASÍVU

GEOCHEMISTRY OF CRUDE OILS AND GASES AND MODELLING OF THEIR GENERATION IN THE SOURCE ROCKS IN THE CONTACT AREA OF THE WEST CARPATHIANS AND BOHEMIAN MASSIF

J. Franců - F. Buzek[1] - P. Müller - O. Krejčí - Z. Boháček - M. Michalíček,
ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno, [1] ČGÚ Geologická 2, 140 00 Praha - Barrandov

key words: hydrocarbons, maturation, the Carpathians, modelling

V letech 1992 a 1993 byla v brněnské pobočce ČGÚ a izotopové laboratoři ČGÚ na Barrandově ve spolupráci s Ústavem chemie a dynamiky geosféry Výzkumného centra v Jülichu v Německu řešena problematika tvorby, migrace a akumulace uhlovodíků z geochemického a geodynamického hlediska.

Výzkum navazoval na dřívější práce Čáslavského (1990) a Müllera et al. (1991). Pojetí bylo zaměřeno na propojení geodynamického a geochemického modelu vývoje oblasti s analýzami specifických organických látek vypovídajících o geologických procesech.

Organické látky byly analyzovány jak v horninách tak ropách a plynech. Geochemické charakteristiky hornin (odraznost vitrinitu, organický uhlík a parametry pyrolýzy Rock-Eval) poskytly detailnější informace o faciálním typu zdrojových hornin a jejich diagenezi a katagenezi. Tyto údaje je však možné zjistit pouze u hornin. Pro korelaci uhlovodíků s jejich pravděpodobnými zdrojovými horninami byly proto analyzovány takové skupiny látek, které lze zjistit jak v mobilních tak v stacionárních geologických materiálech. Jde o distribuci n-alkánů, aromatických uhlovodíků a biomarkerů (geochemických fosíliích) v extraktech hornin a v ropách.

Modelování pomocí počítačových programů pro analýzu sedimentárních pánví využívá geochemické údaje pro kontrolu a kalibraci simulovaného vývoje. Integruje základní geologické informace o obdobích sedimentace, hiátu, eroze a násunu příkrovů, mocnostech, čase a geotermické znalosti o rozložení zemského tepelného toku. Program potom vypočítá kompakci sedimentů a celkovou tepelnou přeměnu hornin. Kontrola je vlastně kalibrace modelu, při které se musí modifikovat vstupní údaje tak dlouho, až se dosáhne shoda simulovaného geologického vývoje s pozorovaným stavem v profilu vrtu.

Takto bylo zjištěno, že horniny spodního i svrchního karbonu v jižní části jv. svahů Českého masívu obsahují kerogen (organické látky) převážně rostlinného původu. Tepelná zralost kerogenu je skokovitě vyšší než u mladších souvrství a naznačuje, že před jurskou sedimentací došlo k hlubšímu pohřbení paleozoika, částečné tvorbě uhlovodíků a erozi kolem 2 - 3 km nadloží.

Paleogenní a jurské zdrojové horniny se dostaly do zóny tvorby ropy až v důsledku násunu karpatských flyšových příkrovů a sedimentace vídeňské pánve. Současné hranice zóny tvorby ropy jsou 4 - 7 km.

Z flyšových souvrství má nejlepší zdrojový uhlovodíkový potenciál menilitové souvrství. Toto bylo spolu s ostatními jednotkami vnějšího flyše rozlámané a tektonicky znásobené. V hlubších částech příkrovů a také v podloží vídeňské pánve měly menility a jejich stratigrafické ekvivalenty optimální podmínky pro tvorbu ropy i plynu.

Většina rop ve vídeňské pánvi a přilehlém flyšovém pásmu má tepelnou zralost odpovídající paleogenním a jurským zdrojovým horninám v hloubkách přes 4 km. Z toho lze vyvodit, že při migraci do ložiskových pastí překonaly ropy vertikální vzdálenost více než 3 km, což potvrzuje závěry z přilehlého rakouského území (Welte et al. 1982, Ladwein 1988).

Biodegradace rop je pozorovatelná v mnoha ložiskách do hloubek asi 2 km, kde jsou teploty 70 - 85 °C. Některé z mělčích kolektorů však obsahují jen mírně nebo zcela zanedbatelně biodegradované ropy díky lepšímu utěsnění a pravděpodobně i pozdější migraci. Některé biodegradované ropy nopak obsahují příměs lehké a tepelně zralejší ropy, která musela přimigrovat v pozdější fázi.

Ropy lze klasifikovat do několika rodin podle původu. První rodina (ložiska ždánické oblasti) je geneticky nejbližší mikulovským slínovcům jurského stáří. Druhá rodina je charakteristická přítomností terciérních geochemických fosilií a lze ji korelovat s autochtonním paleo-

génem a menilitovým souvrstvím. Do třetí rodiny patří ropy z mezozoického podloží vídeňské pánve. Čtvrtá rodina zahrnuje ropy z ložisek v neogénu vídeňské pánve. Jejich zralost odpovídá hloubce vzniku 4 - 7 km v některém paleogenním souvrství, které může být stratigrafickým ekvivalentem nesvačilského a menilitového souvrství.

Z izotopového složení plynů vyplývá mísení katagenních plynů vznikajících při tepelném zrání zdrojových hornin ropného i plynového typu s biogenním metanem. Izotopické složení metanu vedle etanu a vyšších homologů je klíčem k rozlišení dvou různých zdrojů. Bakteriální produkce metanu je významným zdrojem metanových plynů ve vídeňské pánvi a karpatské předhlubni do hloubky necelých 2 km. V hlubších zónách se projevuje systematické zvyšování podílu katagenních uhlovodíkových plynů a posun izotopického složení uhlíku metanu k těžším hodnotám, jak to odpovídá zvyšující se zralosti zdrojových hornin.

V další etapě výzkumu, která již probíhá, jsou sledovány tyto cíle:

- zdokonalení modelování vývoje pánví a násunu karpatských příkrovů na Český masiv a posouzení citlivosti modelů na alternativní interpretace geologické stavby a vývoje;

- nové analýzy hornin, ropy a plynů s cílem zpřesnit faciální typ a tepelnou historii organických látek (zdokonalené izotopické analýzy, pyrolýzní chromatografie)

- propojení geochemického výzkumu organických látek a anorganické horninové matrix ve vztahu k migraci fluid, pórovitosti, propustnosti a reaktivitě horninového prostředí jak z hlediska přírodních procesů, tak interakce horninového prostředí s antropogenními kontaminanty.

Literatura:

Čáslavský J. (1991): Biomarkery v moravských ropách. - Kandidátská disertační práce, MS Archiv ČGÚ, Brno, 100 s.

Müller P. et al. (1991) : Zpráva za úkol P 01-347-827 "Výzkum ropy a plynu ve strukturních zónách východního okraje Českého masívu". - MS Archiv ČGÚ Praha.

Ladwein H.W. (1988). Organic geochemistry of Vienna basin - Model for hydrocarbon generation in overthrust belts. - AAPG Bulletin, 72, 5, 586-589.

Welte D.H. - Kratochvil B. - Rullkötter J. - Ladwein H.W. - Schaefer R.G. (1982) Organic geochemistry of crude oils from the Vienna basin and an assessment of their origin. - Chemical Geology, 35, 33-68.

VÝZNAČNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY BĚLOKARPATSKÉ JEDNOTKY MAGURSKÉHO FLYŠE

IMPORTANT GEOLOGICAL LOCALITIES OF THE BÍLÉ KARPATY UNIT, THE MAGURA FLYSH

O.Krejčí[1] - M.Adamová[2] - M.Bubík[1] - A.Přichystal[3]- Z. Stráník[1]

[1]ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

[2]ČGÚ Geologická 2, 140 00 Praha - Barrandov

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

key words : flysh, biostratigraphy, sediments, neovolcanics, nature preservation

V letech 1982 až 1993 probíhal systematický sedimentologický, litofaciální, biostratigrafický a geochemicko-petrofyzikální výzkum bělokarpatské jednotky magurského flyšového pásma. Souběžně prováděli pracovníci ČGÚ geologické mapování 1:25 000 (ukončené listy 35-114, 35-121 a 35-123). V celé oblasti bylo v roce 1993 ukončeno geologické mapování 1:50 000 (listy 35-11, 35-12, 35-13, 25-34 a 25-43). Byla získána řada zásadních nových výsledků, z nichž nejvýznamnějšími jsou nová litostratigrafická a biostratigrafická (planktonické a aglutinované foraminifery a nanoplankton) členění jednotky. Během systematického výzkumu byly také zpracovány výskyty vulkanických hornin a kontaktních rohovců v okolí Bánova.

Bělokarpatská jednotka se člení na dva dílčí vývoje. Vývoj hlucký se nachází v z. části jednotky a v jeho vrstevním sledu o rozsahu barrem-apt až eocén jsou vydělovány souvrství hlucké, púchovské slíny, souvrství antonínecké, kaumberské (gbelské), svodnické, nivnické, kuželovské a pestré vrstvy paleocénu až spodního eocénu (Stráník et al. 1989, v tisku). Vlarský vývoj ve v. části jednotky má vrstevní sled v rozsahu coniak/santon až paleocén a člení se na území Moravy na souvrství kaumberské (gbelské), javorinské a svodnické (Stráník-Krejčí-Menčík, 1989, Potfaj (v tisku)). Vulkanické horniny jsou zastoupeny trachybazalty a trachyandezity a vyskytují se v centrální části jednotky.

V roce 1993 bylo pro úkol ČGÚ Ochrana geolo-

gických lokalit vytipováno v bělokarpatské jednotce 13 lokalit, reprezentujících typové a v několika případech i jediné povrchové výchozy litostratigrafických jednotek. S výjimkou pestrých vrstev paleocénu a spodního eocénu se podařilo pro každé souvrství nebo člen nalézt alespoň jednu lokalitu, jejíž ochrana zaručí její zachování pro exkurzní účely a pozdější odběry vzorků. Pro některé z lokalit byly již ve spolupráci s OÚ Hodonín a Uherské Hradiště podniknuty konkrétní kroky k jejich vyhlášení přírodní památkou. Situace význačných lokalit a geologická skica bělokarpatské jednotky je na obr. 1.

Hluk (1). V zářezu silnice, vedoucí ze z. okraje obce pod vinohrady jsou odkryty světle šedé, jemně zrnité, deskovité vápence, béžové a okrové slíny a šedé vápnité střípkovité jílovce. Jedná se o typovou lokalitu hlucké souvrství (stáří barrem-apt). Výchoz je dnes pro hlucké souvrství jediný na území jednotky a je vhodný pro exkurzní účely.

Hluk, potok Okluky (2). V levém nárazové břehu potoka Okluky při z. okraji obce se nacházejí světle cihlově červené slíny až slínovce. Výchozy náležejí k púchovským slínům (kampán-maastricht). Jedná se v rámci magurského flyše o jejich jediný povrchový výchoz. Lokalita je referenční pro púchovské slíny hlucké oblasti a je vhodná pro exkurzní účely.

Blatnice (3). Asi 800 m vjv. od kostela Sv. Antonínek u Blatnice se nachází drobný jámový lůmek s výskytem vápnitých, hnědavě šedých, vrstevnatých jílovců okrových slínů, s hnědošedými jemně písčitými vápenci a s modrošedými vápenci (karbonátové turbidity). Tento lůmek je typovou lokalitou antonínského souvrství (kampán-maastricht). Lokalita je vhodná pro exkurzní účely.

Radějov, potok Mandát (4). V zářezech jedné z pramenných větví potoka Mandát asi 600 m ssz. od vrchu Zrubence vystupují směrem po proudu rudohnědé, kusovité rozpadavé, nevápnité jílovce. Vzácně uzavírají smouhy modrozelených nevápnitých jílovců a lávky jemnozrnných hnědošedých pískovců. Výchoz je referenční lokalita kaumberského (gbelského) souvrství (cenoman-svrchní senon).

Javořina (5). V jedné z pramenných větví Svinárského potoka na s. svazích Velké Javořiny se nachází v délce asi 100 m výchozy javorinského souvrství (kampán-maastricht). Jsou to drobně a podřadně středně rytmické turbidity s převahou pískovců nad jílovci v rytmech v poměru 4:1. Lokalita je pro javorinské souvrství typová, není však snadno dostupná pro početnější exkurze. Širší okolí, včetně lokality je přísně chráněno v rámci I. zóny CHKO Bílé Karpaty. Důvodem ochrany je pralesní porost.

Svatý Štěpán (6). V opuštěném lomu při z. okraji obce se nacházejí rozsáhlé výchozy svodnického souvrství (paleocén). Lom je jedinečnou ukázkou flyšové sedimentologie a současně je typovou lokalitou svodnického souvrství. Již v roce 1968 byla tato lokalita zařazena do exkurzního programu 23. Světového geologického kongresu v Praze.

Nový Dvůr (7). Asi 450 m vsv. od křižovatky silnic u motorestu Nový Dvůr se nachází rozsáhlý opuštěný lom s výchozy sedimentů pískovcové litofacie svodnického souvrství. V turbiditních rytmech zcela převládají modrošedé, drobové pískovce. Sedimenty zde mají stáří svrchního paleocénu. Lokalita je vhodná pro exkurzní účely. V současnosti je lom chráněn v I. zóně CHKO Bílé Karpaty pod názvem Lom Rasová. Důvodem ochrany je jezírko s výskyty obojživelníků.

Louka (8). Ve strmých svazích se při j. okraji obce nad říčkou Veličkou nacházejí nesouvisle v délce asi 500 m přirozené výchozy nivnického souvrství (sv. paleocén-sp. eocén). Všeobecně zde převládají vápnité jílovce s význačnou barevnou proměnlivostí nad pískovci. Do vrstevního sledu turbiditních rytmů se vkládají lavice sutoků, několik metrů mocné. Sutoky vznikly uložením z gravitačních toků a jsou tvořeny nevytříděným materiálem. Lokalita je pro nivnické souvrství referenční a je vhodná pro exkurzní účely.

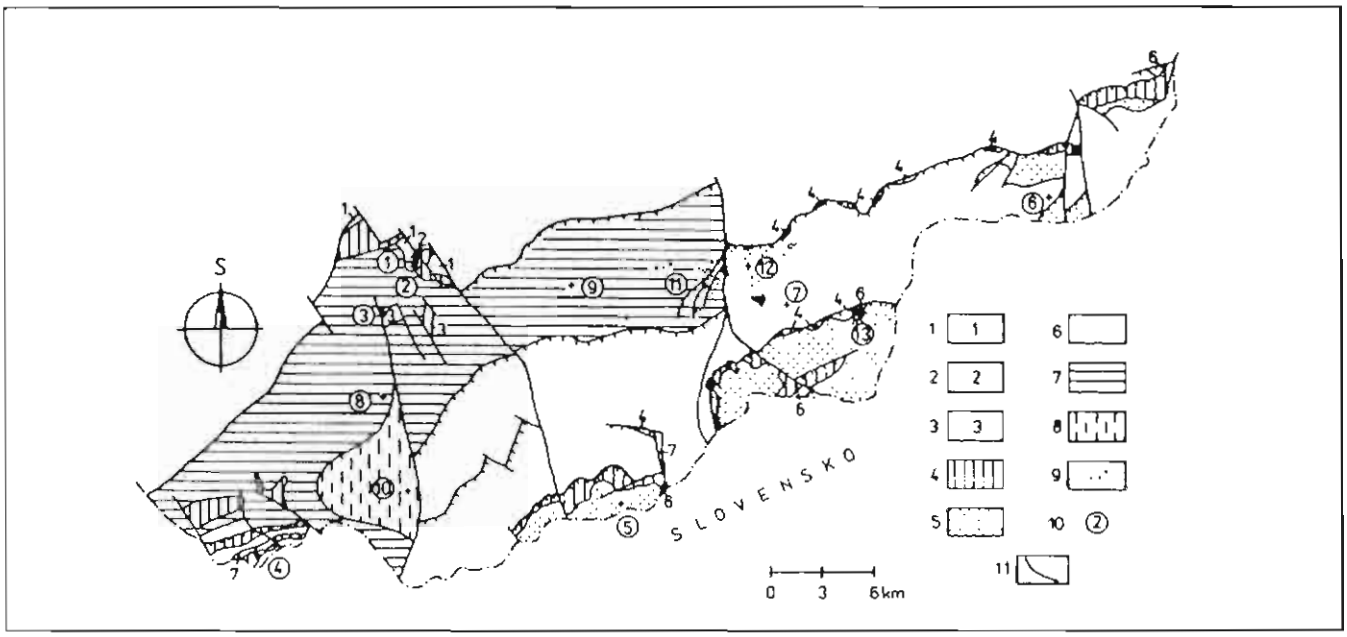
Nivnice (9). Při z. okraji obce se v opuštěném lomu (dnes střelnice) nachází typové výchozy nivnického souvrství (nejvyšší paleocén). V j. stěně vystupují drobně rytmické flyšové vrstvy s převahou prachovců a vápnitých jílovců. V z. stěně se vyskytují 3 pískovcové lavice, mocné do 160 cm. Lokalita je vhodná pro exkurzní účely.

Javorník (10). V rozsáhlém činném hliništi cihelny se nacházejí výchozy kuželovského souvrství (spodní eocén). Lokalita je pro toto souvrství typová. Souvrství charakterizuje výrazná převaha šedých, zelenavě a hnědavě šedých, proměnlivě vápnitých jílovců, místy druhotně červenohnědě zabarvených, které uzavírají vložky jemnozrnných pískovců. Protože v hliništi probíhá těžba, je lokalita prozatím pouze evidována a ochrana přichází v úvahu po dokončení těžby. Lokalita je vhodná pro exkurzní účely.

Bystřice p. Lopeníkem (11). V opuštěném lomu se při okraji lesa mezi Bystřicí a Bánovem nacházejí sedimenty nivnického souvrství, proniknuté ložními žilami trachyandezitů. Dále byla zjištěna i pravá žíla mladšího trachybazaltu a ve stěnách jsou profily s kontaktně metamorfovanými porcelanity. Lokalita je jedinečnou ukázkou mladého vulkanismu v oblasti flyšových Karpat. Byla detailně zpracována za využití geochemických a petrofyzikálních metod. Je vhodná pro exkurzní účely.

Skalky, lom Modrá voda (12). V opuštěném lomu s jezírkem se nacházejí vrstvy pískovcové litofacie svodnického souvrství, proniknuté vulkanickými horninami. Jedná se opět o jedinečnou ukázku podpovrchového vulkanismu v magurském flyši. Jsou zde zastoupeny trachyandezity, které tvoří ložní žílu v sedimentech. Trachyandezity a sedimenty jsou proniknuty mladším pněm trachybazaltických hornin. Lokalita není snadno dostupná. Nachází se na území CHKO Bílé Karpaty.

Starý Hrozenkov (13). Ve stěnách lomu s. od Starého Hrozenkova je odkryta ložní žíla olivinického trachybazaltu. Žíla pronikla do sedimentů pískovcové litofacie svodnického souvrství. Trachybazalt má typickou sloupcovitou odlučnost. Lokalita je vhodná pro exkurzní účely. Nachází se na území CHKO Bílé Karpaty.



Obr. 1. Geologická skica bělokarpatské jednotky a rozmístění význačných geologických lokalit.
Vysvětlivky: 1-hluncké souvrství, 2-puchovské slíny, 3-antoninecké souvrství, 4-kamiberské (gbelské) souvrství, 5-javorinské souvrství, 6-svodnické souvrství, 7-mivnické souvrství, 8-kněžpolské souvrství, 9-vulkanity, 10-význačné lokality, číslování v textu, 11-linie, oddělující vlárský a hlucký vývoj.

Literatura:

Potfaj M. (v tisku): Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. - Geol. Práce, Spr. Bratislava.

Stráník Z. et al. (1989): Ke stratigrafii a sedimentologii hlucké vývoje bělokarpatské jednotky. (35-11, Veselí nad Moravou, 35-12, Strání) - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987, 121 - 124 , Praha.

Stráník Z. et al. (v tisku): Nová litostratigrafie hlucké vývoje bělokarpatské jednotky.- Geol. Práce, Spr. Bratislava.

ZPRÁVA O VÝZKUMU SPODNOMIOCENNÍCH SEDIMENTŮ V JZ. ČÁSTI KARPATSKÉ PŘEDHLUBNĚ NA MORAVĚ

REPORT ON THE RESEARCH OF THE LOWER MIOCENE SEDIMENTS IN THE SW PART OF THE CARPATHIAN FOREDEEP

Slavomír Nehyba - Šárka Hladilová - Nela Zdražílková, Katedra geologie a paleontologie PřF MU Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Eggenburgian, Ottnangian, Carpathian Foredeep, sedimentology, Mollusca, palynology

V roce 1993 byly studovány sedimenty eggenburgského a ottnangského stáří z vrtů PMK-1 Miroslav a PMK-5A Trbušany v jz. části karpatské předhlubně (vrty řady PMK Vodních zdrojů Holešov; Žůrek 1985, Čtyroký, Čtyroká 1989).

Sedimentologické studium se opíralo převážně o původní popisy, studium odebraných vrtných jader, zrnitost, tvar, zaoblení a petrografické složení psefitické frakce, charakter asociace TM a charakter vrstevního sledu v rámci vrtu. Bylo doplněno paleontologickým studiem některých

skupin (měkkýši, palynologie)

Na krystalinickém podloží leží v obou vrtech hrubozrnné kaolinizované zvětraliny (u PMK-1 v hloubce 113 m a mají mocnost 15 m, u PMK-5A v hloubce 157,2 m). V jejich nadloží byly zjištěny horniny nerozlišeného eggenburg-ottnangu, které mají ve vrtu PMK-1 mocnost 108 m, ve vrtu PMK-5A 154 m. V těchto horninách bylo možno vyčlenit celkem 4 sekvence.

Sekvence I. je reprezentována převážně psamitickými sedimenty, případně pestrými vrstvami. Ve vrtu PMK-1 dosahuje mocnosti 27,7 m, ve vrtu PMK-5A 35,7 m. Má celkově FU charakter (nahoru se zjemňující)

Tab.1. Makrofauna nalezená ve vrtech PMK-1 a PMK-5A

Vrt	PMK-1 Miroslav						PMK-5A Trboušany					
	sekvence						sekvence					
	III						IV	III				II
Druh metráž	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
BIVALVIA *Cerastoderma* sp.								x				
Circomphalus sp.								x				
Congeria sp.			x						x	x	x	
Paphia sp.									x	x		
Ostrea sp.									x		x	
?*Pelecyora* sp.											x	
Bivalvia indet					x		x				x	x
GASTROPODA *Hydrobia* sp.						x			x			
Nematurella sp.			x	x	x	x			x			
Melanopsis impressa impressa KRAUSS								x	x	x		
Clithon (Vittoclithon) pictus (FÉRUSSAC)								x	x	x		
Pirenella moravica (HORN)												x
OSTATNÍ Ostracoda indet	x	x		x	x	x						
Šupiny ryb				x								

Metráž:

1 - 71.00	2 - 72.20	7 - 47.10	8 - 67.00
3 - 73.65	4 - 73.80	9 - 67.30	10 - 68.40
5 - 75.10	6 - 78.40	11 - 85.40	12 - 121.40

a představuje terestrické facie. Byla interpretována jako postupný přechod od sedimentace charakteru aluviálních splachů a výnosových kuželů do typických fluviálních sedimentů aktivního koryta (především PMK-1).

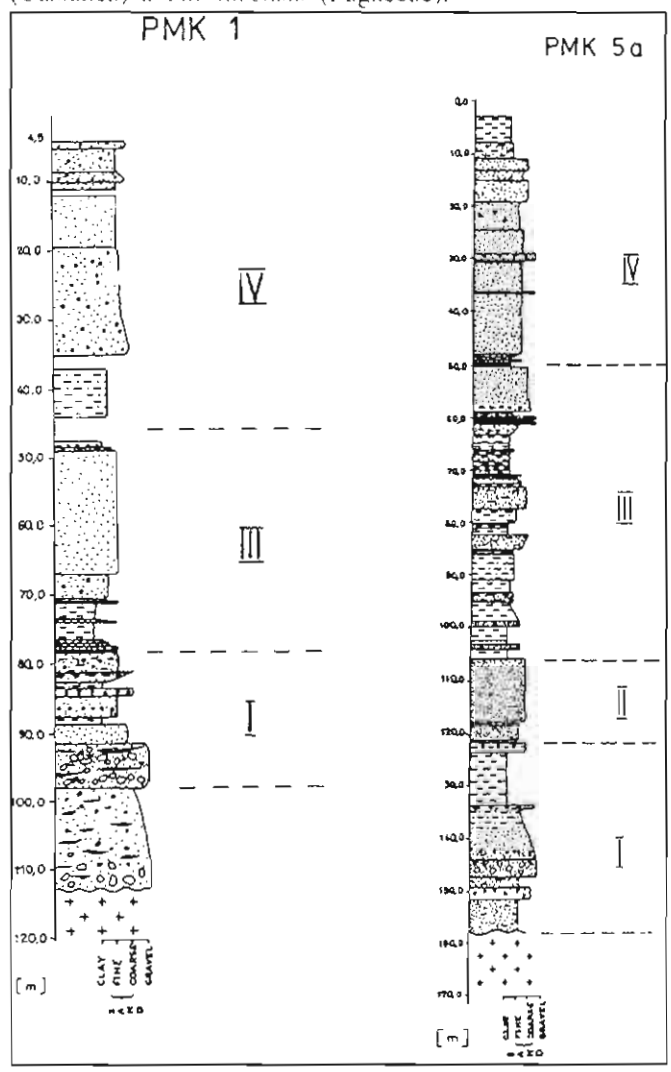
Sekvence II: Byla zastižena pouze vrtem PMK-5A a dosahuje mocnosti 15.8 m. Převažují v ní psamity a pelity interpretované jako postupný přechod od předbřeží k břežnímu pásmu (offshore - foreshore), jde tedy o sedimenty progradujícího pobřeží (neterestrické). Tato sekvence má CU charakter (nahoru hrubnoucí). V metráži 121,4 m byla zjištěna poměrně bohatá fauna měkkýšů, v níž převažuje druh *Pirenella moravica*. Dále byl zjištěn větší počet oválených neurčitelných úlomků schránek bivalvií. Tyto nálezy podporují sedimentologické závěry jednalo se již o mořské prostředí, jehož salinita byla zřejmě relativně vysoká, nedosahovala však pravděpodobně normálních hodnot.

Sekvence III: Byla zastižena oběma vrty, v PMK-1 má mocnost 30 m, v PMK-5A 55,5 m. Skládá se z řady mikrosekvencí CU charakteru zhruba metrového řádu, směrem do nadloží přibývá psamitu a jednotlivé mikrosekvence nabývají na mocnosti. Časté jsou bioturbace, polohy lignitu a organické hmoty. Celkově má tato sekvence CU charakter a lze ji interpretovat buď jako rytmické střídání depozice v prostředí bariérových ostrovů a s nim spojené plážové plošiny a chráněné laguny, nebo jako prostředí předbřeží - prodelta - deltový svah - čelo delty - akumulační rovina. Vzhledem k porušení primárních textur nelze tento problém vyřešit jednoznačně. V některých metrážích této sekvence byla v obou vrtech zjištěna poměrně špatně zachovaná makrofauna, převážně měkkýšů (Tab. 1). Jejím rozborem bylo zjištěno, že ve vrtu PMK-5A vznikala spodní část této sekvence (85,4 m) v prostředí s vyšší, i když ne zcela normální salinitou a vyšší dynamikou (congerie, ústřice, pelecypody) než část svrchní (67,0 - 68,40 m: melanopsidi, congerie, clithoni). Fauna měkkýšů sekvence III ve vrtu PMK-1 (73,65 m - 78,4 m: congerie, nematurelly, hydrobie) je svým druhovým složením i stavem zachování blízká fauně svrchních partií této sekvence z vrtu PMK-5A. V metrážích 71,0 m, 72,2 m, 73, 8 m, 75,1 m a 78,40 m tohoto vrtu byly zjištěny horizonty se stlačenými a neurčitelnými ostrakody, v metráži 73,8 m šupiny ryb.

Sekvence IV: Byla zastižena oběma vrty, její mocnost je ve vrtu PMK-1 asi 40 m a ve vrtu PMK-5A 39,4 m. V této sekvenci se vyskytují psamity interpretované jako postupný přechod z lagunárních sedimentů do sedimentů břežního pásma (shoreface), jde tedy o transgresivní sedimenty. V této sekvenci byl ve vrtu PMK-5A (47,1 m) nalezen neurčitelný zbytek schránky mlže.

U vzorků ze sekvencí III a IV z obou vrtů byla provedena palynologická studia (vzorky z ostatních sekvencí nebyly pro tato studia vhodné z hlediska možnosti zachování palynomorf). Všechna studovaná palynospektra z obou vrtů obsahují různé rody brakického až sladkovodního planktonu (*Botryococcus, Ovoidites, Sigmopolis*), jejichž vzájemný poměr však v jednotlivých vzorcích silně kolísá. Tyto změny mohou být odrazem oscilace salinity v okrajové oblasti sedimentačního bazénu. V sekvenci III byla ojediněle zjištěna *Dinoflagellata* s víceméně rozvětvenými výběžky na cystách. Podle literárních údajů jsou tyto formy typické pro prostředí dobře komunikující s otevřeným mořem. Jejich sporadický výskyt společně s brakickými formami rostlinného mikroplanktonu lze dávat do souvislosti s účinkem bouří.

Ve všech palynospektrech byly hojně zastoupeny teplomilné prvky (*Sapotaceae, Palmae, Engelhardtia*), ve vrtu PMK-5A byly hojně zjištěny spory rodu *Lygodium*. Prvky arktoterciérní (jako např. *Tsuga*) chybí zcela, ojediněle jsou přítomny *Betula, Fagus, Juglans, Sciadopitys*. Z trikolpátních a trikolporátních pylových zrn jsou nejvíce zastoupeny *T. microhenrici* (Fagaceae), *T. cingulum* (Castanea) a *T.liblarensis* (Fagaceae).



V sekvenci III byl v obou vrtech zjištěn vyšší podíl pylových zrn čeledi *Chenopodiaceae*, jejíž mnohé prvky jsou halofyta. Ve vrtu PMK-1 v hloubce 73,65 m tvořili zástupci této čeledi dokonce 37% pylového spektra a rovněž v hloubce 78.4 m přes 15%. Taková společenstva se mohou vyskytovat na zasolených substrátech v blízkosti mořského pobřeží. Dalšími hojnými prvky ve spektrech jsou čeledi *Oleaceae*, *Gramineae*, rod *Engelhardtia*. Pylová zrna jehličnanů s létacími váčky nejsou příliš hojná.

Palynofacie sekvence IV ve vrtu PMK-5A mají spíše charakter vlhčího až bažinného prostředí (větší podíl *Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Lygodium)*. V hloubce 99,7 m ve vrtu PMK-5A byla zjištěna výjimečná palynofacie tvořená relativně monotónním spektrem s dominantními (přes 40-50%) triporátními formami myrikoidního charakteru spolu s *Taxodiaceae*, *Lygodium a Osmunda*. Triporátní pylová zrna byla často nalézána v polinitech, což dokazuje nízkou dynamiku prostředí bez vlivu vlnění a proudů. Pravděpodobně jde o facie okraje močálu. Nevelkou vzdálenost sedimentačního prostoru od pobřeží dokumentuje i množství dalších organických zbytků (kutikuly, cévní svazky) zjištěných v palynospektrech obou sekvencí.

Studium prokázalo velkou faciální pestrost sedimentů eggenburgu a ottnangu v jz. části karpatské předhlubně na Moravě. Změny depozičního prostředí jsou vázány především na opakované změny úrovně hladiny v pánvi, což je dobrým předpokladem pro sekvenční analýzu těchto sedimentů.

Literatura:

Čtyroký P., Čtyroká J. (1989): Biostratigrafické zhodnocení vrtů PMK v karpatské předhlubně na Moravě.- Zpr. geol. Výzk. v roce 1986, 35-37, Praha.

GEOLOGICKÉ VÝZKUMY V RAČANSKÉ JEDNOTCE SEVERNĚ OD OTROKOVIC

GEOLOGICAL SURVEY IN THE RAČA UNIT NORTH FROM OTROKOVICE

(25 - 31 Kroměříž)

Milan Svatuška - Miroslav Bubík, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: Carpathian flysh, lithology, micropaleontology

V rámci geologického mapování 1 : 50 000 byla na listu Kroměříž studována litologie a biostratigrafie sedimentů račanské jednotky (mapováno bylo do podkladu 1 : 25 000, 25-314). V zájmovém území prováděli geologické mapování začátkem 50. let Pesl a Menčík v měřítku 1 : 25 000 pro generální geologickou mapu ČSSR. Vymezovali zde svrchní soláňské vrstvy (=lukovské), belovežské a zlínské vrstvy. V rámci nového geologického mapování byla zvýšená pozornost věnována okolí osady Skály s. Otrokovic, kde byly otevřeny stavební jámy (výkopy pro palivové nádrže) na staveništi čerpací stanice. Račanská jednotka je v širším okolí špatně odkryta a stavební jámy poskytly jedinečnou příležitost studovat flyšové sedimenty přímo na výchozech.

Staveniště čerpací stanice (dokumentační bod 501) se nalézá mezi osadou Skály a koupalištěm Baňňák . V rozsáhlejším výkopu o rozměrech cca 20 x 20 m a hloubce přes 4 m byly pod 1 - 3 m mocnou vrstvou eluvia a hlín zjištěny flyšové vrstvy s převahou pelitů nad pískovci v poměru cca 6 : 1. Vrstvy byly strmě uloženy (170/60 - 85°) a překoceny. V severní části výkopu byl pozorován ohyb vrstev (osa 260/3°) porušený 2 až 3 m mocným dislokačním pásmem. V celém profilu převládaly jílovce světle šedé nad šedozelenými až olivově šedohnědými. V dislokačním pásmu byly zjištěny i ojedinělé čočky rudohnědých jílovců mocné několik cm. Tyto čočky nepůsobily dojmem tektonických útržků, ale spíše se jednalo o lokální změnu barvy jílovcové polohy. Všechny typy jílovců jsou nevápnité, proměnlivě prachovité, laminované, lupenitě až střípkovitě rozpadavé. Světle šedé jemnozrnné až střednozrnné, křemité či arkózové nelaminované pískovce tvoří zpravidla lavice do 15 cm. Ojediněle se vyskytla 80 cm poloha hrubozrnného pískovce až slepence s gradací.

3 mikropaleontologické vzorky odebrané ze všech odlišných typů jílovců (vz 501 A, B, C) poskytly společen-

stvo aglutinovaných foraminifer s druhy *Hormosina gigantea* Geroch a *H. velascoensis* (Cush.), které lze zařadit do zóny *Hormosina gigantea*, sensu Geroch - Nowak (1984). Tato zóna odpovídá stratigrafickému intervalu svrchní campan - maastricht. Fauna rudohnědého jílovce je stejná jako v ostatních litotypech jílovců.

Druhý, poněkud menší a mělčí výkop asi 50 m od prvního výkopu zastihl převážně pískovcové polohy, respektive pískovcové eluvium. V severním cípu jámy byly zjištěny vrstvy s převahou jílovců. Zelenošedý nevápnitý jílovec až jíl (vzorek 501 D) odebraný z této části poskytl velmi chudou neprůkaznou faunu s *Hormosina ovulum* Grzyb. (křída - paleocén). Litologie i fosilní obsah dovoluje tyto horniny zařadit k ráztockým vrstvám soláňského souvrství.

V širším okolí byly vzorky odebrány z eluvií V Horní Kamenici (dokumentační bod 518, 100 m zjz. od kóty 228) připomínají úlomky hornin litologicky ráztocké vrstvy ze staveniště čerpací stanice. Byly zde zjištěny úlomky jemnozrnných i hrubozrnných pískovců až slepenců a střípky šedých, žlutošedě zvětralých, šedozelených, vzácně i rudohnědých jílovců. Zelenošedé nevápnité jílovce (vzorek 518 B) obsahovaly společenstvo aglutinovaných foraminifer s *Rzehakina epigona* (Rzeh.), *R. inclusa* (Grzyb.), *Hormosina excelsa* (Dyl.), aj. Zjištěné rzehakiny určují stratigrafický interval campan - spodní paleocén, což nevylučuje příslušnost k ráztockým vrstvám. Fosilní obsah rudohnědých jílovců (viz níže) svědčí spíše pro belovežské souvrství. Ráztocké vrstvy jsou zde tedy pravděpodobně tektonicky sbližené s horninami belovežského souvrství.

Belovežské souvrství se projevuje na povrchu souvislými pruhy rudohnědých eluvií. Místy jsou orbou vyvlečeny i zvětralé rudohnědé nevápnité jílovce. V takových jílovcích od Dolního Chrástu (dok. bod 515, 150 m z. od kóty 210 na ohybu místní komunikace) bylo zjištěno společenstvo aglutinovaných foraminifer s *Rzehakina epigona* (Rzeh.), *Glomospirella grzybowskii* (Jurk.), *Glomospira cf. diffundens* (C. - R.), *Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.), *Recurvoidella cf. lamella* (Grzyb.) atd. Tyto druhy dokládají paleocénní stáří. K paleocénu patří pravděpodobně i společenstvo rudohnědých jílovců od Horní Kamenice (dok. bod 518 A) s *Glomospirella grzybowskii* (Jurk.), *Rzehakina epigona* (Rzeh.) a s hojnou *Hormosina excelsa* (Dyl.). Pro paleocén v tomto vzorku svědčí zatím nepojmenovaní zástupci rodu *Recurvoides* a *Haplophragmoides (? nové druhy)*, jejichž první výskyt je znám v paleocénu bělokarpatské jednotky.

Poněkud překvapivý výsledek vydal rozbor foraminiferového společenstva z rudohnědých jílovců tvořících pruh belovežského souvrství z.-v. směru mezi železniční tratí a silnicí v Otrokovicích, zhruba 450 m j. od staveniště čerpací stanice (dok. bod 519). Druhy *Reticulophragmium amplectens* (= *Cyclammina amplectens* Grzyb.) a *Ammodiscus latus* (Grzyb.) dokládají zónu *Ammodiscus latus*, sensu Geroch - Nowak (1984), která by měla odpovídat bartonu, tedy nižší části svrchního eocénu. Středněeocénní zona *Cyclammina amplectens* zatím nebyla v mapované oblasti zjištěna.

Nadložní vsetínské vrstvy zlínského souvrství byly studovány např. v Otrokovicích ("Travná cesta", dok. bod 516). V eluviu odkrytém v břehu cesty byly pozorovány hnědavě zelenošedé vápnité jílovce a jemnozrnné glaukonitické pískovce kostkovitě a destičkovitě rozpadavé. V jílovcích bylo zjištěno bohaté společenstvo vápnitého nanoplanktonu s *Coccolithus formosus* (Kampt.) Wise, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Mart., *Istmolithus recurvus* Defl., *Cribrocentrum reticulatum* (Gart. et Smith) Perch-Nielsen, *Neococcolithes dubius* (Defl.) Black, *Discoaster saipanensis* Braml. et Riedel aj. Toto společenstvo dokládá podle B. Hamršmida (ústní sdělení) nižší část zóny NP19, sensu Martini (1971), tedy vyšší svrchní eocén. Téměř identické společenstvo bylo zjištěno dále v šedohnědých slínovcích vsetínských vrstev z výchozu v odřezu cesty 600 m z. od zemědělského provozu v Mladcové (dok. bod 521).

Závěrem lze shrnout několik zásadních faktů:

1) na listu 25-314 jsou vedle lukovských vrstev nově zjištěny ráztocké vrstvy soláňského souvrství. Podporuje to i zjištěná foraminiferová fauna svrchního senonu.

2) belovežské souvrství má zde rozsah paleocén až nižší část svrchního eocénu.

3) rudohnědé jílovce se vyskytují jak v belovežském souvrství, tak i ojediněle v ráztockých vrstvách, kde však tvoří pouze lokálně omezené tenké vložky.

Literatura:

Geroch S. - Nowak W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian - Eocene, based upon the arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland.- Bull. Cent. Rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine, Mem., 6, 225 - 239.

Martini E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation. - Proc. II. Plankt. Conf. Roma, 1970, 2, 739 - 785. Roma

BIOSTRATIGRAFICKÉ VÝZKUMY NA LOKALITĚ KUROVICE V R. 1993 (VNĚJŠÍ KARPATY, TITHON - SPODNÍ VALANGIN)

BIOSTRATIGRAPHICAL INVESTIGATION AT THE KUROVICE QUARRY IN 1993 (OUTER CARPATHIANS, TITHONIAN - LOWER VALANGINIAN)

Zdeněk Vašíček, VŠB, tř. 17. listopadu 869, 708 33 Ostrava
Daniela Reháková, Mlýnská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovensko

key words: Magura group of nappes, calciturbidite limestones and marlstones, aptychi, calpionellids, Tithonian, Berriasian, Lower Valanginian.

Kurovický lom na kopci Křemenná (poblíž obcí Kurovice a Tlumačov), který představuje rozsáhlý blok mezozoických uloženin v čelní části magurského flyše (geologicko-topografické údaje a přehled dosavadních výzkumů v poslední době uvádí Vašíček, 1992 a, resp. 1992 b), je lokalitou, ve které jsou odkryté kurovické vápence (které jsou předmětem dlouhodobé těžby) a tlumačovské slínovce. Oba vrstevní členy jsou neobyčejně bohaté na aptychy, které jsou koncentrovány na bazální části vápenitých turbiditů. Jiné makrofaunistické nálezy než aptychy jsou výjimečné. Představují je především belemnity, vyskytující se omezeně pouze ve dvou faunistických horizontech. Vzhledem k tomu, že makrofauna ekvivalentní amonitům nebo jiné stratigraficky významné makrofaunistické skupiny na lokalitě chybí, zaměřili jsme se v roce 1993 na odběry vzorků pro výbrusy ke studiu kalpionel a mikroproblematik, které měly zásadně zpřesnit stratigrafické zařazení studovaných uloženin. Zatím bylo odebráno a vyhodnoceno 70 výbrusů, které podstatně doplňují předběžné stratigrafické výsledky, získané dřívějším studiem aptychů.

Nejstarší část vrstevního sledu (s vrstvami v normální poloze, které jsou v současnosti po okrajích lomu značně zasutěné a zarostlé), je odkrytá v severozápadní stěně hlavní etáže. Kurovické vápence zde ve výbrusech mimo jiné obsahují *Parastomiosphaera malmica* (Borza), prokazující spodní tithon. Aptychové společenství je druhově chudé: dominuje *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (Oppel), *Punctaptychus punctatus punctatus* (Voltz), ojediněle se vyskytuje *P. p. divergens* Trauth. V jámové části lomu byla ve výbrusech zachycena *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga) a *C. massutiniana* (Colom) aj., dokládající svrchní tithon. Aptychové společenství zůstává obdobné jako v prvém případě, chybí však *P. p. divergens*. Po přesmykové dislokaci, zastírající hranici jura/křída, pokračují kurovické vápence spodním berriasem, jak naznačuje bohatý výskyt druhu *Calpionella alpina* Lorenz. V aptychovém společenství nadále dominují zástupci z okruhu *P. p. punctatus* (vedle typické subspecie je hojný *P. p. rectecostatus* Cuzzi, ojediněle *P. p. fractocostatus* Trauth). Novým nehojným prvkem je *P. aff. cinctus* Trauth. Ve společenství lamel-laptychů vedle persistentního *L. beyrichi beyrichi* novými prvky jsou *L. oplanatus* (Peters), *L. rectecostatus* (Peters) a *L. submortilleti* Trauth.

Styk kurovických vápenců (stále ještě s *C. alpina*) s tlumačovskými slínovci (v nejvýchodnější části lomu na nejvyšší etáži) je tektonický a zahlíněný. Na bázi nejníže odkryté části tlumačovských slínovců se ještě vyskytují desky vápenců, naznačující, že přechod z vápenců do slínovců je pozvolný. V jedné z vápencových poloh byla ve výbruse zachycena *Remaniella cadischiana* Colom, naznačující zastoupení podzóny "Remaniella" (spodní berrias). Nejnižší aptychový horizont v tlumačovských slínovcích (necelých 5 m v nadloží polohy s *Remaniella*) je jako předcházející část vrstevního sledu nadále bohatý na punktaptychy. Vedle *P. p. punctatus a P. p. rectecostatus* se vyskytuje nepochybný *P. cinctus* Trauth a hojné lamellaptychy: *L. cinctus* Turculet, *L. elegans* Renz, *L. studeri* (Ooster), *L. herthae* (Winkler) aj. V těsném nadloží uvedeného aptychového horizontu se ve výbruse poprvé vyskytuje *Calpionella elliptica* Cadisch. Od tohoto okamžiku v aptychovém společenství chybějí zástupci rodu *Punctaptychus* a též prvně uvedené dva druhy lamellaptychů. Necelých 10 m v nadloží prvého výskytu *C. elliptica* se objevuje ?*Calpionellopsis simplex* (Colom). V jemu odpovídajících aptychových horizontech jako nový bohatý prvek nasazuje *L. mortilleti mortilleti* (Pictet & Loriol) a další jeho subspecie. Lze předpokládat, že tato část tlumačovských slínovců náleží svrchnímu berriasu.

V pokračující části už nesouvislého vrstevního sledu v tlumačovských slínovcích kalpionely už nebyly zjištěny; bohaté výskyty aptychů však pokračují dále. V úseku poblíže paleogenních slepenců se vedle stále hojných představitelů z okruhu *L. mortilleti* vyskytují aptychy v podložních uloženinách neznámé, jako *L. lorioli* Renz, *L. bermudensis* Renz, *L. retroflexus* Trauth, *L. helveticus* Renz & Habicht, *L. trauthi* Renz & Habicht, *L. stellariformis* Renz aj. I když se v nejvýše odkryté části tlumačovských slínovců kalpionely nevyskytují (nejpravděpodobněji vzhledem k slinité facii), lze předpokládat, že tato část uložením náleží spodnímu valanginu (zóně s *Calpionellites darderi*). Po zahuštění některých partií pro upřesnění kalpionelové stratigrafie a po doplňkových makrofaunistických sběrech předpokládáme, že v nejbližší době bude možno přikročit k definitivnímu stratigrafickému vyhodnocení této faunisticky mimořádně významné karpatské lokality.

Literatura:

Vašíček Z. (1992 a): Biostratigrafie lokality Kurovice. - MS, ČGÚ Praha, VŠB Ostrava.

Vašíček Z. (1992 b): Aptychi from Kurovice Klippe and their stratigraphic value. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Brun., Geology, 22, 65-66, Brno.

PALEOZOIKUM ČESKÉHO MASÍVU

THE PALEOZOIC OF THE BOHEMIAN MASSIF

Geol.výzk.Mor Slez. v r. 1993, Brno 1994

STYK GEOLOGICKÝCH STRUKTUR JESENICKÉHO A DRAHANSKÉHO REGIONU MEZI MOHELNICÍ, UNIČOVEM A LITOVLÍ

CONTACT OF GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE JESENÍKY AND DRAHANY REGIONS NEAR MOHELNICE, UNIČOV AND LITOVEL

(14-43 Mohelnice, 14 - 44 Šternberk)

Jaroslav Dvořák, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: Devonian, Lower Carboniferous, stratigraphy, facies development, transversal tectonics

Západní okolí Uničova je překryto pliocenními sedimenty, zaváto sprašemi a paleozoické horniny jsou až do hloubky 100 m silně zvětralé. Sestavení geologické mapy v tomto území bylo velmi obtížné. Bylo využito všech starších vrtů. Starší literatura je hodnocena v mé přehledné práci (Dvořák 1993).

Stratigraficko-faciální vývoj

Epizonálně metamorfované horniny prekambrického stáří (hlavně fylity s metabazity, místy ruly, event metagranity a mylonity) vystupují hlavně na severu území. Na ně nasedá bazální devonské klastické souvrství (křemenné slepence a hrubozrnné, místy arkózové nevápnité pískovce, z části růžově zbarvené), jehož mocnost patrně nepřesahuje 100 m. Uložilo se patrně v terestrických podmínkách. V jeho nadloží vystupují černošedé jemné fylitické břidlice stínavsko-chabičovského souvrství, pravděpodobně stáří ems - svrchní devon. Obsahují čočkovité polohy bazických efuzív, na něž jsou vázány železné rudy typu Lahn-Dill a místy též čočky světlešedých vápenců (u Benkova obsahují konodontovou faunu svrchního frasnu a báze famenu).

Na stínavsko-chabičovské souvrství nasedá ostře moravskoberounské souvrství silně vápnitých hrubozrnných, místy arkózových pískovců s lokální příměsí drobných valounků křemene a mnohem častějšími polohami vápencových brekcií. Lemují původně z moře vyčnívající pevninu, z níž z části ustoupilo. Při pobřeží se těsně před jejich depozicí ukládaly šedé mikritové vápence (dnes zachované v brekciích). Křemen byl snášen ze silně zvětralých hornin prekambrického stáří, event. z bazálního devonského klastického souvrství. Moravskoberounské souvrství, pravděpodobně svrchnodevonského stáří, po úklonu velmi rychle vykliňuje. Svědčí o tom elevace vulkanitů u Králové a Benkova, kde na bazické vulkanity (několik set m mocné) nasedá přímo variský flyšový vývoj andělskohorského souvrství (střídání tmavě zbarvených břidlic, prachovců a různě zrnitých drob, vzácně též s vložkou štěrčíkových slepenců).

Na jihu území (v okolí Mladče) vystupují několik set m mocné, velmi čisté, většinou laminované vápence vilémovické, stáří givetu a frasnu. Tohoto stáří jsou též obdobně vyvinuté vápence od Vitošova v sz. cípu zkoumaného území. V jejich nadloží (ale jen v depresích) se během svrchního frasnu, famenu a tournai uložily černé křemité břidlice se silicity (souvrství ponikevské). Někdy kolem rozhraní tournai/visé zaplavilo moře též elevace, tvořené vilémovickými vápenci. Po transgresi se uložily jen několik m mocné slabě silicifikované břidlice ostrovské, které do nadloží rychle přecházejí do flyšového vývoje.

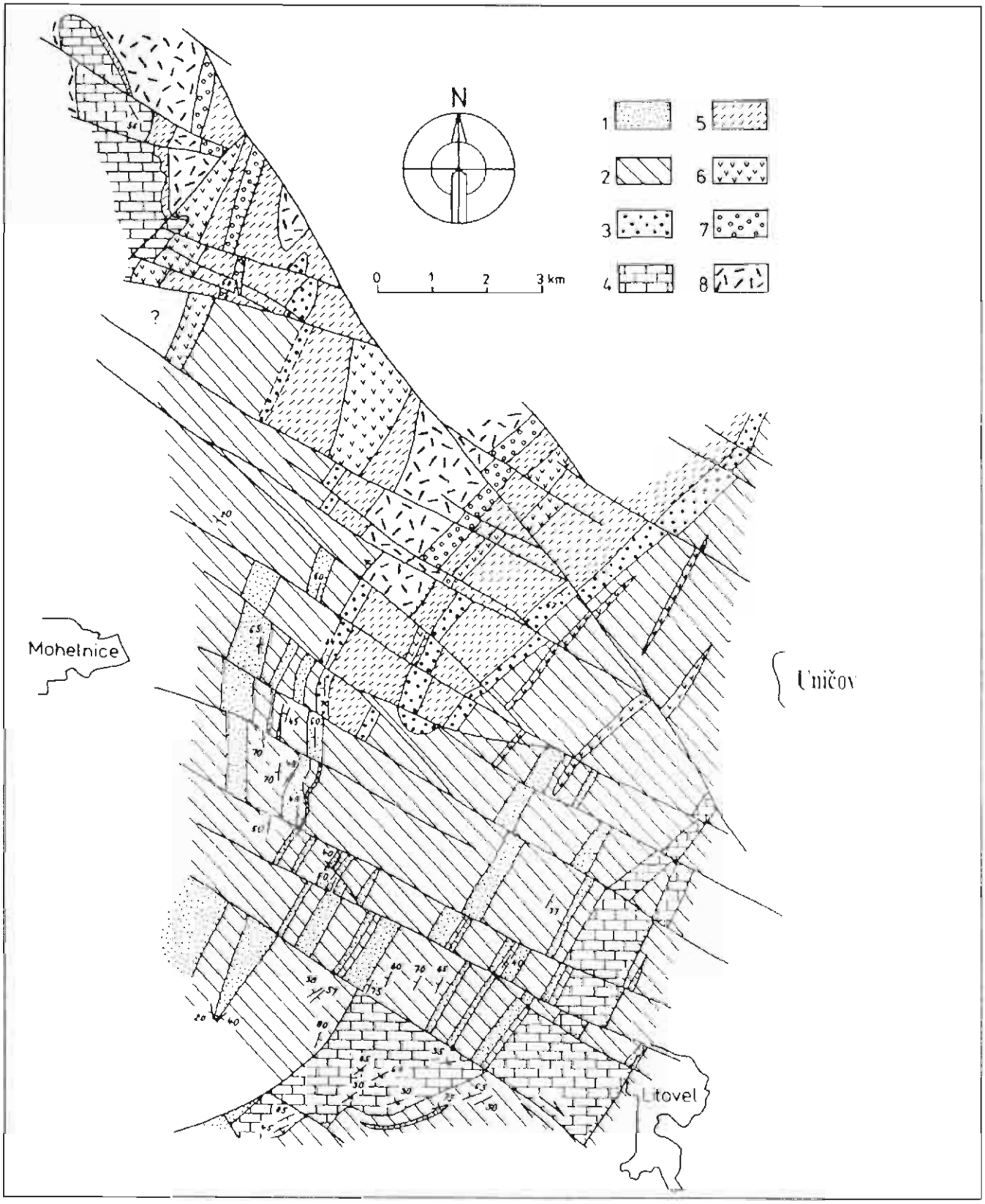
Tektonická stavba

Území je silně porušeno hojnými dislokacemi směru SZ-JV. Mezi Mohelnicí a Litovlí probíhá jedna z hlavních dislokací labského lineamentu, která odděluje převážně břidličný vývoj devonu s bazickými vulkanity na SSV od převážně karbonátového vývoje bez vulkanismu na JJZ (srovnej přiloženou mapu). Popisovaná porucha, která vykazuje horizontální složku pohybu, je ostrým rozhraním mezi výše metamorfovaným paleozoikem na severu (Jeseníky) a níže metamorfovaným paleozoikem na jihu (Drahanská vrchovina). Metamorfované prekambrium na severu se osně noří k JJZ pod sedimenty předflyšového vývoje devonu a tento pod flyšový vývoj. K tomuto trendu přispívá též postupný pokles jižních drobných ker proti krám severnějším.

Strmé úklony vrstev, zjišťované hlavně ve vrtech v severnější oblasti dokládají existenci rozsáhlých (přes 600 m vysokých) stojatých vrás bez vergence. Lokálně (na SZ) můžeme předpokládat východní vergenci struktur, jinde (jižněji) západní. Východně od Mohelnice existuje úzké hluboké synklinorium, vyplněné flyšovým vývojem, táhnoucí se sem od Dubicka na severu.

Jižně od hlavní dislokace mezi Mohelnicí a Litovlí převládá východní vergence vrás, často překocených. Vilémovické vápence bývají místy strmě nasunovány na flyšový vývoj.

Mezi Mohelnicí a severním okolím Litovle se táhne nejhlubší zakleslé pásmo relativně nejméně postižené pozdější denudací.



Obr.1 Odkrytá geologická mapa území mezi Mohelnicí, Uničovem a Litovlí. 1 - dvůly, 2 - střídání břidlic prachovců a jemnozrnných drob; 1 a 2 - variský flyšový vývoj bez rozlišení, 3 - pískovcové a vápencové brekcie souvrství moravskoslezského, 4 - vilémovické vápence - souvrství macošského, 5 - jílovité břidlice souvrství staroměstského chabičovského, 6 - bazické vulkanity devonského stáří se železitými rudami, 7 - křemenné slepence a pískovce facie "Old Red" bazálního devonského klastického souvrství, 8 - horniny vyskalnického stáří bez rozlišení.

Literatura:

Dvořák J. (1993): Moravské paleozoikum. - In: Geologie Moravy a Slezska. - Sborník příspěvků k 90. výročí narození Prof. Dr. V. Zapletala, 41-58, Brno.

ORIENTAČNÍ SROVNÁNÍ MEZO- A MIKROSTRUKTUR PALEOZOIKA JIŽNÍ ČÁSTI VRBENSKÉ SKUPINY A KRYSTALICKÉHO BASEMENTU OSKAVSKÉ KRY

PRELIMINARY COMPARISON OF MESO- AND MICROSTRUCTURES IN THE SOUTHERN PART OF THE VRBNO GROUP AND THE CRYSTALLINE BASEMENT OF THE OSKAVA BLOCK, THE JESENÍKY MTS.

(14-41 Šumperk)

Pavel Hanžl - Petr Orel - Petr Mixa[1], ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno, [1]ČGÚ Jeseník

key words: folds, lineation, foliation, devonian, crystalline basement

Na výchoze ležícím na jihozápadním svahu Vinné hory (10 km V od Šumperka, lokalita doporučena M. Opletalem) byly studovány zvrásněné polohy kvarcitických hornin v muskovitico biotitických břidlicích s magnetitem a chloritoidem. Strukturní prvky těchto hornin jižní části vrbenské skupiny byly srovnány s předdevonským krystalinickým basementem (metagranity, blastomylonity, fylonity ap.) v západní části oskavské kry (lokalita Dobřečovský potok, 4 km JV od Vinné hory). Stručné shrnutí základních charakteristik vrás podávají přiložené tabulky. Vztah vrás F1 a F2 na lokalitě Vinná hora byl řešen mikrostrukturně. Sukcese vrás je stanovena pro jednotlivé lokality. F1 vrásy Vinné hory odpovídají pravděpodobně F2 vrásám oskavské kry

Přehled vrás na lokalitě Vinná hora (vrbenská skupina)

orientace osy	velikost	typ a tvar vrásy	úklon osní roviny	sukcese
mírný úklon k SSZ-S	x dm - m	otevřený až sevřený, eliptické až krokvicovitý	subhorizontální až mírný k S	F1
střední úklon k ZZS	x dm	izolované půlvlny krokvicovitého tvaru	střední až strmý k SZ	F2
mírný úklon k SSV	x cm	krenulační , krokvicovitý	subhorizontální	F3

Mikrostrukturní charakteristika F1 vrás na Vinné hoře

V řezech paralelně s osou je vrásněná foliace určena úzkými pásky tvořenými biotitem muskovitem a modrozeleným chloritoidem. V ramenech jsou křemenná zrna zřetelně protažená pod úhlem 70° k foliaci. V zámkové oblasti převládají nepravidelně izometrická zrna. Jsou intenzivně mylonitizovaná a jemně rekrystalizovaná na okrajích. Jsou zde dobře vyvinuty S-C stavby, kdy S plocha je definována postavením křemenných zrn a C plocha uspořádáním fylosilikátů. Tyto stavby ukazují na pohyby paralelní s osou vrásy s pohybem nadloží k severu, který potvrzuje i přednostní orientace c - os křemene. V řezech kolmých k ose mají křemenná zrna zřetelně laločnatý izometrický tvar s vyvinutými subzrny orientovanými šikmo k foliaci a jemně rekrystalizovanou mozaikou na okrajích. V zámkové oblasti jsou zrna zřetelně protažená a orientovaná kolmo k foliaci. Existuje v nich nápadné undulózní zhášení subparalelně se stopou osní roviny. Rozvinutím vrásy byl získán vějíř. Uvedené znaky naznačují vrásnění již deformované horniny, kdy vnitřní struktury byly přepracovány při převažující pasivní rotaci v režimu severojižních pohybů, které v oblasti popsal Rajlich (1990).

Mikrostrukturní charakteristika F2 vrás na Vinné hoře

V řezech paralelních s osou vrásy je foliace definována muskovitovými pásky, křemenná zrna jsou slabě protažená na okrajích laločnatá a jsou uspořádána v imbrikačních strukturách šikmo k foliaci. V reliktech jsou zachovány deformované křemenné konglomeráty s hojným undulózním zhášením v deformačních pásech. V řezech kolmých k ose převládá křemenná matrix, ve které leží silně elongované a na subzrna rekrystalizované křemenné valounky. V zámkové zóně jsou křemenná zrna extrémně protažená a deformovaná subparalelně se stopou osní roviny. V řezech kolmých k ose vrásy jsou c - osy uspořádány

v jednoduchých pásech nebo jejich kombinaci, které odpovídají strukturám vzniklým v souvislosti s lineací L3 (SV-JZ). Rozvinutím diagramů přednostní orientace c - os křemene byl získán nepravidelný vzor. Vrásy F2 se vyvíjely v závěrečných etapách variské deformace kolmo na L3 lineaci nebo reorientaci starší vrásy (V-Z orientace ?). Při jejich vývoji lze předpokládat těsné spojení s vývojem již zmíněných vrás F3.

Přehled vrásových systémů v oskavské kře

geom. systém	orientace osy	četnost	velikost	typ a tvar vrásy	úklon osní roviny	sukcese
I	SSV-JJZ až S-J	maximální	x 10 m - x m	izoklinální, ležaté, mírně uklončné, ponořené, torza větších vrás	Z, V dle pozice v oskavské kře	F2
II	S-J		x dm - m	drobné izoklinály, rozvlečené, oddělené zámky a ramena, transpozice, pravděpodobně doprovod velkých izoklinálních vrás	Z, V dle pozice v oskavské kře	F2
I	SSV-JJZ		x cm - x mm	velmi drobné, izoklinální, litonová stavba v ultramylonitech, dorpovod S-C staveb	Z, V dle pozice v oskavské kře	F2
I II	SSV-JJZ S-J		x m-dm-cm	přímé, šikmé, překocené, otevřené, pravoúhlé, doprovodné, v ramenech uzavřené drobné izoklinály	Z, V dle pozice v oskavské kře, milířové efekty osní kliváže	F3
III IV	SZ-JV ZSZ-VJV	malá	x m-dm	přímé, šikmé, překocené, ploché, ojediněle izoklinální (spíše rotované)	JZ, SV	F2'
V	toulcové	střední	x dm-cm	toulcové, ležeté, izoklinální, torza	Z, SZ, J, JV	F1?
VI	SV-JZ		cm-x dm-x m	šikmé, překocené, ostré, sevřené, otevřené	JV, SZ	F4
V	Z-V			prohyby foliací		F5

Vrásy oskavského krystalinika

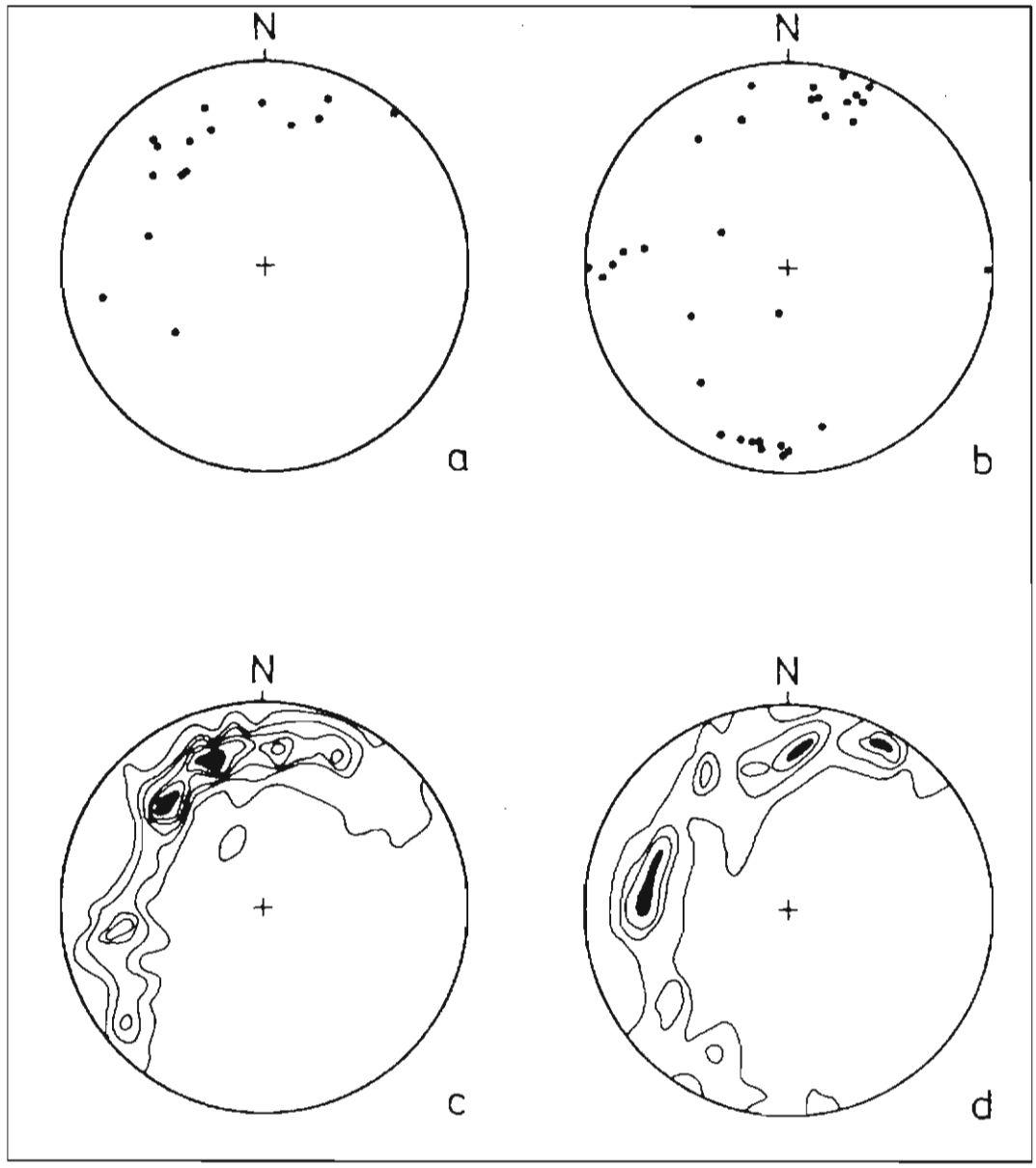
Předdevonské krystalinikum oskavské kry vystupuje z devonských hornin vrbenské skupiny v denudačním okně na ploše asi 40 km². Studium vrásových systémů a lineárních prvků bylo založeno na datech Kopečného (1985) a vlastních terénních pozorováních. Lineární prvky vykazují v horninách oskavské kry (metagranity, mylonity, fylonity) značnou stabilitu orientace. Jednotlivé geometrické systémy vrás jsou charakterizovány v tabulce. Vrásová sukcese je stanovena na základě terénních pozorování. S převažující orientací vrásových os (SSV-JJZ až S-J) dobře koresponduje nápadná, subparalelně orientovaná lineace protažení. Vztah V-Z lineace a vrásových systémů není dořešen.

Závěr

Srovnáním mezostrukturních prvků (lineace, vrásové osy, foliace, osy) metamorfovaných devonských hornin na lokalitě Vinná hora a předdevonských hornin oskavské kry byla zjištěna podobná orientace těchto prvků. Foliace se v obou případech pod středními úhly sklání k SSZ až SZ. Orientace lineárních prvků k SSV a k SZ převažuje v devonských horninách na Vinné hoře, v Oskavské kře je výrazná orientace těchto prvků severojižní až SSV - JJZ a významné jsou i lineární prvky s východozápadní orientací. Nápadná podobnost existuje v porovnání diagramů konstruovaných beta os, které se koncentrují do pásů stejné orientace s mírným posunutím maxim. Podobnou orientaci

staveb hornin vrbenské skupiny a oskavské kry lze doložit i srovnáním lineárních prvků na velikostně podobných výchozech jak je znázorněno na obrázku.

Jižní část vrbenské skupiny je součástí příkrovu Vysoké Hole (Cháb, 1984) a oskavská kra byla Chábem (in Mixa et al. 1987) interpretována jako digitace tohoto příkrovu. Podobnosti v orientaci mezostrukturních prvků na srovnávaných lokalitách tento společný vývoj potvrzují jako složitou imbrikační strukturu, kde se střídají horniny paraautochtonu a alochtonu na hranici devonských a předdevonských hornin a hlavní décollement variských příkrovů této části Jeseníku leží hlouběji v krystalinickém basementu.



Vysvětlivky k diagramům: a - lineární prvky na Vinné hoře, b - lineární prvky na Dobřečovském potoce, c - konstruované beta osy na lokalitě Vinná hora, d - konstruované beta osy na lokalitě Dobřečovský potok.

Literatura:

Cháb J. et. al. (1984): Problems of the tectonic and metamorphic development of the eastern part of the Jeseníky Mountains. - Sbor. geol. věd geol., 39, 27-72. Praha

Kopečný V. (1985): Předběžná zpráva o dosavadních výzkumech oskavské kry. MS, databáze TZ ČGÚ Jeseník.

Mixa P. et al. (1987): Dodatek k závěrečné zprávě "Prognózní plocha Libina - sever - Oskava" MS, ČGÚ 1-78. Praha.

Rajlich P. (1990): Strain and tectonic styles related to Variscan transpresion and transtension in the Moravo - Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. - Tectonophysics, 174, 351-367.

SROVNÁNÍ MAGNETOMETRICKÝCH A GEOMETRICKÝCH METOD DEFORMAČNÍ ANALÝZY V KULMSKÝCH SLEPENCÍCH U HOSTĚRADIC

COMPARISON OF MAGNETOMETRIC AND GEOMETRIC METHODS OF THE STRAIN ANALYSIS OF THE CULMIAN CONGLOMERATES NEAR HOSTĚRADICE

(34-11 Znojmo)
Josef Havíř, Ústav fyziky Země, PřF MU, Ječná 29a, 621 00 Brno

Key words: strain analysis, geometric and magnetometric methods, Culmian conglomerates, Hostěradice

Studium anizotropie magnetické susceptibility hornin je zatím nepříliš rozšířený způsob určování jejich vnitřní stavby. Jde především o anizotropii magnetické susceptibility (dále jen AMS) způsobenou usměrněním zrn minerálů, které vykazují významnou tvarovou nebo mřížkovou AMS, v hornině. Řada prací spolehlivě ukázala dobrou shodu hlavních směrů elipsoidu AMS horniny s jejími plošnými a lineárními prvky. V případě nedeformovaných sedimentů je orientace plochy magnetické foliace srovnatelná s orientací vrstevnatosti, směr dlouhé osy elipsoidu AMS ukazuje usměrnění zrn minerálů vlivem paleoproudění či sedimentace na ukloněném dně (např. Borradaile 1988; Borradaile, Mothersill 1991; Tarling, Hrouda 1993). Při deformaci pak hlavní směry elipsoidu AMS rotují a stávají se blízkými hlavním směrům elipsoidu deformace (např. Borradaile 1988; Borradaile, Alford 1987, 1988; Borradaile, Mothersill 1991; Hrouda 1981).

Složitější otázkou, která brání širšímu použití magnetometrických metod založených na studiu horninové AMS při deformačních analýzách, je vzájemná korelace tvarů elipsoidů AMS a deformace. Řadu empirických a experimentálních pokusů o takovou korelaci shrnul a sjednotil ve své práci Borradaile (1991). Výsledky těchto srovnání jsou tak jednotně presentované pomocí korelací Jelínkových tvarových veličin P' (Jelínek 1981):

$$P'=\exp\sqrt{(2(\ln^2 a_1+\ln^2 a_2+\ln^2 a_3))},$$

kde $a_i=k_i/k_0$, k_0 je aritmetický nebo geometrický průměr hlavních os elipsoidu a k_i jsou délky těchto hlavních os.

Nezanedbatelné množství prací řeší otázku vztahu deformace a AMS také pomocí hledání vhodných matematických modelů a srovnáním reálných hodnot s těmito modely (např. Fitter 1989; Henry 1989; Henry, Hrouda 1989; Hrouda 1987, 1988, 1993; Hrouda, Lanza 1989; Owens 1974; Richter 1990, 1992; Rochette 1988).

Svá srovnání elipsoidu AMS s výsledky geometrické deformační analýzy jsem prováděl v kulmských slepencích u Hostěradic (z. od Miroslavi). Kulmské horniny jsou u Hostěradic zastoupeny především drobami, ve kterých tvoří polymiktní slepence dlouhé čočky, řádově metry až první desítky metrů mocné. Valounový materiál hostěradického slepence použitý k deformační analýze byl podle předpokládaných reologických vlastností rozdělen do čtyř skupin zhruba jednotného viskózního kontrastu valounů vůči drobové matrix. Podle převládajících typů hornin v těchto skupinách byly pro jednoduchost označeny jako skupina "křemene", "granitoidů", "drob" a "černých břidlic". Deformační analýza byla provedena v lomu u Hostěradic na čtyřech různých místech. Na třech místech byly provedeny dvourozměrné analýzy na různě orientovaných plochách, jejichž kombinací byl pak pro každé z těchto míst získán třírozměrný výsledek. Na čtvrtém místě bylo možné provést přímo třírozměrnou deformační analýzu valounů tvrdších hornin. Horninová AMS byla změřena na orientovaných vzorcích odebraných na všech těchto místech.

Srovnání směrů hlavních os elipsoidů horninové AMS a elipsoidů deformace hostěradického slepence potvrdilo jejich dobrou vzájemnou shodu. Dobrá je především vzájemná shoda dlouhých os prolátních a krátkých os oblátních elipsoidů.

Horší výsledky byly dosaženy při tvarové korelaci elipsoidů AMS a deformace. Srovnání tvarových koeficientů $P'_{(s)}$ elipsoidů AMS s odpovídajícími koeficienty $P'_{(e)}$ pro elipsoidy deformace získané geometrickou deformační analýzou valounů slepence ukazují v případě všech čtyř skupin valounů "nelogický" pokles tvarového faktoru $P'_{(k)}$ s rostoucím koeficientem $P'_{(e)}$. K podobnému výsledku dospěli v jedné ze svých prací také Borradaile a Mothersill (1984), kteří tento výsledek vysvětlili vlivem většího počtu různých druhů minerálů s výraznou AMS a jejich odlišnými reakcemi na deformaci. V matrix a ve valounovém materiálu hostěradického slepence byly ovšem z minerálů podílejících se významně na horninové AMS pozorovány

pouze biotit a chlorit, které se vyznačují vysokou a vzájemně podobnou zrnovou AMS (Borradaile 1988). Poměrně nízké hodnoty střední magnetické susceptibility hostěradického slepence svědčí o zanedbatelnosti případného vlivu jiných, ať již paramagnetických nebo feromagnetckých minerálů, na celkovou horninovou AMS. Nesoulad mezi tvary elipsoidu AMS a deformace tedy v případě hostěradického slepence nelze vysvětlovat druhovou rozrůzněností nositelů horninové AMS. Spíše lze uvedený nesoulad vysvětlit vícefázovostí deformace při odlišné reakci elipsoidu AMS a elipsoidu konečné stavby valounů na deformaci.

Třírozměrnou deformační analýzou granitoidových valounů za předpokladu jejich viskózního chování byla zjištěna deformace slepence horizontálním střihem severojižního směru. Vzhledem ke stáří deformovaného slepence (svrch. visé), lze snad tuto deformaci ztotožnit s Rajlichovým pravostranným střihem na moravsko-slezské smykové zóně (Rajlich 1991). Také orientace hlavních napětí odvozené z orientací puklin střižného charakteru v lomu u Hostěradic by svědčila o pravostranném horizontálním pohybu, toto odvození však vychází z některých těžko splnitelných předpokladů a získaný výsledek nelze rozhodně pokládat za důkaz. Postupným "oddeformováváním" uvedeného severojižního pravostranného horizontálního střihu se výrazně měnila závislost tvarových koeficientů P' elipsoidů AMS a elipsoidů deformace získaných analýzou valounů skupiny "drob", u nichž lze předpokládat pasivní chování během deformace. Charakter takto získaných závislostí tvarových koeficientů se pak již blížil závislostem shrnutým v Borradailově práci (Borradaile 1991).

Během "oddeformovávání" elipsoidů AMS nabýval jejich tvarový koeficient P' při předpokladu pasivního chování elipsoidů AMS velmi záhy nereálných hodnot. Již malé "oddeformování", které nemohlo změnit charakter vzájemné závislosti koeficientů $P'_{(e)}$ a $P'_{(k)}$, způsobilo růst hodnoty koeficientu $P'_{(k)}$ tak, že převyšovala velikost zrnové AMS chloritu a biotitu. Zrnová AMS nositelů AMS v hornině je však maximální dosažitelná hodnota. Pasivní chování elipsoidů AMS v hostěradickém slepenci lze tedy zcela jistě vyloučit. Ostatní možná chování elipsoidu AMS v hostěradickém slepenci, kdy se tvar elipsoidu horninové AMS mění s deformací mnohem pomaleji, nelze na základě jejich srovnání s elipsoidy deformace ani vyloučit ani potvrdit. Zrnová AMS biotitu a chloritu je ale dána především mřížkovou AMS, je tedy nepravděpodobné také duktilní chování elipsoidů AMS, při kterém je velký význam přikládán mimo jiné změně tvaru zrn nositelů AMS při deformaci (tedy tvarové AMS těchto minerálů).

Složitost deformace a nedostatek dalších vhodných deformačních ukazatelů, které by mohly doplnit analýzu valounů slepence, znemožnily přesnější srovnání magnetometrických a geometrických metod deformační analýzy a spolehlivější interpretaci jejich výsledků. Přesto lze dostatečně spolehlivě potvrdit vzájemnou blízkost hlavních směrů elipsoidů AMS a deformace a vyloučit pasivní chování elipsoidů AMS v hostěradickém slepenci při deformaci. Také existence severojižní horizontální střižné deformace je nepochybná, její velikost ovšem nelze určit.

Literatura:

Borradaile G. J. (1988): Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. - Tectonophysics, 156, 1-20. Amsterdam

Borradaile G. J. (1991): Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). - Pageoph., 135, 1, 15-29. Basel

Borradaile G. J. - Alford C. (1987): Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. - Tectonophysics, 133, 121-135. Amsterdam

Borradaile G. J. - Alford C. (1988): Experimental shear zones and magnetic fabrics. - J. struct. Geol., 10, 895-904. Bristol

Borradaile G. J. - Mothersill J. S. (1984): Coaxial deformed and magnetic fabrics without simply correlated magnitudes of principal values. - Phys. Earth Planet. Inter., 35, 294-300. Amsterdam

Borradaile G. J. - Mothersill J. S. (1991): Experimental strain of isothermal remanent magnetization in ductile sandstone. - Phys. Earth Planet. Inter., 65, 308-318. Amsterdam

Fitter F. P. (1989): Coaxial strain modification of anisotropy of magnetic susceptibility: a theoretical study in two dimensions. - MS University of Texas at Arlington. Arlington

Henry B. (1989): Magnetic fabric and orientation tensor of minerals in rocks. - Tectonophysics, 165, 21-27. Amsterdam

Henry B. - Hrouda F. (1989): Analyse de la déformation finie des roches par détermination de leur anisotropie de susceptibilité magnétique. - C. R. Acad. Sci. Paris, 308, série II, 731-737. Paris

Hrouda F. (1981): On the superposition of regional slaty cleavage on folded strata and its reflection in magnetic anisotropy. - Čas. Mineral. Geol., 26, 4, 341-348. Praha

Hrouda F. (1987): Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. - Tectonophysics, 142, 323-327. Amsterdam

Hrouda F. (1988): Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates - replay. - Tectonophysics, 156, 315. Amsterdam

Hrouda F. (1993): Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited - Phys. Earth Planet. Inter.,77, 237-249. Amsterdam

Hrouda F., Lanza R. (1989): Magnetic fabric in the Biella and Traversella stocks (Peradriatic Line). Implications for the mode of emplacement. - Phys. Earth Planet. Inter., 56, 337-348. Amsterdam

Jelínek V. (1981): Characterization of the magnetic fabrics of rocks. - Tectonophysics, 79, T63-T67. Amsterdam

Owens W. H. (1974): Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. - Tectonophysics, 24, 115-131. Amsterdam

Rajlich P. (1991): Základy strukturní geologie a tektoniky s aplikací na severní oblast moravsko-slezské smykové zóny. - Československá vědeckotechnická společnost. Zlaté Hory

Richter C. (1990): The anisotropy of magnetic susceptibility - numerical models, deformation experiments, and practical application in structural geology. - Tueb. Geowiss. Arbeiten, ser. A, 8, pp. 123

Richter C. (1992): Particle motion and the modelling of strain response in magnetic fabrics. - Geophys. J. Int., 110, 451-464

Rochette P. (1988): Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates - discussion. - Tectonophysics, 156, 313-315. Amsterdam

Tarling D. H. - Hrouda F. (1993): The magnetic anisotropy of rocks. - Chapman & Hall. London

METAMORFOVANÉ KARBONÁTY SILEZIKA U VELKÉHO VRBNA: PŘEKRÁSNÉ KLAMNÉ FOSÍLIE A VELMI NEJASNÉ ZBYTKY SKUTEČNÝCH FOSÍLIÍ

METAMORPHOSED CARBONATES OF SILESICUM NEAR VELKÉ VRBNO: WONDERFULL MISLEADING FOSSILS AND VERY UNCLEAR REMNANTS OF REAL FOSSILS

projekt č. 3723



(24 - 32 Brno)

Jindřich Hladil - Petr Čejchan, GlÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 00 Praha - Suchdol

key words: misleading fossils, carbonates, picture analysis

Úvod

Zjišťování fosilií v přeměněných horninách od amfibolitové metamorfní facie výše je závislé především na petrogenetické práci. Výjimku tvoří snad jen velké fosilie z původně karbonatických kvarcitů. Pouhé porovnávání tvarů je zavádějící. Chceme-li, pak najdeme žádané tvarové kombinace i v preparátech z magnatitů. Paleontologické "důkazy motivované přemírou chtění", které jsou přilepeny k již existujícím představám o látkovém a geometrickém složení horninových komplexů, činí regionálním poznatkům i paleontologii samotné spíše medvědí, než užitečnou službu.

Klenbovitě prohnutá, mimořádně heterogenní, tence šupinovitá jednotka, vystupující uprostřed staroměstské skupiny a utátá na východě ramzovským zlomem, je označována jako velkovrbenská klenba. Její slupkovitá stavba odpovídá tektonické superpozici šupin a nikoliv původní superpozici zdrojových souvrství a vulkanických těles. Květoň (1951) vyslovil názor, že původní materiál různých svorových hornin pochází z proterozoika a počátku paleozoika (snad až po ordovik?), zatímco pestré (grafitické, vápencové a amfibolitové) horniny odpovídají nejlépe siluru. Z oprávněného srovnání s tzv. vnějšími fylity moravika (Zapletal 1932) je zjevné, že zde můžeme očekávat cokoliv, od pozdního proterozoika po spodní paleozoikum.

Petrogeneze karbonátových poloh

Karbonáty byly studovány v grafitovém lomu Konstantin u Velkého Vrbna (l.1992-3), a z jader vrtů série G, GM a GMV (Hanzlík, Gottwald - Rýmařov). Geologické struktury v okolí lomu Konstantin byly exaktně a přehledně ilustrovány Šmůlou (1987).

Na výbrusech z vrtů, které jsem měl možnost vidět, i na materiálu vzorkovaném v lomu Konstantin, je zřetelná několikanásobná metamorfní rekrystalizace, přetisk předešlé metamorfní struktury a dokonce všudypřítomné mohutné drcení horniny. Na složitou genezi velkovrbenských

karbonátů bylo autorem již několikráte upozorňováno. Stále však převládá klamný makroskopický dojem o jejich dobrém zachování. Nicméně, zdejší karbonáty jsou podle mikroskopického studia daleko více přeměněny, než je tomu ve skupině Branné.

Svědčí o tom například popis výbrusu G-47, 32.5 m, od J.Chába, který s jeho svolením zde doslova uvádíme:

"Hornina je brekciovitá, silně nehomogenní. Hlavní masu tvoří setmelené karbonátové fragmenty s rozptýleným aktinolitem. Asi 1/3 výbrusu tvoří karbonátové fragmenty s muskovitem a čistě křemennými pásky. Při jejich okrajích jsou místy velmi jemné agregáty chloritu s muskovitem a karbonátem. Muskovity, zvláště větši šupiny, jsou intenzívně deformované. Amfiboly jsou zřetelně undulózní. Některé fragmenty představují karbonátem zatlačené, velké amfibolové vyrostlice. Opakní minerál, patrně magnetit, je v hornině roztroušen nepravidelně, bez vazby na určitý typ fragmentů nebo matrix. Stopy drcení a následné rekrystalizace jsou v hornině všude patrné". U některých typů vápenců dokonce není jisté, zda nejde o karbonatizované amfibolity.

Skvrnitě a nepravidelně jsou rozmístěny zvýšené obsahy grafitu, tremolitu a pyritu (M.Lang).

Základním znakem je skutečně chaos nejrůznějších tektonických klastů. Podle velikosti a složení klasty obsahují velmi různé relikty starších struktur. Jejich překryv "mladší struktura přes starši" umožňuje postavit hypotézu o petrogenetogramu = záznamu o tom, co se se základní karbonátovou horninou dělo:

1. Nejstarší skupina děděných pozic uzavřenin a krystalových poruch je jen velmi obtížně dostupná. Pokusy o její detekci byly prováděny analýzou obrazu, systémem Lucia S, f. Laboratory Imaging. Výsledky nejsou zcela přesvědčivé. Shluky použitelných lokací se nalézají maximálně na 1% plochy výbrusu. Jejich možný výklad směřuje k sedimentárnímu typu packstone, s drobnými, tříděnými bioklasty.

2. Temnější klasty obsahující vápence se zřetelnou metamorfní foliací nejstaršího data jsou rovněž poměrně vzácné, nepřesahují téměř nikdy 5 % řezu horninou. Je zjevné, že foliace byla doprovázena progresívním a následným degradačním překrystalováním karbonátů, často i silným zploštěním a vytažením struktur (úhel 0 až 20°).

3. V dosti těsné souvislosti se objevila druhá metamorfní foliace, která seče relikty té první (úhel 30 až 60°). Mezi oběma foliacemi nebyla zjištěna žádná markantní, vložená změna, s výjimkou tvorby kalcitových žil. Vznik druhé foliace je v časové souvislosti se vznikem čoček hrubě krystalovaného kalcitu z deformovaných a segmentovaných žil (*).

4. Silné rozpouštění podél obou směrů foliačních diskontinuit a kanibalizující krystalizace hrubě mozaikového až blokového kalcitu postupující ke středu kosočtverečných políček reliktu.

5. Vznik křemen-muskovitových koncentraci při okraji poloh bohatých karbonátem. Docházelo k rekrystalizaci horniny, pravděpodobně k dolomitizaci. Tvořily se páskované a plamínkovité tvary.

6. Lokálně se zakládá velmi nehomogenní rekrystalizace. Mohla souviset s výše teplotními dolomito-kalcitovými mozaikami (**). V těsné časové souvislosti pravděpodobně započala tvorba drobných kufrovitých vrás a pak první brekciace. Křemen-muskovitové, páskované pruhy byly podkovovitě ohnuty a odloučeny od okolí. V hrubě krystalující hornině se pohybovaly ojedinělé reliktní bloky a klasty. Pravděpodobný je dostatek fluid a vyšší teplota.

7. Druhá brekciace: Reliktní klasty se svým alterovaným lemem byly znovu rozštípány. Hrubě krystalická matrix vykazuje drcená pásma (místy až se vznikem tektonomikritu - vápencový analogon mylonitu). Reliktní klasty vzniklé jak z předešlých reliktních klastů, tak i z hrubě krystalické matrix, jsou rotací zaoblovány. Pravděpodobný je určitý nedostatek fluid a nižší teplota. Na okrajích poloh se ještě vyvinula pozdní foliace a svraštění.

8. V některých partiích karbonátová hornina opět progresívně krystalizovala a většinou byla přitom dedolomitizována.

9. Mezi nehomogenními celky se místy zakládaly stylolitické švy soustřeďující opákní zrna.

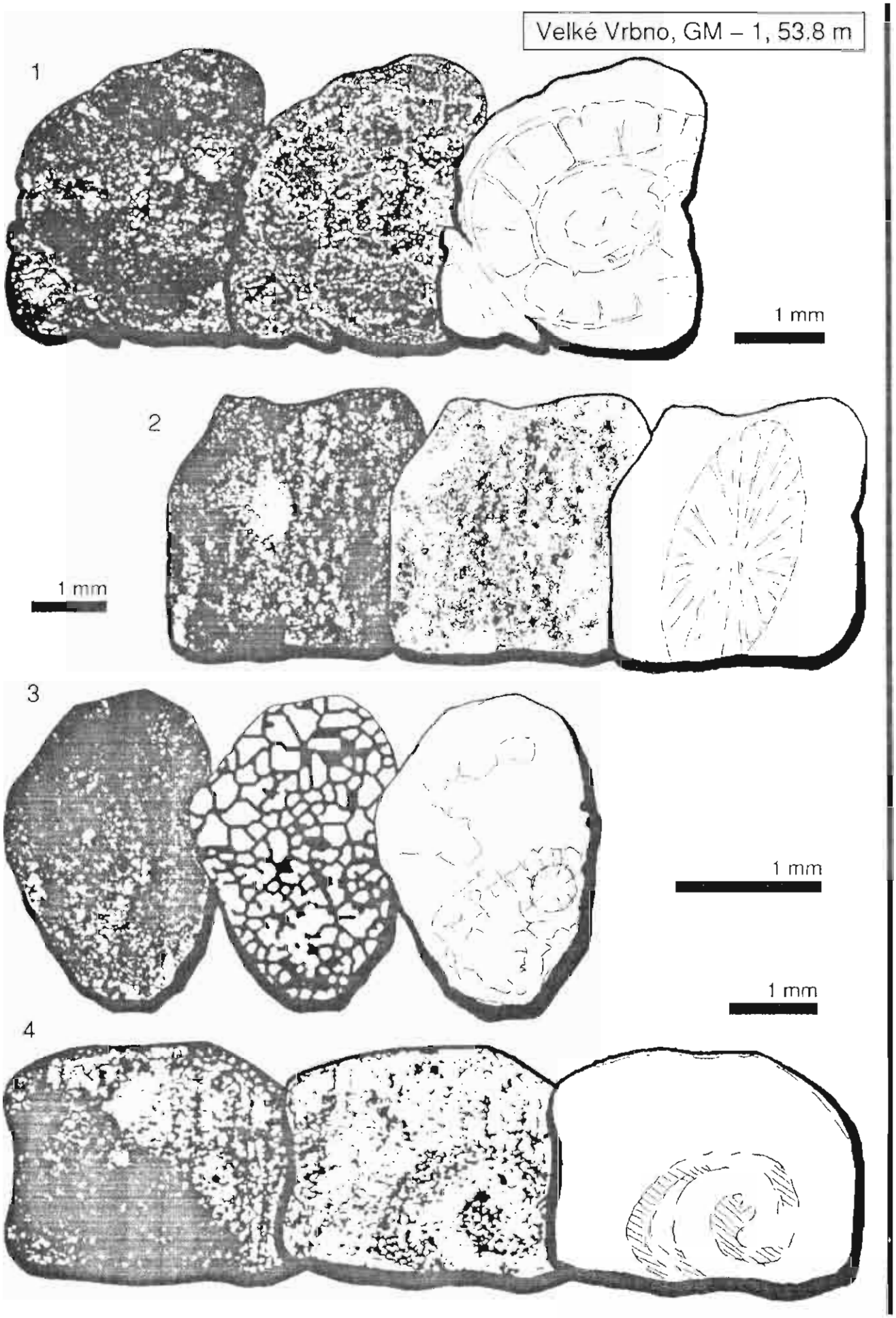
10. Více generací křehké deformace: V mikroskopu a pomocí analýzy obrazu jsou vidět drobné "perlitické kulovité diskontinuity" - zřetelně velmi mladé vůči ostatním strukturám, pak síťovité trhliny a dlouhé paralelní trhliny. Mladší nedeformované žíly. Místy znaky další degradační rekrystalizace.

Klamné fosílie

Interpretaci klamných fosílií napomáhají nejenom klamné tvary, ale i jejich tvarová diverzita uvnitř horniny. Z klamných fosílií obvykle tradovaných z prostoru Velkého Vrbna lze uvést především tyto jevy:

A. Ohnuté páskované klasty složené z křemene, muskovitu, karbonátu a chloritu. Bývají vydávány za masívní coenostea stromatopór a vypadají často nesmírně sugestivně.

B. Zaoblené reliktní klasty hrubě mozaikového



Na obrázku jsou prezentovány čtyři ze studovaných objektů. Nalevo je obraz tektonického klastu jen mírně upraven, vpravo od něj obraz filtrovaný (v jednom z případů je uvedena i ilustrace tzv. skeletu) a zcela napravo je nakreslena možná interpretace.

karbonátu s jemnou impregnací křemenem, někdy i karbonatizované amfiboly. Bývají vydávány za krinoidové články, rovněž vypadají někdy velmi sugestivně.

C. Při okrajích drcených poloh, kde se vyvinula pozdní foliace a svraštění, se na drobné antiklinální hřbítky navázaly nebulárně omezené červíky progresivní rekrystalizace. Často se větví a mají různé tvarové defekty. Bez znalosti jejich geneze je možno tyto tvary snadno zaměnit se zbytky stromatopór rodu Stachyodes.

D. Nejrůznější čočky hrubě krystalického karbonátu nebo karbonátu a křemene. Mylně bývají považovány za "zázračně" dochované brachiopody. Většinou mají svůj prapůvod v bývalých žilných výplních.

E. Roztrhané pláty fylosilikátů a grafitu v plastičtěji deformovaném karbonátu. Na odlučných plochách podél okraje vápencových těles nabízejí řadu tvarů, mezi nimiž bývají mylně interpretovány schránky brachiopodů, trilobitů, drť rostlin, atd.

Skutečné fosílie

Zjištění původních struktur je založeno na sestavení petrogenetogramu, výběru nadějných úseků z nejvyšší hustotou starších děděných lokací uzavřenin a poruch, na očištění obrazu obrazovou analýzou a rekonstrukčních technikách. Materiál od Velkého Vrbna je naprosto na hranici současných pokročilých možností, a to díky své drastické a mnohofázové metamorfóze.

Pozitivně zvažovány byly pouze opakující se tvary, které nemají prioritně přijatelný výklad abiotický a které odpovídají reálnému velikostnímu rozptylu analogických organických objektů i jejich různým polohám v řezu. Výsledkem detekce možných primárně obsažených skeletálních struktur je to, že je možno s velkou rezervou uvažovat o možnosti výskytu ?ostnů ježovek, ?schránek dakryokonaridů (tentakulitů), ?krinoidových kolumnálií a snad i ?ulit gastropodů. Výsledky nepovažujeme za žádný definitivní důkaz stáří, nýbrž za velmi opatrnou, nicméně zajímavou a dosti překvapivou indicii, a to nikoliv pro přítomnost siluru, ale spíše devonu (!). Možné skutečné fosílie jsou daleko nenápadnější a daleko méně "krásné" ve srovnání s fosíliemi klamnými.

Rozsáhlá metodika práce s obrazovou analýzou a "viditelnější" dokumentace nejzajímavějších výsledků je tištěna nyní v časopisu Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien (svazek k poctě D.Štúra).

Finančně a časově náročné práce na obrazové analýze byly prováděny v l. 1992-1993 s podporou Českého geologického ústavu, pobočky Brno (P.Müller) a společnosti Laboratory Imaging, Praha (J.Mikeš).

---

* Vznik čoček podobného typu je v různých stádiích viditelný v lomu u Horní Lipové, na jižní zatáčkou trati - vznikly z krystalických kalcitových výplní relativně pozdních roztažených trhlin, kosých k foliaci, které byly při následném zploštění a vytažení struktury hadovitě zvrásněny, jejich jednotlivé klky byly odděleny, sbaleny a následně zformovány do čočkovitých tvarů.

** Porovnatelnou strukturu jsme měli možnost vidět na materiálu z Přestavlk, ze středočeských metamorfovaných "ostrovů" na středočeském plutonu - tedy v horninách zasažených prokazatelně vysokými teplotami dlouhodobé kontaktní metamorfózy.

Literatura:

Květoň,P. (1951): Stratigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. - Sbor. Ústř. Úst. geol., 18, 277-336. Praha.

Šmůla,R. (1987): Geology of the Konstantin Graphite Deposit in Velké Vrbno. - Metalliferous Black Shales - Jeseník 1987, IGCP 254, Geol. Surv. Excurs. Guide, 32-35. Praha.

Zapletal,K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. - Vlastivěd. Publ. moravskoskoslez., 1, 1-284. Brno.

NÁLEZ STARÉHO SBÍRKOVÉHO VZORKU S NÁPISEM "EICHHORN BITTISCHKA":EIFEL VÝCHODNÍHO OKRAJE BOSKOVICKÉ BRÁZDY

REDISCOVERY OF AN OLD MUSEUM SAMPLE WITH AN INSCRIPTION"EICHHORN BITTISCHKA": EIFELIAN OF EASTERN MARGIN OF THE BOSKOVICE FURROW

(24 - 32 Brno)

projekt č. 3723

Jindřich Hladil - Arnošt Galle - Martin Ureš, GlÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha - Suchdol

key words: Eifelian, eastern margin of the Boskovice Furrow

Úvod

Na jaře roku 1993 objevil Doc. Jiří Kalvoda, v půdních prostorách budovy Katedry geologie a paleontologie Masarykovy University pozoruhodný vzorek karbonátové lavice s mimořádně hojnými devonskými korály. Nález byl učiněn mezi nesystémově uloženými vzorky, s nimiž nebylo viditelně již delší dobu hýbáno. Domníváme se, že jde o nález velice geologicky významný, a se svolením znovuobjevitele jsme se ujali studia vzorku.

Úlomek karbonátové lavice je široký 15 a vysoký 5cm (viz obrázek). Na jednom okraji je neznámým preparátorem lepený a tmelený. Pojivo sestává ze směsi šelaku a z jemné frakce získané nejspíše z eluvia granodioritu (pseudohexagonální biotity mohou ukazovat na královopolský typ). Celý vzorek byl potřen šelakem a přímo na vzorku bylo napsáno "Eichhorn Bittiszka". Nápis byl proveden dámským perem a tuší. Psací písmena "E, B, t a z" byla provedena ve starém kaligrafickém vzoru vyu-čovaném zpravidla do r. 1920. Rukopis i pravopis nápisu na vzorku a na štítku se lišil, psaly jej dvě osoby. Znečišťující povlak na vzorku musel být před jeho nedestruktivním studiem očištěn kartáčem ve vodní lázni.

Papírový štítek vzorku (viz obrázek) obsahuje nápis: Cyathophyllum - Eichhorn-Bittischka - westlich der kote 405 - südlich der Kapelle den 3kreuze - 7.VI.31 - F.Freising [tj. Veverská Bítýška - západně od kóty 405 - jižně od kaple U tří křížů].

Je tedy možno usuzovat, že vzorek sbíral F.Freising, dne 7. června 1931, před 63 lety. Není vyloučeno, že podrobný průzkum souvisel s ohledáním koryta Svratky před stavbou údolní nádrže Kníničské, dnes Brněnské přehrady. Vzorek byl pravděpodobně konzervován a uložen na Německé technice v Brně a po druhé světové válce zachráněn pracovníky Masarykovy Univerzity. Přibližné místo odběru spadá na východní okraj vápencových těles, která dnes vycházejí v levobřeží bývalého údolí Svratky, a to 0.5km proti proudu od hradu Veveří (*).

Korálová asociace

Rugózní koráli

Horní straně vzorku dominuje velký, 10 cm široký kalich rugózního korála. Na straně pučí ještě jeden jedinec téhož druhu (viz obrázek). Korál je možno určit jako *Pseudamplexus sp.* Na spodní straně vzorku jsou úlomky dalších korálů, které bez řezání není zatím možno určit.

Proximální strana menšího koralitu byla odbroušena a z jejího nábrusu a byl zhotoven acetátový otisk. Na něm je patrno 50 sept, malá a velká septa nejsou rozlišena. Septa jsou uspořádána bilaterálně, na kardinální i protilehlé straně jsou vyvinuty výrazné fosuly. Septa jsou v kalichu krátká, klínovitá, jen středně zesílená. Septa sousedící s fosulami jsou delší. Dna jsou mimo fosuly pravděpodobně horizontální, přinejmenším ve fosulách jsou hustá, místy vzájemně splývají. Dissepimenta nejsou vyvinuta.

Korál odpovídá vnitřní stavbou i vnější morfologii příslušníkům rodu Pseudamplexus Weissermel, 1897; druhové určení je bez rozřezání vzorku nemožné. V každém případě se však diskutovaný jedinec liší od jinak velmi podobného druhu *P. obesus* Počta, 1902 z acanthopygových vápenců Pražské pánve (Oliver a Galle, 1971; Galle, 1994 v tisku) přítomností výrazných fosul, které u českého druhu nebyly pozorovány ani v náznaku. Galle (l. c.) zmiňuje dosud nepopsané příslušníky rodu Pseudamplexus z givetských vápenců od Těchova v Moravském krasu. Z koněpruské oblasti Pražské pánve je *P. obesus* znám ze 4. korálového horizontu acanthopygových vápenců, t.j. z vrstvy 46 (brekcie) v Jiráskově lomu, na Zadní Kobyle u Koněprus.

Tabulátní koráli

Na spodní straně vzorku je pestré nahloučení trsů tabulátních korálů,: jsou zde plátovité, hřibovité a větevnaté tvary. Nedestruktivní studium sice poněkud komplikuje situaci, nicméně řada korálů je určitelná díky prosvitajícím

odlomeným ploškám (řezy). Současné určení je: *Spongioalveolites cf. intermixtus* (Lecompte), *"Coenites" fasciculatis* Dubatolov, *Roseoporella (Platyaxum) remesi* (Kettner), *?Scoliopora sp.*, *Favosites bijaensis* Sokolov, *?Mariusilites sp.*, *Celechopora devonica kettnerae* Pradáčová, *?Heliolites vulgaris* Černyšev, *?Heliolites "intermedius"* LeMaitre a *Stromatopora sp.* Jsou zde i jiné korálové zbytky, ale ty se zatím nepodařilo určit ani přibližně.

Roseoporella (Platyaxum) remesi (Kettner), *Favosites bijaensis* Sokolov a *Celechopora devonica kettnerae* Pradáčová svědčí o vztahu k severozápadnímu okraji Moravského krasu a k Čelechovicím. *F.bijaensis* byl nalezen v profilu Těchov-Pustý žleb, a další dva druhy jsou čelechovické. *?Heliolites vulgaris* Černyšev a *"Coenites" fasciculatis* Dubatolov, i nápadně velké, specifické kolumnálie krinoidů ukazují na podobnost eifelským vápencům z vrtu Újezd V-1 (Hladil & Lang 1985). Tyto vápence byly již dříve (Čech 1969) zjištěny ve vrtech v pásmu Čebínka a Dálky. Tvoří osamocená podpovrchová tělesa uvnitř nebo v blízkosti devonských siliciklastických hornin "old redu". Tato tělesa nebývají zpravidla v přímém kontaktu s mladšími devonskými vápenci (srov. Hladil 1979). Vápence z vrtů měly černou barvu, brekciovitý vzhled, jílovou a někdy písčitou příměs - J.Čechem byly považovány za silur. Jejich povrchový odkryv není zatím stále znám. V r. 1985 byly Hladilem & Langem přeřazeny ze siluru do střední části eifelu.

Černé brekciovité vápence s břidlicemi, zjištěné jak Čechem, tak i Hladilem & Langem ve vrtech, nejsou v žádném případě identické s čistými černými vápenci obsahujícími *Heliolites porosus porosus* Goldfuss a *Favosites goldfussi* d'Orbigny, které byly nalezeny v několika šupinách mezi vápenci frasnskými v lomu na Čebínce (Hladil 1992). Vápence s *Favosites goldfussi* d'Orbigny jsou mladší - uložené až při hranici stupňů eifel a givet.

Fauna vzorku "Eichhorn Bittischka" nápadně připomíná střednoeifelskou faunu "Újezdu" (Hladil & Lang 1985; 5.5 km sv. od Čebínky), částečně též svrchnoeifelskou faunu od "Těchova" a "Vavřince" z Moravského krasu. *Roseoporella (Platyaxum) remesi* (Kettner) a *Celechopora devonica kettnerae* Pradáčová jsou na Moravě početně dokumentovány až ve spodním givetu.

Podle toho je pro posuzované korály z ojedinělého vzorku od Veverské Bítýšky nejpravděpodobnější pozdně eifelské stáří (*).

Krinoidové kolumnálie

Na spodní straně vzorku jsou místy nahloučeny části stonků krinoidů, jednotlivé kolumnálie a jejich úlomky. Silně korodovaný povrch ztěžuje jejich určení. Ze sporadicky určitelných krinoidů byl určen *Mediocrinus sp.* a *?Cupressocrinites sp.*

Nápadný je *Mediocrinus*, jednak svojí velikostí, jednak tím, že na Moravě jeho nálezy zatím nejsou obvyklé (kromě již zmíněného Újezda). Mohlo by se jednat o *M. cf. collatatus* Dubatolova, druh známý z eifelu pohoří Rudnoj Altaj a ze severovýchodní části Salairu. Největší viditelná část stonku je složena ze čtyř kolumnálií. Mají prstencovitý tvar, s vnějším průměrem 13.5 mm, s pentalobátním lumenem o průměru 9.3 mm. Výška kolumnálií je od 0.8 do 1.5 mm. Crenulárium je jemné a nevýrazné, artikulace je symplexní.

S částmi krinoidů se vyskytují ojediněle i řasa *Solenoporaceae indet.* a drobný gastropod s velmi stmě vinutým závitem ulity. Je přítomna brachiopodová drť podobná Újezdu, kde lze ve výbrusech v drti uvažovat o přítomnosti spiriferů a trilobitů.

Hornina

Horní i spodní povrch vzorku obsahuje kalcitem vytmelené korálové trsy, vypreparované z jílovito prachové a jílovito písčité, karbonátické matrix. V karbonátové poloze je určitý podíl (do 10 %) nezralého, jemně klastického materiálu (živců a litoklastů).

Vápencovou horninu je možno označit za hrubě úlomkovitý skeletální vápenec s podílem mikritu v základní hmotě [Folk - biomikrudit; Dunham - rudstone]. Poloha je svazována povlaky heholitů [Embry & Klovan - bindstone].

Na horní straně vzorku je přechod do karbonatického pískovce. Siliciklastická hornina je složena převážně ze živců, přeměněných mafických minerálů, z drobných litoklastů granitoidů a z šedého i světlého křemene. Je třeba však poznamenat, že zdaleka není jasná podobnost k typu Veverská Bítýška brněnského masivu. Naopak se nabízí podobnost s metamorfovanými tonalitovými tělesy z údolí Bílého potoka u Šmelcovny, v moraviku.

Naproti tomu na spodní straně vzorku je vidět několik až 15 mm velkých, polozaoblených klastů grafitických, slabě metamorfovaných prachovitých břidlic. U některých úlomků se domníváme, že se jedná o přeměněná bazika. Nejsou zde žádné větší klasty fylitů, rul, sekrečního křemene, nebo granitoidů. Drobné tmavé litoklasty jsou roztroušeny i uvnitř vlastní karbonátové polohy.

Vápencová poloha je navětralá a velmi silně prostoupená limonitem. Podle reliktů je vidět, že hornina obsahovala původně daleko více pyritu a měla by být v čerstvém stavu nejspíše černa.

* Vápence vycházející na povrch dnes na břehu přehrady naproti hradu Veveří a tvořící hlavní vápencové těleso jsou převážně svrchnogivetské a spodnofrasnské. Hojná je Amphipora laxeperforata Lecompte, barva horniny je převážně světlejší šeď, Munsell N4-5.

Literatura

Čech,J. (1969): Závěrečná zpráva Čebin II - Dálky. 513 320 055. Surovina vápenec. - Manuskript, Geofond. Praha.

Dubatolova,Ju.A. (1980): Klass Crinoidea. - In: V.N.Dubatolov & M.S.Koslov - Biostratigrafia nižnego i srednego devona Rudnogo Altaja, 117-147. Izd. Nauka. Moskva.

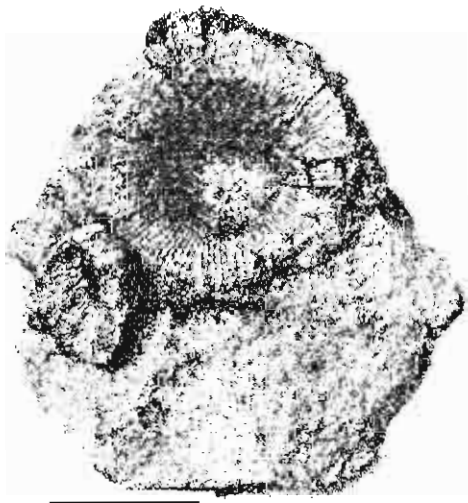
Galle, A. (1994): Rugose corals of the Acanthopyge Limestone at Koněprusy (Middle Devonian, Barrandian, Czech Republic). - Věst. Ústř. Úst. geol., 69, 1, 41-55. Praha

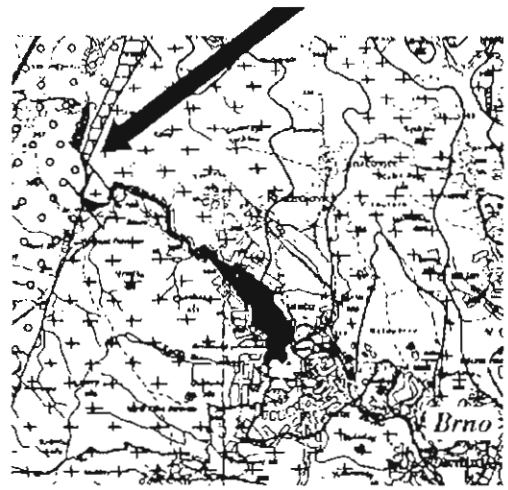
Hladil,J. (1979): Útesová fauna z devonských vápenců u Malhostovic (východní okraj boskovické brázdy). - Věst. Ústř. Úst. geol., 54(3), 179-183. Praha.

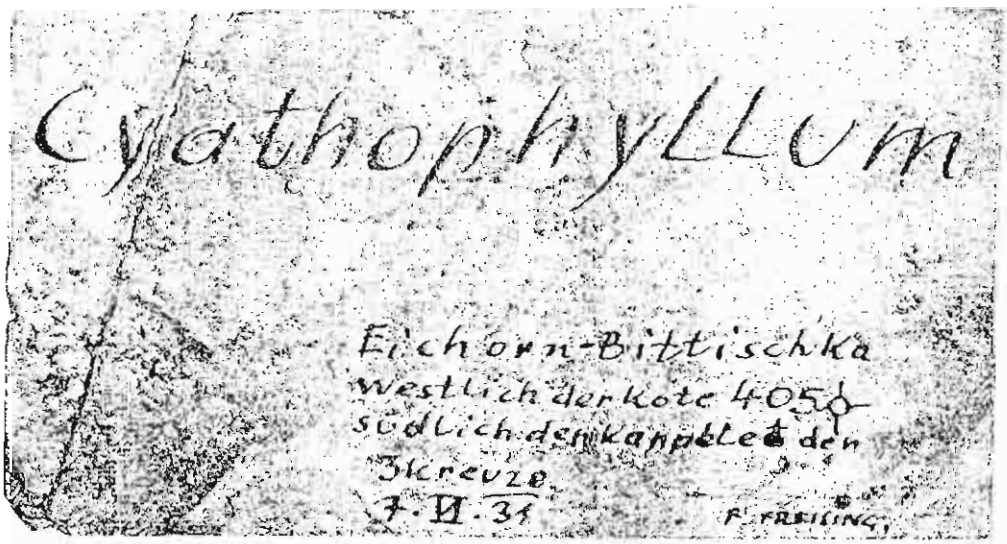
Hladil,J. (1992): Čelechovické vápence v deformačních strukturách na v. okraji boskovické brázdy. - Zpr. geol. Výzk. r. 1990, 55. Praha.

Hladil,J. & Lang,L. (1985): Devonské vápence vrtu Újezd V-1 na východním okraji boskovické brázdy. - Věst. Ústř. Úst. geol., 60(6), 361-364. Praha.

Oliver, W. A. Jr. & Galle, A. (1971): Rugose corals from the Upper Koněprusy Limestone (Lower Devonian) in Bohemia. - Sbor. Geol. Věd, Paleont., 14, 35-106, Praha.







ZPRÁVA O GEOLOGICKÉM MAPOVÁNÍ NA LISTU ŠTERNBERK

REPORT ON GEOLOGICAL SURVEY ON THE MAP SHEET ŠTERNBERK

(14-44 Šternberk)

Bohdan Koverdynský, ČGÚ P.O. BOX 65, 790 00 Jeseník

key words: volcanites, sediments, geological survey, Palaeozoic

Geologicky je území listu poměrně pestré, značná část listu však náleží akumulační oblasti neogen - kvartérní deprese Uničovské kotliny. V příspěvku je stručně popsán předflyšový vývoj jeho z. části, kulmská část a její přímé podloží - sovinecký a chabičovský devon. Krystalinikum je na území listu tvořeno východním křídlem rohelské klenby a jižním uzávěrem oskavské klenby.

Litostratigrafický vývoj

Nejnižšími členy horninového sledu na území listu jsou oskavsko - lesnické a úsovské souvrství zábřežské skupiny ve smyslu Koverdynský - Konzálová (1986), tedy spodní a střední devon.

Oskavsko - lesnické souvrství

Vystupuje jen na malé rozloze v okolí Rohle a s. Dol. Libiny. V okolí Rohle převládají epizonálně metamorfované horniny tvořené albitem, chloritem, muskovitem s kolísavým obsahem křemene a lokálně biotitem. V původním vulkanosedimentárním sledu intermediálního složení převažují metatufy, jsou však přítomné i vložky zelených břidlic - chlorit, (epidot, albit, kalcit, amfibol) a zvláště ve svrchní části sledu i porfyroidů. Severně Dol. Libiny jsou podstatněji zastoupeny produkty vulkanismu acidního, zvláště dacitoidního, méně ryolitového chemismu. Opět převládají metatufy, obvykle však přecházejí do rekrystalovaných typů, textury často drobnozrnných ortorul, příp. blastomylonitů.

Úsovské souvrství

Je poměrně dobře odkryté na svazích hřbetu Bradla, např. v antiklinální struktuře Lipinky (okolí Úsova, Lipinky). Sled souvrství byl v minulých letech ověřen vrtem Lb-3 do hl. 150 m. V profilu vrtu převažovaly většinou šedozelené muskovitické a chlorit - muskovitické fylity s lokálně patrnými relikty rytmického zvrstvení. Ve svrchní části profilu do 50 m jsou přítomné chloritické zelené břidlice s příměsí muskovitu, křemene a karbonátu. Pro svrchní část sledu souvrství jsou charakteristické projevy acidního vulkanismu. Jde o alkalickoživcové meta-ryolity. Horniny bez křemene, typu alkalicko-živcových trachytů, jsou přítomné jen podřízeně. Projevy acidního vulkanismu lokálně vyznívají v bazální části nadložního bradelského souvrství, jehož stáří je givet - sp. frasn, což dokládá jejich vztah k vitošovským vápencům.

Bradelské souvrství

Jeho spodní část je tvořena tmavými muskovitickými fylity (metapelity) jejichž mocnosti kolísají, mohou však i primárně chybět. Na souvrství úsovské pak navazují metapsamity a metapsefity vyšší části sledu souvrství. Valounový materiál metakonglomerátů je tvořen převážně křemenem - valouny do 10cm, podřízeně jsou přítomné valounky modrošedých silicitů, lokálně bývají zastoupeny útržky acidních metatufů. Svrchní část bradelského souvrství má již charakter příbřežní, místy již zřetelně kontinentální - přeplavené reziduální štěrky.

Souvrství janovické

Je v typickém vývoji přítomné v s. sousedství listu, s od Tvrdkova, mezi oskavskou klenbou a hornoměstským vulkanickým komplexem. Na listu Šternberk je přítomné mezi Dol. Libinou a Troubelicemi. Souvrství je tvořeno rytmickým střídáním metapsamitů a metapelitů v rytmech cm - dm řádu s pozitivními gradacemi a převahou pelitické složky. Metapsamity jsou původní pískovce, místy karbonatické, podřízeně přecházející až do mikrokonglomerátů s valounky křemene do 0,5 - 1 cm. Vedle zcela převládajícího křemene jsou ve valounovém materiálu přítomné fylitické břidlice, acidní metatufy, silicity, zrna živců i šupinky muskovitu. Sled souvrství má přechodní postavení mezi flyšovou formací a jejím podložím. Vystupuje v nadloží ponikevského souvrství a typem sedimentace je již blízký flyšové formaci. Složením klastického materiálu však odpovídá jejímu podloží.

TEKTONIKA JIŽNÍ ČÁSTI ŠTERNBERSKO-HORNOBENEŠOVSKÉHO PRUHU V NÍZKÉM JESENÍKU

TECTONICS OF SOUTHERN PART OF THE ŠTERNBERK - HORNÍ BENEŠOV BELT, THE NÍZKÝ JESENÍK UPLAND

Rostislav Melichar - Zdeněk Buček, Katedra geologie a paleontologie PřF MU Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Šternberk-Horní Benešov belt, duplexes, nappe structure

Studované území leží na severovýchodním okraji Českého masívu v okolí města Šternberk v Nízkém Jeseníku. Šternbersko-hornobenešovský pruh je zde tvořen několika víceméně propojenými výskyty devonských hornin obklopených kulmem.

Byly studovány struktury: šternbersko-chabičovská a Ecce Homo, které náleží jižní části šternbersko-hornobenešovského pruhu, a dále struktura moravskoberounská, patřící již jeho střední části.

Horninová náplň těchto struktur je tvořena dvěma komplexy: vulkano-sedimentárním a "flyšovým" (kulmská facie). Ve vulkano-sedimentárním komplexu lze rozlišit tělesa vulkanických hornin (stáří sv. ems až sp. tournai), souvrství stínavsko-chabičovské, které sedimentovalo v době výstupu vulkanitů, ponikevské souvrství a moravskoberounské slepence. Ke kulmské facii jsou řazeny souvrství andělskohorské, hornobenešovské, moravické a hradecko-kyjovické.

V terénu byly měřeny orientace foliací a lineací a určovány smysly střihu a velikosti deformace. Foliace ve vulkanitech mají ve studovaném území generální směr SV-JZ s úklonem k JV. Velikost sklonu je proměnlivá. Ve struktuře šternbersko-chabičovské má velikost sklonu foliací bimodální rozdělení, jehož maxima odpovídají jednotlivým ramenům vrás. První skupina má sklon náležející intervalu 10 až 30 stupňů. Druhá skupina se pohybuje v rozmezí 35 až 70 stupni. Pokud byly vyvinuty struktury polštářových láv, bylo možno určit, zda se jedná o polohu překocenou nebo normální. Ve struktuře moravskoberounské jsou sklony foliací strmější. První maximum má úklon 50 stupňů, druhé maximum odpovídá úklonům 60 až 80 stupňů.

Lineaci ve vulkanitech lze charakterizovat převážně jako lineaci protažení, místy byla pozorována lineace skluzu příp. i svraštění. Podle relativního stáří lze vymezit lineace starší L1 a mladší L2, přičemž L1 jsou pozorovatelné jen v méně přetvořených strukturách šternbersko-chabičovské a Ecce Homo, kde mají směr SZ-JV a ukláni se k jihovýchodu. Generální směr mladších lineací L2 je SSV-JJZ s úklonem k JJZ. Lineace L2 jsou rovnoběžné s osami vrás F1.

Z orientovaných výbrusů podle indikátorů smyslu střihu byly určeny smysly tektonického pohybu. Ve struktuře šternbersko-chabičovské se jedná o pravostranné přesmykové střihy ve východní okrajové části, zatímco v ostatních částech byly zjištěny poklesové pravostranné střihy. V moravskoberounské struktuře převládají výhradně pravostranné horizontální posuny.

Metodami eliptických částic byly určeny hodnoty Rs (ellipticity deformace) pomocí tvarové analýzy kalcitových mandlí ve vulkanitech zkoumaných vulkanických struktur. Tvar elipsoidu deformace lze charakterizovat jako oblátní, při čemž orientace nejdelší osy není jednotná a blíží se buď směru L1 nebo L2. Deformační geometrii lze vysvětlit dvěma střihy různých směrů po těchže plochách skluzu. První ve směru spádnicovém a druhý horizontální. Ze vzájemného vztahu směru orientace delších os kalcitových mandlí a směru výrazné přednostní orientace protažení tabulek draselných živců, které jsou na sebe téměř kolmé, je patrné, že draselné živce neprodělaly reorientaci během deformace a krystalovaly až po ní zřejmě v důsledku metasomatózy. Samotný šternbersko-hornobenešovský pruh nemá v geologické mapě (Dvořák 1981) přímočarý průběh, ale je tvořen táhlými obloukovitými výběžky vypuklými k východu. Každý oblouk vymezuje okraj jedné tektonické šupiny lemované na v. okraji předkulmskými horninami. Jednotlivé šupiny mají přibližně shodnou šířku a jsou v mapě indikovány i ohyby břidličných poloh v okolních drobách. Východní okraj výskytů devonu je prakticky vždy tektonický, západní okraj bývá někdy stratigrafický. Vrstevnatost zde převažuje překocená, což bylo určeno podle vztahu kliváže a vrstevnatosti i podle překocení sedimentárních struktur.

Ve směru od jihu k severu lze ve šternbersko-hornobenešovském pruhu pozorovat určitou polaritu. Šířka předkulmských facií v jednotlivých šupinách v tomto směru klesá (v okolí Šternberka má šířku téměř přes celou šupinu), hloubka báze kulmu určená podle

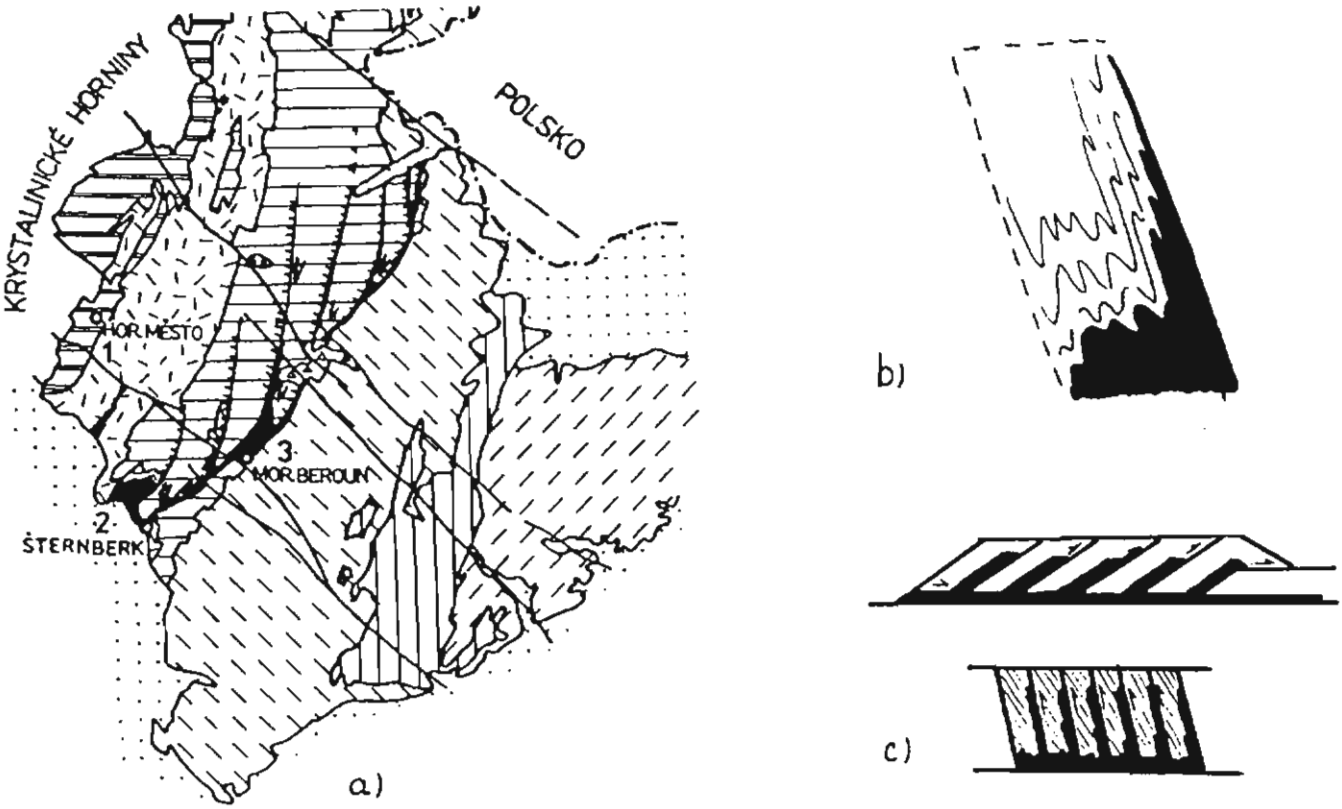
seismických dat stoupá, což souhlasí i s představami o obecném úklonu Českého masivu k severu. Z toho lze usoudit, že zde máme zobrazeny různě hluboké řezy těmito šupinami, z nichž lze sestavit ideální profil šupinou. Šternberská struktura představuje nejhlubší řez téměř při bázi šupiny, kde převažují devonské horniny. Ostatní severnější šupiny představují různé řezy vztyčeným a překoceným hlavním tělesem tektonické šupiny. Komplex šupin vytváří příkrovovou jednotku - duplex, označenou Čížkem a Tomkem (1991) jako "foreland-dipping duplex zone" nebo podle orientace seismických reflexů jako "eastward dipping zone".

Z uvedených výsledků lze předběžně sestavit deformační historii oblasti:

1. Nejstarší kompresní fáze D1 se projevila vznikem duplexní příkrovové stavby s úklonem do zápoli (hinterland-dipping duplex) a lineace L1. Byl vytvořen příkrov sunutý kose k jeho čelu, tj asi k SV.

2. Během druhé deformační fáze D2 v pravostranném horizontálním (transpresním) střižném režimu vznikla mladší lineace L2, vrásy F1 a došlo k překocení šupin a vzniku stavby s převládajícím úklonem k východu.

3. Další deformační fáze vedly ke vzniku mladších vrás a zlomů. Šternbersko-hornobenešovský pruh lze tedy interpretovat jako zónu bází tektonických šupin příkrovu tvořeného převážně hornobenešovským souvrstvím, které jsou kulisovitě uspořádány a byly později z velké části překoceny.



Příkrovová stavba Nízkého Jeseníku v oblasti šternbersko-hornobenešovského pruhu. a) Schematická geologická mapa Nízkého Jeseníku (podle Gnojka a Přichystala 1986) s vyznačením násunových ploch a tektonických šupin. Násunové plochy jsou dnes překoceny a ukláněji se k východu. b) Profil ideální tektonickou šupinou, černě - předkulmské facie. c) Schema stavby duplexu před a po překocení

Literatura:

Čížek P. - Tomek Č. (1991): Large-scale thin skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. - Tectonics, 10, 2, 273-286.

Dvořák J. (1981): Geologická mapa paleozoika v měř. 1:100000 Jeseníků. - Archiv ČGÚ Brno.

Gnojek I. - Přichystal A. (1986): Metalogenetický výzkum leteckých draslíkových anomálií Nízkého Jeseníku. - Acta Univ. Carol., Geol., 1984, 4, 361-388. Praha.

NOVÉ POZNATKY O GEOLOGII JIŽNÍ A STŘEDNÍ ČÁSTI MALONÍNSKÉ HRÁSTI

NEW PIECES OF KNOWLEDGE ON THE GEOLOGY OF SOUTHERN AND CENTRAL PARTS OF THE MALONÍN HORST

(24-21 Jevíčko a 14-43 Mohelnice)

Jiří Otava - Lubomír Maštera - Pavel Hanžl, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: metabazites, givet, shale, greywacke, conglomerate, heavy minerals, central Moravia

Historie výzkumu

Termín "malonínská hrást" byl do literatury zaveden Tietzem (1902). Byl odvozen od vsi Malonin z. Jevíčka a týká se morfostruktury vyvinuté mezi údolím Smolenského potoka z. Jevíčka a Moravskou Třebovou. Jeho geologická náplň se však v tomto století tolikrát měnila, že považujeme za užitečné uvést definice na pravou míru z dnešního pohledu.

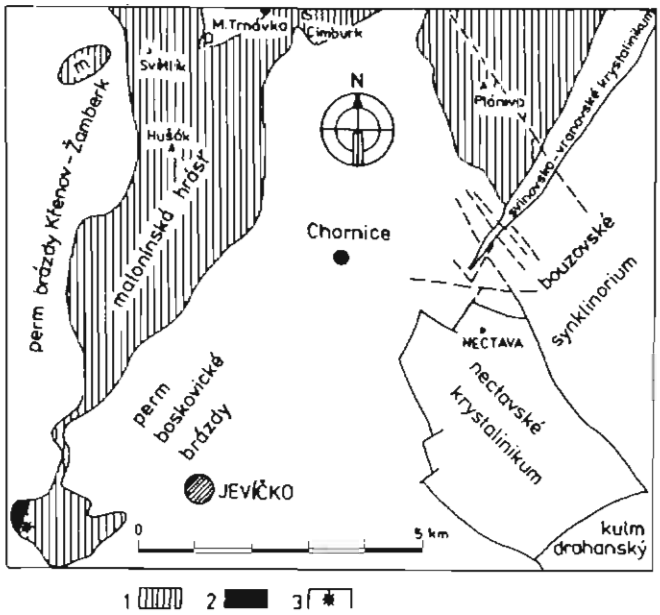
Tietzeho definice malonínské hrásti velmi úzce souvisela s boskovickou brázdou. Malonínská hrást totiž odděluje vlastní boskovickou brázdu (rozkládající se od Moravského Krumlova přes Letovice po Městečko Trnávka) od brázdy Křenov-Žamberk vyvinuté západně hrásti a pokračující k severu tzv. poorlickým permem. Stratigraficky Tietze řadil horniny malonínské hrásti zčásti do devonu, zčásti do kulmu (spodního karbonu). Podobné zařazení (předpermské paleozoikum) přijímá i Zapletal (1932) a letmo uvádí termín "devonsko-kulmská dubravická série". Kodym a Svoboda (1949) zmiňují přítomnost "amfibolických" hornin v údolí Smolenského potoka. Poznámka však upadla v zapomnění, neboť ve všech dalších oficiálních mapových edicích, tj. generálka list Česká Třebová, list Jevíčko (Gauss-Krueger 1:25 000) M-33-94-A-b (Jos. Dvořák, 1966) i v registrační mapě 24-21 Jevíčko (ÚÚG, 1985) vidíme zaznačeny pouze proterozoické metamorfity. V legendě k listu Česká Třebová je jižní část malonínské hrásti značená jako svory, bez bližší specifikace v textu vysvětlivek. Ve Dvořákově mapě (1966) jsou horniny jižní části malonínské hrásti mapovány jako metakonglomeráty, droby a fylitické břidlice proterozoika. Rovněž Zrůstek (1962), který mapoval střední a severní část malonínské hrásti, dospěl k názoru, že jde o proterozoikum. V dalších desetiletích byly více autory hodnoceny slepence , droby a břidlice tzv. mírovského vývoje, givetská fauna od Městečka Trnávka a paleozoické ichnofosílie břidlic. Nejvíce se našemu dnešnímu pohledu přiblížil ve své diplomové práci Rozehnal (1966), který nesouhlasil se Zrůstkovými (1962) závěry. K oblasti Malonín-Jevíčko v jižní části malonínské hrásti se však již nikdo nevyjadřoval. Za této situace značného zmatku ve stratigrafickém zařazení (proterozoikum, devon, kulm) i v litologické charakteristice hornin jižní a střední části malonínské hrásti započalo naše revizní mapování pro edici map 1:50 000, kterou ČGÚ vydává pro MŽP ČR.

Strukturní a petrografické poměry jižní části malonínské hrásti

Klíčovým odkryvem pro poznání superpozice základních horninových celků jižní části malonínské hrásti je defilé nad Smolenským potokem pod sanatoriem Jevíčko. Údolí je zde zařízlnuto do tělesa vulkanických hornin. Na západě, severu i jihu přes něj transgredují křídové sedimenty, na východě jsou vulkanity přesunuty přes klastický komplex metasedimentů mírovského vývoje. Vulkanické horniny jsou odkryty v lomech na obou stranách údolí a v drobných výchozech ve svahu nad silnicí. V lomu pod sanatoriem (levý břeh) vystupují tmavě zelené, nápadně páskované a silně zbřidličnatělé horniny charakteru zelených břidlic s četnými kalcitovými žilkami. Mikroskopicky převažuje matrix budovaná světle zeleným, slabě pleochroickým chloritem, cidotem a v menší míře sericitem. Tyto minerály jsou uspořádány spolu s opakními minerály do pásků. Jako porfyroblasty vystupují z matrix drobné, oválné, většinou čiré albity, jen zřídka lamelované. Charakter porfyroblastů s chloritem v tlakových stínech mají i větší zrna minerálů skupiny epidotu. Petrograficky jde o zelené břidlice, které geochemicky odpovídají nízko draselným tholeitickým bazaltům oceanického charakteru. Dalším typem vulkanických hornin, které se vyskytují na drobných výchozech západně od lomu pod sanatoriem a na pravém, jižním břehu potoka, jsou šedohnědé, jemnozrnné, zbřidličnatělé horniny charakteru metatufů. Mikroskopicky jsou tvořeny jemnozrnnou matrix, která je budována křemenem, živci, sericitem a ojedinělým chloritem s opakními minerály. Z matrix vystupují nenápadné porfyroklasty plagioklasů a oválné útvary složené ze zrn silně deformačně rekrystalisovaného křemene (deformované a

rekrystalované vyrostlice?).

V bezprostředním tektonickém podloží vulkanitů (styčná plocha upadá na viditelné části odkryvu mírně k ZSZ) vystupuje méně než 10m mocná poloha drobno až střednozrnných petromiktních slepenců. Jejich psefitickou frakci tvoří silně zploštělé až vyválcované suboválné a oválné valouny. Silně potlačená mezerní hmota odpovídá



Obr. 1 ***Strukturně geologické schema předkřídových jednotek v sz. části listu Jevíčko 24-21***

1-metasedimenty "mírovského vývoje" (mohelnické souvrství sensu Zapletal, 1992)

2-metavulkanity, převážně metabazity v údolí Smolenského potoka

3-tektonický styk krystalinika a paleozoika malonínské hrásti v údolí Smolenského potoka

nejrozšířenějšímu zelenavému typu drob. Celý sediment bývá rozpukán až drcen, trhlinky a žilky vyplňuje epigenetický krystalický kalcit prosakující s fialově červenými povlaky nejen drobovou matrix, ale i póréznější valouny. Z 53 identifikovaných valounů tvoří kyselé a bazické metavulkanity pod 40%. Dislokačně metamorfované granitoidy tvoří přes 20% a nízko metamorfovaná klastika přes 40%. Z metavulkanitů byly identifikovány méně přeměněné spilit-diabasy, metadiabasy s amfibolem, porfyroidy, metaryodacity, metaandezity a alkalické trachyty. Plutonity představují zejména kyselé variety kataklazitů až mylonitů leukokratních kvarcdioritů a ?alkalického syenitového porfyru, soliterních agregátů plagioklasů, nebo křemene a ojediněle i granitu s grafickou strukturou.

Čtvrtina z valounů metasedimentů je tvořena silně rekrystalovanými křemennými pískovci s granulovanými zrny, nebo se zbytky sericitické matrix. K makroskopicky nejnápadnějším patří deformované valouny vápenců, které budou zpracovány dodatečně. Zbytek tvoří fylitické sericiticko-chloritické prachovce až břidlice. Podobný ráz s převládající zelenavou drobovou matrix a výrazně zploštělými i hrubými (až 40cm) valouny zejména metasedimentů mají slepence na řadě výchozů vrcholové partie Hušáku, ale i na jižním úpatí Spáleného vrchu, kde byl nalezen mj. též valoun krystalického vápence.

Převládajícím litotypem jižní části malonínské hrásti jsou psamity, mezi nimiž se podařilo podrobněji popsat a definovat tři odlišné typy. Jedná se o

1) šedé až zelenošedé zbřidličnatělé droby
2) střednozrnné drobové pískovce
3) šedé plagioklasové arkózy

— — — — —

1)První typ psamitů se vyznačuje silně rekrystalovanou a nepravidelně silicifikovanou prachovito-jílovitou základní hmotou. Subangulární až angulární psamitická frakce má převahu drceného a rekrystalovaného křemene, kvarcitů a kvarcitických fylitů, vzácněji jsou přítomny plagioklasy, granitoidy, metatrachyty až metadiabasy-spility, výjimečně i K-živce. Místy droby obsahují i štěrčíkovou frakci.

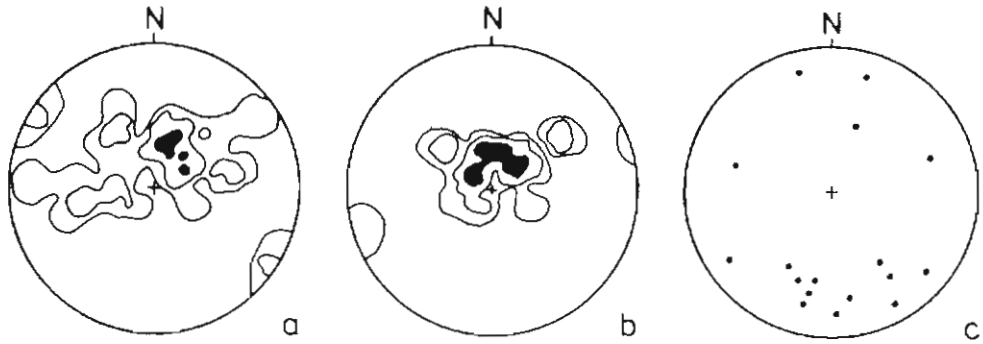
2) Druhý typ se liší především vysokou strukturní nezralostí a zvýšeným podílem plagioklasů.

3) Třetí typ representují šedé arkózy s blastopsamitickou strukturou. Matrix s velmi jemnou granolepidoblastickou strukturou dává hornině fylitický charakter. Matrix je silně podřízena psamitické frakci a tvoří ji kluzné blány sericitu s chloritem a mezi zrny vousy směsi chloritu a křemité složky. Jemně až středně zrnitou psamitickou frakci tvoří již metamorfně zaoblené plagioklasy, řídce velmi jemnozrnné až granulované agregáty křemene a vzácně i zploštělé zaoblené monominerální křemeny.

Průsvitná těžká frakce drob se vyznačuje významnou dominancí apatitů u většiny vzorků. U druhého nejhojnějšího minerálu - zirkonu - je specifická a zajímavá vícenásobná (u některých vzorků až desetinásobná) převaha oválných zrn nad idiomorfními. Tyto dva výrazné rozdíly od kulmských klastik odrážejí spíše podobu s předkulmskými tektonostratigrafickými poměry. Rovněž často zvýšené obsahy turmalínu jsou typické pro některá předkulmská klastika.

Střední část malonínské hrásti (okolí Městečka Trnávky)

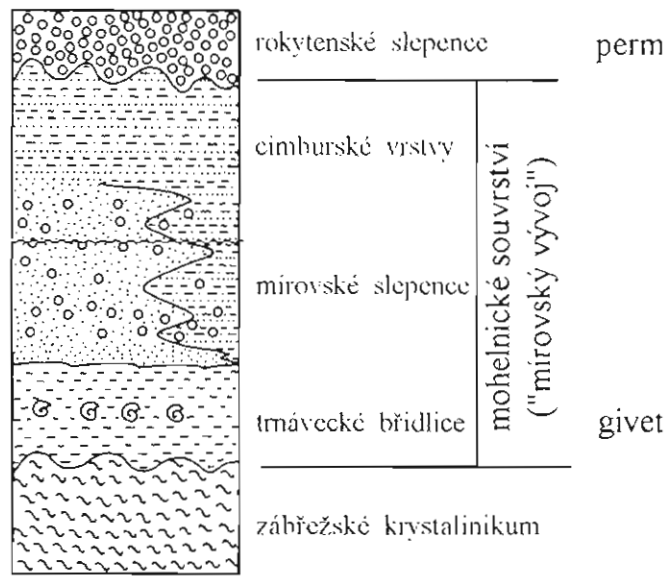
Strukturní i stratigrafické poměry mírovského vývoje se patrně začínají vyjasňovat díky poměrům poznaným na klíčové lokalitě oblasti necelý kilometr severně od Městečka Trnávky, kde byla popsána průkazná devonská, givetská fauna, konkrétně trilobiti, brachiopodi, koráli, krinoidi, mechovky aj. (Chlupáč, 1961). Při dokumentaci lomu zde byly zastiženy v nadloží fosilifernich givetských břidlic



Obr. 2 Strukturní diagramy - sedimenty jižní a střední části malonínské hrásti:
a - póly vrstev, b - póly kliváže, c - lineární prvky

denudační zbytky hrubých pískovců až drobnozrnných slepenců, které na jiných lokalitách doprovázejí klasické mírovské slepence. Obnažený ohyb patrně ležaté synklinály odhaluje nerovnosti na spodní vrstevní ploše pískovců. Proudové stopy, čeřiny, hrnutí bahna aj. textury dokládají po sklopení proudění ve směru od SV k JZ (za předpokladu, že nedošlo k rotaci vůči dnešním magnetickým pólům). Kromě toho zde máme důkaz v tom, že psamiticko-psefitický sled mírovského vývoje (mírovské slepence) navazují bezprostředně bez hiátu na givetské pelity do nichž jsou zabořeny proudové stopy. V terénu se podařilo nalézt několik dalších lokalit fosilifernich břidlic analogických s popisovanou typovou lokalitou Horka (sz. úpatí Doubravice, údolí Pacovky u Borové, jv. svahy Spáleného vrchu). Vzhledem k tomu, že se v terénu daří makroskopicky odlišovat fosilifernì břidlice od pelitů i rytmického vývoje v nadloží mírovských slepenců, vidíme jako užitečné přiřadit fosilifernì givetské břidlice do mohelnického souvrství J. Zapletala (1992) jako nejstarší člen v podloží mírovských slepenců. Nejpřirozenější název pro ně by byl **"trnávecké břidlice"** - viz. obr.3 a 4.

Velmi zajímavý texturně strukturní fenomén byl vysledován v nejjemnějších klastikách střední a jižní části malonínské hrásti. Úlomky rozpadavé podle výrazné subhorizontální kliváže mají místy příčnou laminaci až drobné rytmy břidlic a prachovců. Toto makroskopické pozorování, jakož i podobné jevy sledovatelné ve výbrusech umožňují uvažovat o celkové stavbě střední a jižní části mírovského vývoje zcela jinak nežli Mann (1950) o stavbě mírovské oblasti. Spíše nežli klidné brachystruktury se nabízejí intenzívně rozvlečené překocené až ležaté vrásy, patrně kombinované s přesmyky, podél nichž vystupují z podloží mírovských slepenců a cimburských vrstev trnávecké břidlice. Tomu by odpovídalo i dle našeho poznání velmi nepravidelné a ztěží dešifrovatelné střídání slepenců, drob, rytmitů a laminitů mírovského vývoje v jižní a střední části malonínské hrásti. Tyto strukturní předpoklady by rovněž uspokojivě řešily poměry v okolí Borové, na Dou-



Obr. 3 Litostratigrafické schema paleozoické sedimentace ve střední části malonínské hrástě (okolí Městečka Trnávky)

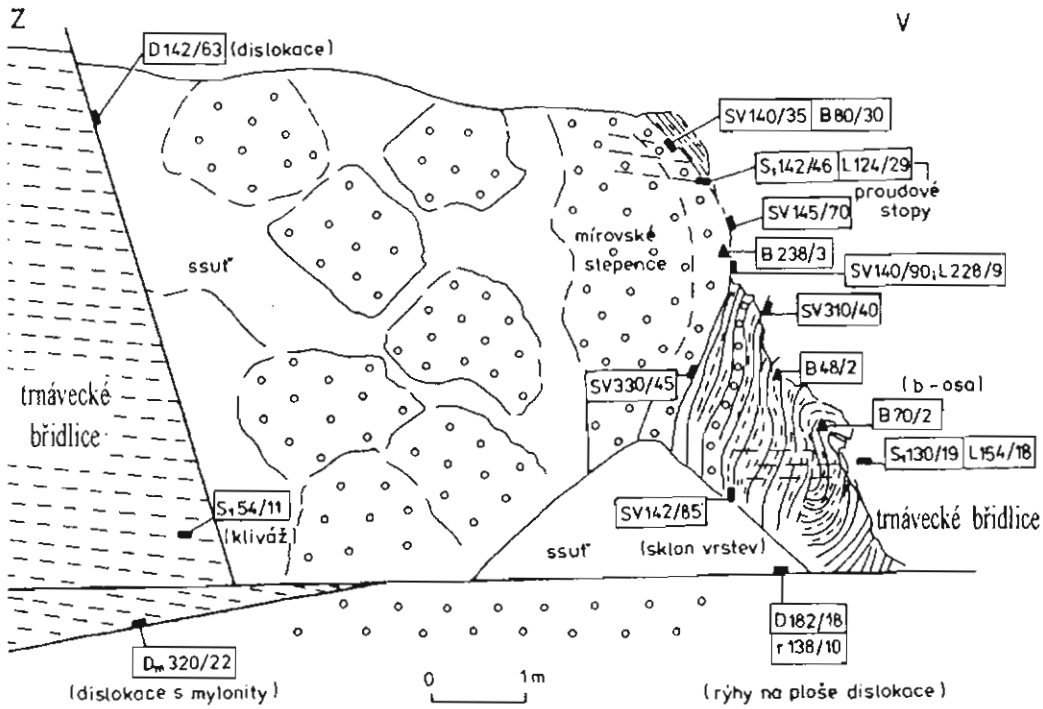
bravici i na Horce severně Městečka Trnávky.

Závěr:

Jižní část maloninské hrásti je budována komplexem metavulkanitů, ve kterém převažují epidot-chloritické zelené břidlice. Jako nejlogičtější - dosud však nepotvrzenou - se jeví souvislost těchto vulkanitů s jižní částí zábřežského krystalinika, otázka jejich stáří zůstává otevřena. Metavulkanity jsou přesunuty k východu přes klastický komplex petromiktních i oligomiktních metakonglomerátů, metapsamitů a metapelitů. Strukturně má tento sled většinou dosti blízko poměrům známým z jižní části zábřežského krystalinika , konkrétně máme na mysli především obecnou shodu foliací, viz obr. 2. Petrograficky je podobný až shodný s oblastí Mírova, která byla daleko podrobněji zpracována, proto jej pracovně nazýváme "mírovský vývoj". Tento klastický komplex se zjevně kryje svojí horninovou náplní s "mohelnickým souvrstvím" J. Zapletala (1992).

Ve střední části maloninské hrásti (okolí Městečka Trnávky) se nepodařilo nalézt výchoz, na němž by byl jednoznačně zřetelný vztah devonských sedimentů k zábřežskému krystaliniku, naopak litologická sblíženost velmi ztěžuje situaci. Zato se podařilo poznat severně Městečka Trnávky konkordantní nasedání mírovských slepenců na fosiliferní givetské břidlice. Navrhujeme proto rozšířit mohelnické souvrství (J. Zapletal, 1992) o tyto břidlice a nazvat je "trnávecké břidlice". Mohelnické souvrství by pak sestávalo (viz obr.3) z fosiliferních trnáveckých břidlic, psefiticko-psamitického členu mírovských slepenců a nejvyššího rytmického vývoje cimburských vrstev. Počátek sedimentace tohoto souvrství v devonu (givetu) je doložen, jeho ukončení zatím není datováno. Předpokládáme-li však značné zrychlení sedimentace v době usazování mírovských slepenců i cimburských vrstev, není vyloučeno, že celé mohelnické souvrství je vázáno pouze na givet, resp. devon.

Trnávecké břidlice jsou ze širšího pohledu velmi pravděpodobně částečným časovým a zřejmě i litologickým ekvivalentem stinavsko-chabičovského souvrství, konkrétně chabičovských vrstev ve smyslu Zukalové a Chlupáče (1982). K tomuto předpokladu nás opravňuje jednak stáří fauny, jednak zjištěné vápnité polohy. V Hrubém Jeseníku je zřejmě ekvivalentem část vrbenské skupiny, nejpravděpodobněji janovické souvrství v pojetí Koverdynského (1993). Bezprostřední nadloží předflyšových trnáveckých břidlic je pak v okolí Městečka Trnávky representováno devonským flyšovým, či možná spíše "flyšoidním" vývojem mírovských slepenců a cimburských vrstev. Náš pohled je tedy velmi blízký pojetí Koverdynského (1993). Tento vývoj pak ovšem nelze časově, faciálně, ani litologicky paralelisovat s drahanským, či jesenickým spodním karbonem - kulmem. Významným dokladem je např. naprostá převaha oválných zirkonů nad idiomorfními, která je charakteristická pro klastika vrbenské skupiny a ostatních předflyšových jednotek, nikoliv pro kulmskou sedimentaci. Proto považujeme termín kulm pro oblast



Obr. 4 Charakter styku trnáveckých břidlic a mírovských slepenců 1 km severně od Městečka Trnávky
Z podkladů autorů článku i vlastních sestavil P. Orel

západně od svinovsko-vranovského krystalinika za nevhodný a matoucí, zvláště uvážíme-li, že jde o časový ekvivalent karbonátového vývoje Moravského krasu.

Rozhodující je rovněž odlišný strukturní charakter bouzovského kulmu a mírovského vývoje (mohelnického souvrství). Naznačený model otvírá nedozírné pole působnosti pro příznivce mobilistických koncepcí, další terenní důkazy a upřesnění však budou nezbytné.

	%		ppm
SiO2	46,760	Rb	18
TiO2	1,980	Sr	190
Al2O3	12,300	Ba	2170
Fe2O3	5,430	Sn	<7
FeO	7,540	Zn	120
MnO	0,185	As	<7
MgO	5,460	U	<15
CaO	8,030	Nb	<7
SrO	0,022	Cu	10
BaO	0,242	Mo	8
Li2O	0,008	Y	47
Na2O	2,410	Ni	40
K2O	0,510	Zr	132
P2O5	0,190	Cr	100
CO2	3,780	Pb	<7
C	0,040		
H2O+	4,180		
F	0,043		
S	0,020		
H2O-	0,290		
F-ekv	-0,018		
S-ekv	-0,005		
suma	99,397		

Tab. 1. Chemická analýza metabazaltů od Smolné, analyzováno v laboratořích ČGÚ Praha, Barrandov

Literatura:

Dvořák Jos.(1966): Geologická mapa 1:25.000 M-33-94-A -b (Jevíčko) . - Archív ČGÚ Praha

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

Kodym O. - Svoboda J. (1950): Zpráva o geologických výzkumech širšího okolí Jevíčka, letovic a Poličky. - Věst. Stát. geol. Úst., 25, 112-120. Praha

Mann K. (1948): Zpráva o geologickém mapování v území na západ od Mohelnice. - Věstník SGÚ, roč. 13: 130-133. Praha

Koverdynský B.(1993): Ponikevské souvrství a sdružené celky v devonu silesika. - Journ. Czech Geol. Soc. 38, 1 - 2, 95 - 100. Praha

Registrační geologická mapa ČSR v měřítku 1:50.000 List 24-21 (Jevíčko). - MS Ústř. Úst. geol. Praha

Rozehnal T. (1966): Geologické poměry území mezi Moravskou Třebovou a Městečkem Trnávkou. - Geofond Praha (nepublikováno)

Tietze E. (1902): Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskroun und Gewitsch. - Jb. geol. Reichsanst., str. 317-722. Wien

Tietze E. (1904): Geologische Spezialkarte der Oesterr. -ung. Monarchie. Blatt Brüsau und Gewitsch.- Wien

Zapletal K. (1931-32): Geologie a petrografie země Moravskoslezské. - Brno

Zapletal J (1991): Geologický výzkum drobných výskytů kulmu v okolí Městečka Trnávky - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1989, 184-185. Praha

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

Zrůstek V. (1962): Nové poznatky o zábřežské sérii, tzv. kulmu a mladších geologických útvarech mezi Městečkem Trnávkou a Moravskou Třebovou. - Přírodověd. Čas. slez., 23, 2, 233-248. Opava

Zukalová V. - Chlupáč I.(1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. - Čas. Mineral. Geol., 27, 3, 225-241. Praha

STÁŘÍ ANDĚLSKOHORSKÉHO SOUVRSTVÍ: NOVÁ FAKTA A JEJICH MOŽNÁ INTERPRETACE
THE AGE OF THE ANDĚLSKÁ HORA FORMATION: NEW FACTS AND THEIR POSSIBLE INTERPRETATION

(15-13 Vrbno pod Pradědem)
Jiří Otava[1] - Jindřich Hladil[2] - Arnošt Galle[2]
1 - ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno
2 - GIÚ AV ČR Rozvojová 135, 165 02 Praha - Suchdol

key words: limestone pebble, Visean corals, pebbly mudstones, Moravo-Silesian Culm

Stručná historie paleontologických výzkumů

Makrofauna vápencových valounů z parakonglomerátů nalezená a určená v letech 1855 - 1990 byla vždy řazena do devonu (Römer, 1870, Schmidt, 1927 a Altar, 1931). Špatně zachovalé zbytky zkamenělin zahrnovaly zvláště krinoidy, korály a hlavonožce Rovněž konodontová fauna z vápenců v nedalekém Alscherově lomu byla řazena do svrchního devonu s tím, že vápence byly nejprve interpretovány jako synsedimentární vložky (Dvořák, Freyer, Slezák, 1959). V současnosti jsou tyto vápence s konodontovou faunou obecně považovány za vyválcované valouny, podobně jako ve Veikově lomu.

Karbonské stáří floristických zbytků nalezených na lokalitě Veikův lom (*Asterocalamites sp.*) prokázala již Purkyňová (1977). Velmi zajímavý je Dvořákův nález ophiuroideí popsaný Pekem a Zapletalem (1988) z břidlic haldy Veikova lomu. Jedná se o druh *Furcaster*, morfologicky velmi podobný druhu *F.? moravicus* nalezeném ve Velké Střelné ve svrchnoviséských břidlicích moravického souvrství (Pek, Prokop, 1986).

Poslední nálezy makrofosilií ve vápencovém valounu byly nejprve předběžně zařazeny do sp.-stř. tournai (tabulátní korál *Tetraporinus aff. virgatus*, Tchudinova 1986 a rugózní korál *Cyanotaxonia sp.*)- Hladil in Otava et al., 1990.

Upřesnění, které je dokumentováno v předkládaném příspěvku přineslo přeřazení na rozhraní tournai-visé, event. do sp. visé.

Geologická situace, vývoj názorů a současný stav

Nový nález karbonských korálů poměrně úzce souvisí se stratigrafickým zařazením andělskohorského souvrství. Jedná se sice o redeponovaný valoun, jeho důležitost však tkví v tom, že obsahuje první spodnoviséské fosílie nalezené na lokalitě a vůbec v andělskohorském souvrství. Tím je nejen potvrzeno karbonské stáří této části andělskohorského souvrství, ale můžeme přistoupit k upřesněnému zařazení do visé za předpokladu téměř synchronní resedimentace vápenců do parakonglomerátů.

Andělskohorské souvrství bylo v minulém století , a po větší část tohoto století, řazeno ke svrchnímu devonu (např. Patteisky, 1928). Ke svrchnímu devonu bylo AHS přiřazeno i ve vysvětlivkách a generálce listu 1 : 200 000 Jeseník. Někteří autoři však poukazovali na výrazně kulmský litologický charakter andělskohorského souvrství a prosazovali jeho spodnokarbonské, nebo převážně spodnokarbonské stáří.

Nová paleontologická data přinesl výzkum konodontové fauny ve spodní části andělskohorského souvrství, resp. nejvyšší části vrbenské skupiny. Nejvíce pozitivních určení přinesly analýzy z vrtů v jižní části Nízkého Jeseníku (Hú-23, Růžová-2 a 4, Chabičov-101 aj.). Výsledky pozitivních vzorků z vložek vápenců byly postupně publikovány (Koverdynský, Zikmundová, 1966, Zikmundová, Koverdynský, 1981, Dvořák et al., 1982) a závěry dle autorů dokládají, že sedimentace andělskohorského souvrství začíná ve studovaných oblastech ve famenu a pokračuje, resp končí v tournai.

V průběhu posledního mapování pro list 1:25 000 Vrbno p. Pradědem 15-133 došlo k upřesnění stratigrafie andělskohorského souvrství ve dvou směrech. Analytické, především petrografické a mineralogické materiály vedly k vyčlenění a definování samostatné nižší litologické jednotky v rámci andělskohorského souvrství, tzv. světelských drob (obec Světlá, okres Bruntál)-viz Otava, 1993. Vedle toho předkládáme stratigrafické přehodnocení, resp. upřesněné zařazení korálové fauny a mikrofaciální charakteristiku vápencového valounu poprvé popsaného v servisní zprávě (Hladil in Otava, 1990):

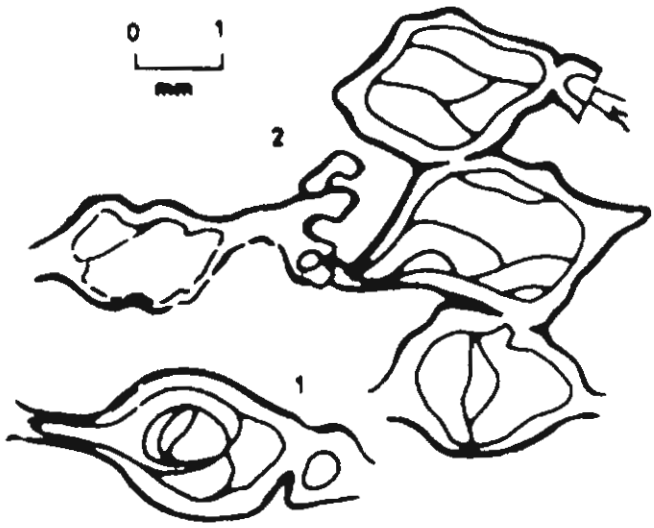
Mikrofaciální a paleontologická charakteristika nálezu

Mikrofacie: Biomikritový a mikrito-biomikritický vápenec s velkými úlomky korálů (Kukalova klasifikace).

Obsaženy jsou malé peloidy a mikritizované intraklasty, bakteriální hlízky, drť krinoidových článků (nahnědlé barvy a se stopami vrtání) a rourkovité segmenty řas. Naproti tomu drobné úlomky brachiopodů i foraminifer jsou velmi vzácné. Úlomky *Lithostrotion (Siphonodendron) sp.* byly povlékány karbonátovým tmelem ještě před pohřbením do sedimentu. Zdroj bioklastů a intraklastů je v mělkovodí. Porovnání se standardními mikrofaciemi (Wilsonova, resp. Flügelova klasifikace) ukazuje na prvky SMF 9 (biomikritový vápenec s roztroušenými, často mikritizovanými bioklasty) a zejména SMF 5 (biodetritický až biomikritový vápenec s úlomky útesotvorné fauny). Přechod indikuje přímé propojení faciálních zón FZ 7 (otevřená platforma až laguna) a FZ 4 (čelní svah) uklončnou rampou.

Diageneze: Znaky mělkovodní diageneze, např. vícegenerační tmel, lem z kalcitových skalenoedrů (tzv. "psí zuby"), nebo loužení dutin a jejich výplně v hornině nebyly nalezeny. Výjimkou jsou pouze úlomky *L. (Siphonodendron) sp.* Mikrit byl částečně rozpuštěn za současné tvorby neomorfního sparitu. Oválná deformace kruhových struktur je 1:1,3 až 1:2, při mírném střihu. Poslední krystalická struktura obsahuje rozrůzněnou mozaiku kalcitových krystalů. Průměrná velikost krystalů je 0.06 mm, obvyklé rozpětí 0,02-0,3mm. Děděné pozice inkluzí a krystalových poruch jsou dobře barevně odlišeny, neumožňují však úplnou rekonstrukci diagenese (vymazání jemných struktur při mírné deformaci a neoformii). Blokový kalcitový krystal v lumenu *Tetraporinus sp.* nemá vždy dokončen rozpad na menší krystaly.

Popis korálů



Obr. 1: *Tetraporinus* sp., nákres primárních struktur korálu. Příčný řez, výbrus A: 1 - koralit s dlouhou a přímou spojovací rourkou (nalevo) a s pučením koralitu nad ústím spojovací rourky (vpravo). 2 - skupina koralitů ukazující lokální kontakt koralitů a nepravidelnosti v tvaru spojovacích rourek

Tetraporinus sp.

Korality jsou dlouhé a přímé. V příčném řezu je nápadný čtyřúhelný tvar koralitu, místy nepravidelný, nebo zaoblený. Rekonstruovaná úhlopříčka (příčný rozměr koralitu) se obvykle pohybuje od 1,5 do 2,0 mm. Korality jsou rozmístěny v kartáčovitém trsu neznámého tvaru a rozměrů. Pravděpodobné jsou laloky a okna v trsu. Volné prostory mezi korality dosahují maximálně šířky 2-3mm, zpravidla jsou však menší a v některých partiích dosedají korality těsně k sobě a jsou srostlé. Stěna je poměrně silná (0,2-0,3mm). Spojovací rourky jsou dlouhé, ve střední části zeštíhlené (vnitřní průměr ca 0,2-0,3mm). Velmi charakteristické je rozvětvení, nadouvání, nebo asymetrie a zaslepení některých spojovacích rourek. Jejich vertikální periodicita není z příčných řezů stanovitelná. Trny chybějí. Dna jsou šikmá, prohnutá až hrubě vesikulózní. V určitých intervalech se objevují dna nálevkovitá.

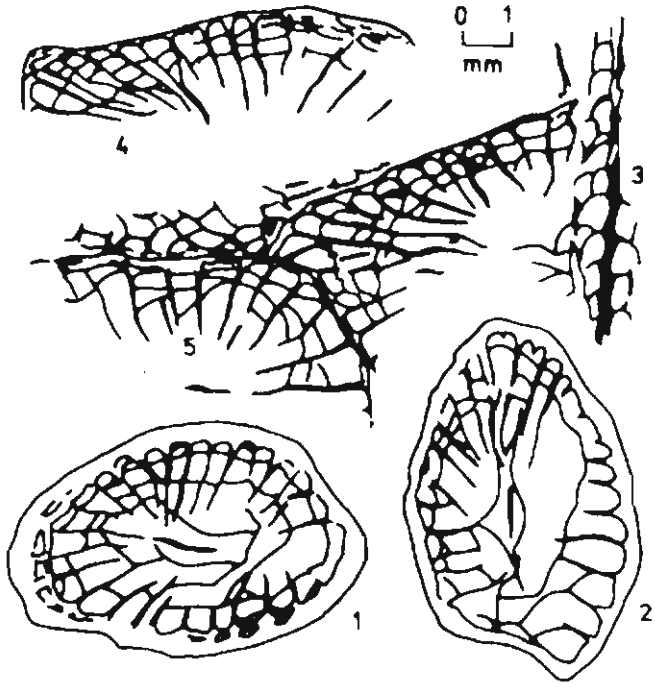
Tvar koralitů, síla stěn a nepřítomnost trnů se shodují s *Tetraporinus virgatus* Čudinova, 1986. Naproti tomu lokální nadouřeniny, periodická přítomnost nálevkovitých den a větvení spojovacích rourek odpovídají spíše *Tetraporinus levis* Čudinova, 1986. Poslední jmenovaný druh má však na stěnách koralitu 12 řad tupých trnů rozmístěných ve čtvercové síti. Ty na studovaném materiálu chybějí. Oba uvedené typy jsou na typové lokalitě (Nová Země, řeka Severnaja, tournai) stratigraficky i geograficky úzce spjaty.

Tetraporinus má rozpětí tournai až perm. Ojedinělé silurské nálezy korálů blízké morfologie nelze k tomuto rodu s jistotou řadit (Čudinova, 1986), permské nálezy jsou uváděny hlavně z Jižní Číny a ze Zakavkazí. Popisovaný korál patří jednoznačně do skupiny druhů blízkých k *T. virgatus*, s rozpětím od středních úrovní tournai až po nejstarší visé. Visénské druhy mívají často štíhlé trny, rozmístěné i na okrajích den, a bývají velké, jako většina visénských korálů (např. *Tetraporinus exilis Čudinova, 1986).*

***Lithostrotion (Lithostrotion)* sp.**

Úlomky masivního trsu s prizmatickými korality. Stěna je tenká, její mikrostruktura je setřena diagenezí. Septa jsou tenká, hladká, malá a velká se střídají. Jejich počet může být značný (přes 50). Presepimenta nejsou vyvinuta, na periferii jsou pozorovatelné 2-3 řady drobných disepiment. Úlomkovité zachování neumožňuje pozorovat průměr koralitu, délku sept, charakter tabulária a případnou přítomnost axiální struktury.

Lithostrotion (Lithostrotion) se vyskytuje od báze visé do namuru, celosvětově (Hill, 1981).



Obr. 2: *Lithostrotion* sp., nákres primárních struktur korálů. Fragmenty, výbrus A (1), B (2-5): 1, 2 - *Lithostrotion (Siphonodendron)* sp., krátká lamerální kolumela. 3-5 - *Lithostrotion (Lithostrotion)* sp., fragmentární podélný řez (3) a příčné řezy (4, 5). U koralitů 3 a 4 není jasné, zda okraj nebyl alespoň zčásti volný, naproti tomu u koralitů 5 je jejich kontakt zřetelný

***Lithostrotion (Siphonodendron)* sp.**

Obr. v textu 2 (1 a 2), tab. 1, obr. 3 (oválné řezy)

Isolované korality, tvar případného trsu není znám. Restaurovaný průměr koralitů je cca 5 mm. Korality válcovité nebo slabě kónické, stěna relativně silná, stejně jak septa i dna, to je zřejmě způsobeno diagenezí. Septa dosahují nejméně 2/3 poloměru, není patrné jejich případné spojení s kolumelou. Atenuátní septa jsou hladká, velká a malá septa nejsou odlišitelná.Jejich celkový počet je cca 20-22. Na jednom z řezů je poměrně dobře patrná krátká lamelární kolumela. Na periferii je rozlišitelná nejméně jedna řada drobných disepiment. Dna jsou hustě a koncentricky uspořádána, místy se v příčném řezu spojují.

L. (Siphonodendron) se vyskytuje od báze visé do namuru, celosvětově a hojně (Hill, 1981). Výskyty v tournai nejsou známy.

Stratigrafický význam nálezu:

Servisní zpráva (Hladil in Otava, 1990) uvádí *Tetraporinus aff. virgatus a Cyathaxonia ?* sp.: stáří tournai. Podrobný výzkum přinesl tyto změny: 1. U tabulátního korála *Tetraporinus* sp. bylo objeveno naduřování, větvení, asymetrie a zaslepení některých spojovacích rourek. 2. U rugózních korálů bylo prokázáno postmortální diagenetické ztluštění sept a zároveň byly nalezeny indicie lamelární kolumely. Proto je přeřazujeme k rodu *Lithostrotion.*

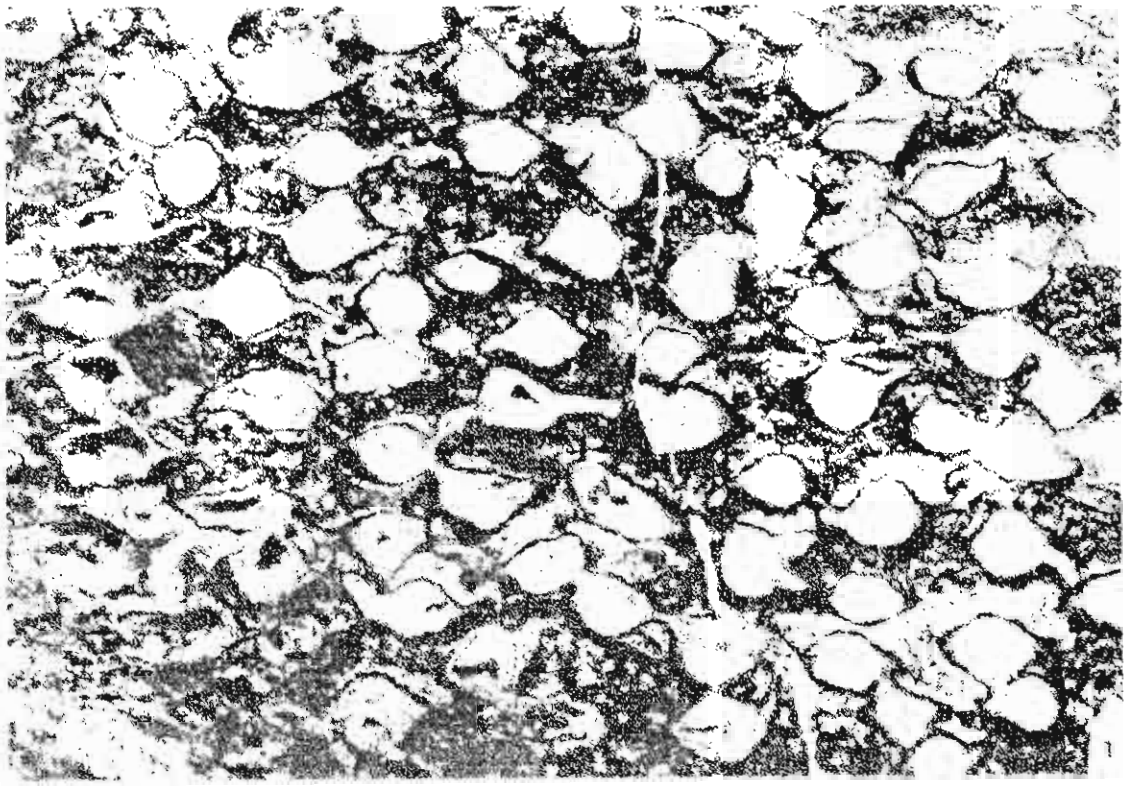
Pro stratigrafii je podstatné: *Tetraporinus* sp. (ze skupiny *T. virgatus)* má rozpětí střední/vyšší část tournai až spodní část visé. Ve starších sedimentech není žádný takovýto korál uváděn, ani pod jiným názvem nebo v otevřené nomenklatuře. *Lithostrotion (Lithostrotion)* a *Lithostrotion (Siphonodendron)* jsou známy pouze od visé. Teoreticky existuje možnost prekurzorů ve vyšší části tournai, ve faciích podobnějších visénským, ta však není ověřena žádným nálezem a je malá. Stáří asociace je proto nově charakterizováno jako časné visé (překryt), případně pozdní tournai.

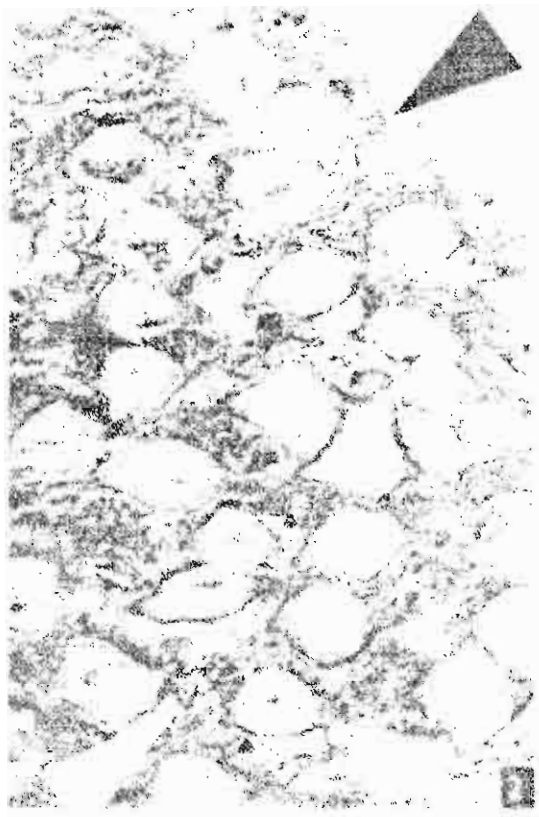
Závěr:

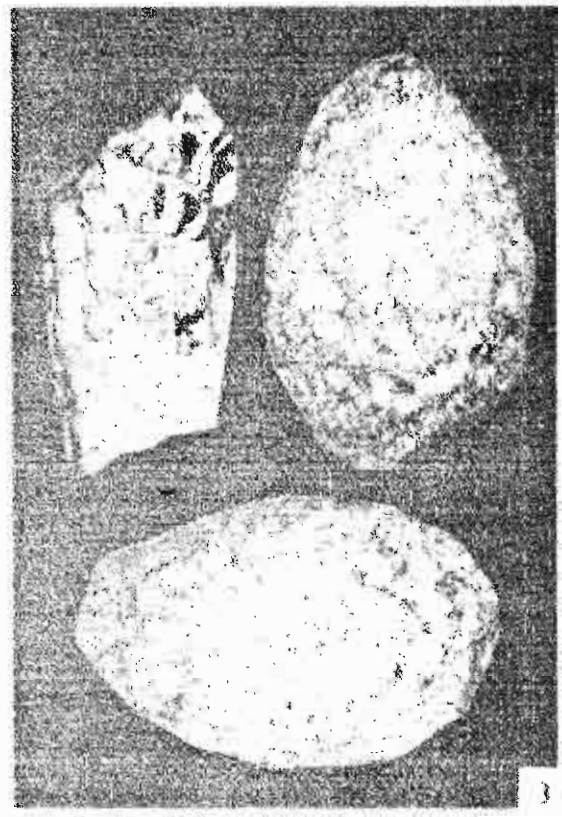
Interpretací, která by pouze navazovala na dosavadní názory (např. Dvořák,1993) bychom dospěli k závěru, že sedimentace andělskohorského souvrství započala ve famenu a pokračovala do svrchního tournai, resp do visé. Toto ostatně předpokládá i poslední publikované stratigrafické schema (Zapletal et al., 1989).

Jinou možnou interpretaci, ke které se přiklánějí i autoři tohoto příspěvku, je považovat vápencové a silicitové vložky s famenskou a tournaiskou konodontovou faunou za součást, resp. za nejvyšší část předflyšového vývoje. Andělskohorské souvrství by zahrnovalo pouze flyšové, gradačně zvrstvené rytmity složené z jemnozrnných drob, prachovců a břidlic s četnými vložkami drob a horizonty parakonglomerátů. Přesně tak je ostatně AHS definováno ve výše uvedeném stratigrafickém schematu (Zapletal et al., 1989). V tom případě by ovšem bylo logičtější zahrnout celý flyšový sled andělskohorského souvrství do visé, přibližně v tom smyslu jak to učinil Kumpera (1983). V prostoru jižně od Vrbna p. Pradědem pro tuto interpretaci svědčí nepřítomnost karbonátových vložek při rozhraní vrbenské skupiny a andělskohorského souvrství a konečkonců i výskyt parakonglomerátů v bezprostřední blízkosti styku těchto dvou jednotek.

Budeme-li se držet striktně paleontologických důkazů prezentovaných v tomto příspěvku,můžeme uzavřít, že viséské stáří tzv. světelských drob (Otava, 1993), jakož i svrchní části pelitického vývoje andělskohorského souvrství v okolí Vrbna p.P. je paleontologicky prokázáno. Pro nižší část andělskohorského souvrství je viséské stáří pravděpodobné, není však paleontologicky zatím doloženo, ani vyvráceno.





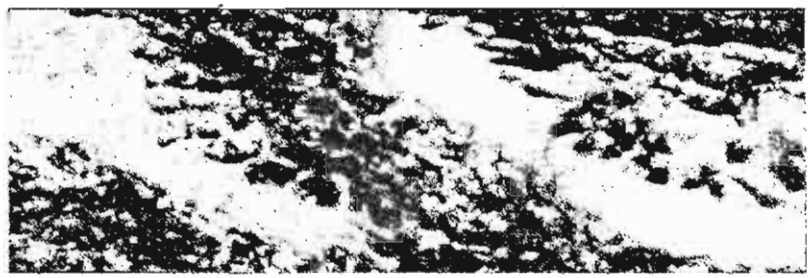


Tabule I

Obr. 1 - *Tetraporinus* sp., příčný řez, snímek z výbrusu B. Zvětšeno 8x.

Obr. 2 - *Tetraporinus* sp., příčný řez, snímek z výbrusu A. Zvětšeno 8x. Šipkami jsou vyznačena místa s aberacemi spojovacích rourek.

Obr. 3 - *Lithostrotion (Siphonodendron)* sp., výbrusy A, B (příčné řezy dole a vpravo nahoře, na černém podkladu). *Lithostrotion)* sp., výbrus B (šikmý až podélný řez, v tmavém poli vlevo nahoře). Zvětšeno 8x.



Tabule II

Obr. 1 - *Lithostrotion (Lithostrotion)* sp., část dvou fragmentů z výbrusu B, šikmý až příčný řez. Struktury ve světlém neomorfním sparitu (okolo stěny koralitu) jsou nízce kontrastní. Zvětšeno 8x.

Fotografie: Martin Ureš

Literatura:

Altar, P. (1931): Die Stratigraphie der Engelsberger-Schichten (Ostsudeten). - Mitt. Naturwiss. Ver. Troppau, 23. Opava

Čudinová, I. I., (1986): Sostav, sistema i filogenia iskopaemych korallov. Otrjad siringoporida. - Trudy paleontologičeskogo instituta, 216, 1-205. Moskva

Dvořák, J.- Friáková, O.- Kukal, Z.- Otava, J.(1983):Stratigrafie a faciální vývoj paleozoika v okolí Šternberka na Moravě. - Čas. Min. Geol., 28, 397-414. Praha

Dvořák, J. (1993): Geology of the Palaeozoic rocks of the Šternberk-Horní Benešov Zone (Nízký Jeseník Mts., Northern Moravia). - Sbor. geol. Věd., Geol. 46. Praha (v tisku)

Dvořák, J. - Freyer, G. - Slezák, I. (1959): Další paleontologický důkaz devonského stáří andělskohorských vrstev. - Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 6, 457-458. Praha

Hill, D. (1981): Coelenterata. Supplement I. Rugosa and Tabulata. - In: Teichert, c. (sd.): Treatise on Invertebrate Paleontology. 1-762. University of Kansas. Lawrence

Koverdynský, B. - Zikmundová, J. (1966): K stratigrafické příslušnosti vrbenské série a andělskohorských vrstev v oblasti Jeseníků. - Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 5, 367-373. Praha

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. - Knih. Ústř. Úst. geol., sv. 59, 172 s. Praha

Otava, J. et al. (1990): Základní geologická mapa ČSFR 1:25.000 list Vrbno pod Pradědem 15-133. - Archiv Ústř. Úst. geol. Praha

Otava, J. (1993): Některé nové poznatky z mapování na území listu 15-133 Vrbno pod Pradědem. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1991. 105-107. Praha

Patteisky, K. (1929): Die Geologie und Fossilführung der mährisch-schlesischen Dachschiefer und Grauwackenformation. - Opava

Pek, I. - Prokop, R.J. (1986):Furcaster? moravicus sp. n. (Ophiuroidea) z moravického souvrství (spodní karbon, Morava). - Čas. Slez. Muz. (A), 35, 17-19. Opava

Pek, I. - Zapletal, J. (1988): Další nález hadic v kulmských sedimentech severní Moravy. - Čas. Slez. Muz. (A), 37, 191-192. Opava

Purkyňová, E. (1977): Karbonská flóra z Dětřichovic u Andělské Hory (kulm Nízkého Jeseníku). - Čas. Slez. Muz., A, 26, 137-138. Opava

Roemer, F. (1870): Geologie von Oberschlesien. - Wroclaw

Schmidt, H. (1927): Stratigraphische Beobachtungen im ostsudetischen Paläozoikum. - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen

Zapletal, J. - Dvořák, J. - Kumpera, O. (1989): Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. - Věst. Ústř. Úst. geol., 243-249. Praha

Zikmundová, J. - Koverdynský, B. (1981): Výskyty konodontových faun ve spodní části andělskohorského souvrství v oblasti Jeseníků. - Práce Odb. přír. věd Kraj. vlastivěd. Muz., 33, 17-18. Olomouc

ICHNOFOSILIE DICTYODORA LIEBEANA (GEINITZ, 1867) Z MASÍVU PLÁNIVY (MÍROVSKÝ VÝVOJ PŘEDPERMSKÉHO PALEOZOIKA SEVERNĚ NECTAVY)

ICHNOFOSSIL DICTYODORA LIEBEANA (GEINITZ, 1867) FROM THE MOUNTAIN RANGE OF PLÁNIVA, CENTRAL MORAVIA

(24 - 21 Jevíčko)

Ilja Pek[2] - Jiří Otava[1] - Lubomír Maštera[1]

1 - ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

2 - PřF Univerzity Palackého, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

key words: paleozoic, ichnofossil, petrology, clastic sediments

Během revizního geologického mapování byla nalezena 1 km sv. od Unerázky trojrozměrně zachovaná stopa. Matečnou horninou jsou zelenohnědé deskovité siltovce, které se na lokalitě a v okolí rytmicky střídají s jemnozrnnými drobami.

Geologická situace

Masív Plánivy je poněkud problematické, izolované, převážně drobové těleso, tvořící hřbet (1 x 3 km) protažený sz.-jv. směrem. Na JV je omezen svinovsko-vranovským krystalinikem, na V hraničí rovněž tektonicky podél zlomu SZ-JV směru s denudačním reliktem křídy (cenoman a turon) a s břidlicemi a slepenci mírovského vývoje . Na opačné východní straně je masív Plánivy obklopen depresí Malé Hané, která je vyplněna jednak rokytenskými slepenci permokarbonu boskovické brázdy, jednak marinním neogénem .

Zvláštní pozice i vzhled drob masívu Plánivy upoutaly již Kettnera (1937), který je proto ve své mapě zakreslil samostatnou šrafou. Odlišil je nejen od drob bouzovského synklinoria drahanského kulmu, ale i od ostatních sedimentů tzv. "mírovského vývoje" (mohelnického souvrství ve smyslu Zapletala, 1990).

Náš současný názor po revizním mapování je takový, že klastické sedimenty masívu Plánivy (nejen droby) budí v terénu dojem nejslaběji metamorfovaných předpermských sedimentů v oblasti západně od svinovsko-vranovského krystalinika. První výsledky ze studia výbrusů jsou takové, že pískovce masívu Plánivy jsou sedimenty různé zrnitosti, téměř bez matrix. Klasty jsou tvořeny převážně křemenem, nebo kvarcity. Podřízená matrix je tvořena chloritisovanými biotity. Charakteristická je přítomnost drcených chloritisovaných granátů. Ze stručného popisu je zřejmé, že tyto pískovce neodpovídají příliš přesně žádnému ze tří typů pískovců "mírovského vývoje" popsaných ve článku o geologii maloninské hrástě v tomto sborníku. Nicméně do širší skupiny psamitů mírovského vývoje pískovce Plánivy patří. Zirkon-apatitovou asociací s rutilem v těžké frakci jsou shodné s ostatními psamity mírovského vývoje. Bohužel je však zřejmé, že drcením se destruované granáty zjištěné ve výbrusech dostaly do podsítné frakce a neobjevily se v uvedené asociaci. Odlišnost od drob bouzovského synklinoria drahanského kulmu je makroskopicky minimální, mikroskopicky však velmi výrazná. Oba celky (masív Plánivy a bouzovské synklinorium) přitom dnes dělí jen desítky až stovky metrů široké pásmo svinovsko-vranovského krystalinika (viz schema na str.48 tohoto sborníku.).

Ze sedimentologického hlediska naproti tomu shledáváme v rytmitech masívu Planivé mnoho běžných kulmských , či spíše obecně flyšových znaků, jako např. proudové stopy, čočkovité i zvířené zvrstvení, konvolutní deformace lamin, gradační zvrstvení, rostlinný detrit, bioglyfy.

Z hlediska strukturního patří okolí paleontologické lokality, tedy dvě rokle zahloubené severovýchodně od Unerázky k nejlépe odkrytým a poznatelným částem masívu Plánivy. Zbývající část masívu je i v morfologicky strmých částech velmi chudá na výchozy. Pro severozápadní svahy Plánivy jsou typické střední, monotonní monoklinální jihovýchodní úklony vrstev od 37 do 61 stupňů. Obecně jsou tedy směry vrstev subparalelní s vacetínským "nasunutím" a vlastně i se směry vrstev převažujícími v bouzovském synklinoriu, mají ovšem opačnou vergenci nežli vacetínské "nasunutí".

Paleontologický popis nálezu

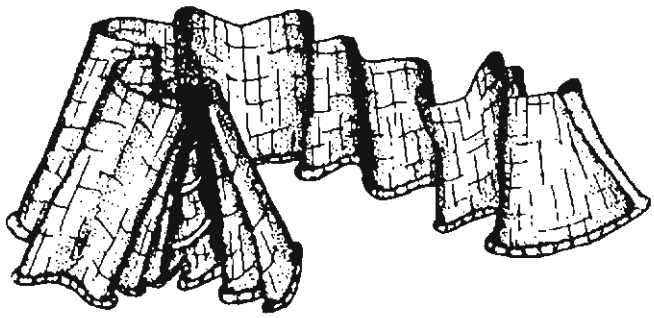
***Dictyodora liebeana* (Geinitz, 1867)**

Text. obr.1-2

M a t e r i á l: 1 ks stopy v drobných rytmitech prachovců a břidlic

P o z n á m k y : Nalezená část trojrozměrně zachované stopy sestává z horizontálních, nepravidelně probíhajících meandrů (zachovaných jako epireliéf) a

subvertikální, mírně zřasené boční stěny ("Spreitenwand"). Povrch svislé části stopy je pokryt soustavou podélných, paralelně probíhajících žebírek. V některých úsecích se tyto vějířovitě rozbíhají. Mimo boční stěnu probíhá kose šachtovitá část stopy (Ausstiegsschacht").



Obr. 1 Rekonstrukce trojrozměrně zachované stopy *Dictyodora liebeana* (podle Pfeiffera 1959, text. obr.5)

Trojrozměrně zachované dictyodory se vyskytují v našem paleozoiku velice vzácně. Lang, Pek a Zapletal (1979) a Pek (1988) uvádějí podobně zachovanou stopu z Jedovnic na Drahanské vrchovině (visé, rozstáňské souvrství). Z oblastí mimo moravskoslezský kulm uvádějí takový typ dictyodory např. Pfeiffer (1959, text. obr. 5, tab.III, obr 10)-viz obr. 1 - z Durynska a Stepanek a Geyer (1989, tab. 2, obr12) z Franckého lesa.

Závěr

Dictyodora liebeana (Geinitz, 1867) je častým představitelem flyšového vývoje a odpovídá nereitové ichnofacii. Nicméně stratigrafické rozšíření a geografický výskyt je kosmopolitní od ordoviku do karbonu. Nemůžeme tedy definitivně rozhodnout, zda jde o spodnokarbonský sled. Naopak per analogiam je nutno uvažovat o paralelisaci (časové i faciální) s metasedimenty jižního, západního, východního i severního okolí Městečka Trnávky (Cimburk, Doubravice, Horka). Z Cimburku je popisován výskyt dictyodory např Zapletalem (1989). Z mapování vyplynula zjevná kontinuita a litologická podobnost horninového sledu z údolí Pacovky západně Městečka Trnávky, Cimburku, a Doubravice .



Obr.2 Průběh stopy (a) a rekonstrukce jejího prostorového vývoje (b)

Pravděpodobně v těsném podloží (proudové stopy nadložních pískovců) leží fosiliferní břidlice lokality Horka severně Městečka Trnávky Právě posledně jmenovaná lokalita je známa nepochybně střednodevonskou, nejspíše givetskou faunou - trilobit rodu Phacops, články krinoidů, schránky brachiopodů, zbytky zoárií fenestellidnich mechovek, deformovaných rugóznich korálů a ulit gastropodů (Chlupáč, 1961).

Literatura:

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

Kettner R. (1937): Geologické poměry území mezi Bouzovem, Nectavou, Městečkem Trnávkou a Studenou Loučkou na Drahanské vysočině. - Čas. Vlasten. mus. Spol. v Olomouci, 50, 30-39. Olomouc

Lang V. - Pek I. - Zapletal J. (1979): Ichnofosilie kulmu jihovýchodní části Drahanské vrchoviny. - Acta Univ. Palackianae Olomucensis, Geogr.-Geol., 62, XVIII, 57-96. Praha

Pek I. (1988): Ichnofosilie moravskoslezského kulmu. - Kand. disertační práce. Přírodovědecká fakulta UK. Praha

Pfeiffer H (1959): Über Dictyodora liebeana (Weiss). - Geologie, 8, 4, 425-439. Berlin

Pfeiffer H. (1969): Die Spurenfossilien des Kulms (Dinants) und Devons der Frankenwälder Querzone (Thüringen). - Jb. Geol., 2 (1966), 651-717. Berlin

Stepanek J. - Geyer G. (1989): Spurenfossilien aus dem Kulm (Unterkarbon) des Frankenwaldes. - Beringeria, 1, 1-55. Würzburg

Zapletal J. (1989): Geologický výzkum drobných výskytů kulmu v okolí Městečka Trnávky. - Zpr. geol. Výzk. v Roce 1989, 184-185. Praha

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

ŽÍLA LAMPROFYRU V BAZÁLNÍCH DEVONSKÝCH KLASTIKÁCH OD TASOVIC U ZNOJMA (DYJSKÝ MASÍV)
A LAMPROPHYRIC DYKE IN BASAL DEVONIAN CLASTICS AT TASOVICE NEAR ZNOJMO (THE DYJE MASSIF)

(34 - 13 Dyjákovice)

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

key words: Hercynian minette, major and trace element composition

Moravskoslezská oblast je obecně chudá na výskyty lamprofyrů. Podrobně byly zatím popsány stefanské lamprofyry (302 ± 5 My, K - Ar na amfibolu) tvořící žíly v kulmských sedimentech u Janova ve Slezsku (Dvořák - Přichystal 1982). Z prostoru brněnského masívu uvádí Holetz (1923) 4 m mocnou kersantitovou žílu z údolí Bobravy u Želešic. Rovněž z české strany dyjského masivu byl doposud popsán pouze jediný výskyt - spessartit, který tvoří 3,5 m mocnou žílu v zářezu nad železniční tratí nedaleko zastávky Znojmo - Gránice (Batík in Čtyroký - Batík et al. 1983). Z rakouské části dyjského masivu jsou popsány 4 biotitické lamprofyrické žíly z okolí Maissau. Jejich stáří je metodou $^{40}Ar/^{39}Ar$ na biotitu udáváno na 322,5 ±0,3 My (lom Hengl) až po 306,3 ± 0,4 My pro žílu v.od Ostrongu (Dallmeyer et al. 1994).

Nový výskyt lamprofyrové žíly zjistil autor tohoto příspěvku na kopci Kraví hora mezi Tasovicemi a Derflicemi, kde má podnik "Silnice Znojmo" založen velkolom v červenofialových bazálních devonských klastikách. Ta jsou reprezentována křemennými slepenci, arkózami a kaolinickými piskovci. V křemenných slepencích se výjimečně může objevit valounek načervenalého granitoidu nebo černého silicitu. Při prohlídce těžené jižní stěny lomu zde byla nalezena v letech 1992 - 1993 na dvou místech téměř svislá žíla intenzívně deformované magmatické horniny. Východnější výchoz má mocnost 10 - 15 cm a úklon 232° /75°, západnější výskyt dosahuje mocnosti až 0,5 m s úklonem 208° - 216°/70° - 80°. Žíla má evidentně jiný průběh než vrstevnatost: masivní a nepravidelně rozpukané vrstvy jsou téměř v celém rozsahu zhruba sj. směru (345° - 350°) se sklonem k V, který se postupně snižuje od Z k V z 80° na 20° (Batík in Batík - Čtyroký 1982). Magmatická hornina má šedozelenou barvu a místy více či méně zřetelnou plošně paralelní texturu. Makroskopicky nápadná je přítomnost velkého množství vyrostlic biotitu, lokálně chloritizovaného. Velikost biotitových lupenů se pohybuje od 0,2 do 0,5 cm. Při měření přenosným kapametrem se vzorky vyznačují překvapivě nízkou magnetickou susceptibilitou (0,18 - 0,26 . 10^{-3} SI), což nepochybně souvisí s výraznou hydrotermální přeměnou.

Ve výbrusech lze v nejzachovalejších centrálních částech západní žíly prokázat, že má magmatickou stavbu, v okrajových silně deformovaných partiích se tato již nedá doložit. Struktura horniny je výrazně porfyrická s vyrostlicemi biotitu, který má někdy zonální stavbu, bývá chloritizován nebo baueritizován. Vedle něj je přítomen

hm. %		ppm	
SiO_2	52,91	Ag	< 15
TiO_2	2,17	As	< 5
Al_2O_3.....	9,11	Ba	= 1239
Fe_2O_3.....	5,47	Bi	< 15
FeO	3,54	Cd	< 15
MnO	0,07	Co	= 48
MgO	11,09	Cr	= 1492
CaO	2,16	Cu	< 5
Na_2O	1,15	Ga	= 13
K_2O	3,75	Mo	= 13
P_2O_5	2,10	Nb	= 20
CO_2	1,19	Ni	= 614
H_2O^+	4,15	Pb	= 34
H_2O^-	0,65	Rb	= 252
		Sb	< 15
Celkem	99,51	Sn	< 10
		Sr	= 373
		U	< 15
		V	= 115
		W	< 15
		Y	= 26
		Zn	= 85
		Zr	= 658

Tab. 1 Zastoupení hlavních oxidů a stopových prvků v minetě z Tasovic (silikátovou analýzu provedli J. Faimon a P. Kadlec z Katedry mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU v Brně, stopové prvky byly stanoveny J. Strublovou v podniku Gematest Praha pomocí RTG spektrometru Philips PW 1404)

pravděpodobně i flogopit. Po štěpných trhlinách se objevují nahloučeniny nově vznikajícího titanitu. Některé vzorky jsou intenzívně karbonatizovány a patrně vyrostlice tmavých minerálů jsou zcela pseudomorfovány karbonátem a opakními minerály. Základní hmota je tvořena směsí jemnozrnného chloritu, opakního minerálu, místy i karbonátu. Nápadné je vysoké zastoupení protáhlých apatitových krystalů, což koresponduje s výsledky chemické analýzy (2,1% P_2O_5). Hodnota MgO (11,09%) zase signalizuje přítomnost hořečnatých silikátů. Podle převahy K_2O nad Na_2O je hornina klasifikována jako mineta.Ze stopových prvků jsou nápadné vysoké obsahy Ba, Rb a Sr, což je typický rys i pro lamprofyry ze Slezska (Dvořák - Přichystal 1982) a obecně pro hercynské lamprofyry v Evropě vůbec. Podobně jsou popisována v hercynských minetách výrazná zastoupení Ni a Cr (Turpin et al. 1988),i když ve vzorku z Tasovic patří Ni k nejvyšším a Cr o téměř 500 ppm přesahuje nejvyšší udávanou hodnotu.

Překvapivé je intenzívní zbřidličnatění lamprofyru, protože obvykle jsou tyto horniny v moravskoslezské oblasti nedeformované. V Tasovicích to patrně souvisí s anomálně rozdílným charakterem rigidních křemenných slepenců a tenké bazické lamprofyrové žíly, na níž se zřejmě již při malém napětí projevila výrazně deformace.

Literatura:

Batík P., Čtyroký P., 1982: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 34-131 Šatov. - Ústř. Úst. geol. Praha.

Čtyroký P., Batík P., 1983: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 34-113 Znojmo. - Ústř. Úst. geol. Praha.

Dallmeyer D. R., Fritz H., Neubauer F., Urban M., 1994: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls on the tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif. - Pre-alpine Crust in Austria, Excursion guide "Geology of the Moravian Zone", 14 - 22. Krems.

Dvořák J., Přichystal A.,1982: Lamprofyry stefanského stáří janovsko-artmanovského antiklinoria ve Slezsku. - Sbor. geol Věd, Geol. 36, 93-113. Praha.

Holetz F.,1923: Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz bei Brünn. -Lotos, Bd. 71, 121-142. Praha.

Turpin L., Velde D., Pinte G., 1988: Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. - Earth planet. Sci. Lett., 87,73-86. Amsterdam.

NOVÉ VÝSKYTY MAGMATICKÝCH HORNIN V PERMU BOSKOVICKÉ BRÁZDY
NEW OCCURENCES OF MAGMATIC ROCKS IN THE PERMIAN OF THE BOSKOVICE FURROW

(24 - 34 Ivančice)

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

key words: dyke and volcanic rocks, trachyandesites-dacites

První zmínka o přítomnosti magmatické horniny v boskovické brázdě pochází od Gartnera (1924), který popsal od Oslavan 1,5 m mocnou žílu o směru SSZ - JJV (kolem 165°) a se sklonem k VSV. Označil ji jako mandlovcový afanit. Diskordantně proráží permské souvrství slídnatých arkózových pískovců a jílovitých břidlic. Tý jsou na kontaktu se žilou tepelně metamorfovány. Detailní petrografický popis provedl Zapletal (1925), jenž dospěl k názoru, že se jedná o keratofyr. O pět let později již znal keratofyr z 8., 7. a 5. horizontu na dole Kukla u Oslavan a dva povrchové výchozy. Kromě zmíněné žíly udává keratofyrový mandlovec, jenž nalezl sběratel V. Gros v trati "Pod koblihem" na pravém břehu Oslavy (Zapletal 1930).

Další výskyty magmatických hornin, tentokrát v podobě ložních žil, uvádí Malý (1968): tři žíly z XI. patra dolu Nosek, jednu z dolu Antonín a dvě z dolů Julius a Ferdinand. Z petrografického popisu vzorků z dolu Nosek vyplývá (provedla J. Staňková), že jde o velmi jemnozrnnou narůžovělou horninu (velikost zrna je 0,02 mm) se stejnoměrně zrnitou mikrogranitickou strukturou. Zrna jsou převážně alotriomorfní a reprezentuje je plagioklas (oligoklas) a křemen, ojediněle se objevuje chloritizovaný biotit, idiomorfní apatit a zirkon. Zjištěn byl i uhličitan a anhydrit. Autorka horninu klasifikuje (in Malý 1968) jako oligoklasit a uvádí rovněž neúplnou silikátovou analýzu, v převážné části článku je však hornina nazývána jako keratofyr.

Všechny tyto nálezy pocházejí z rosicko-oslavanské pánve v j. části boskovické brázdy. Naopak až od

Předního Arnoštova (j. od Moravské Třebové) na rozhraní boskovické a poorlické brázdy popsali Mrázek - Rejl (1979) až 20 cm velké úlomky rudohnědého mandlovcového melafyru. Porfyrická hornina má podle nich sklovitou základní hmotu s proudovitě uspořádanými lištami labradoritu kolem vyrostlic plagioklasu a olivínu. Obsahuje hojné xenolity místních permských arkózových pískovců.

V pokračování boskovické brázdy na jih leží na rakouském území v blízkosti diendorfského zlomu výskyt permu u Zöbing. Ve zdejších heiligensteinských slepencích (saxon) byly zjištěny valouny vulkanitů svědčících pro přibližně současnou vulkanickou aktivitu (Vasicek 1991).

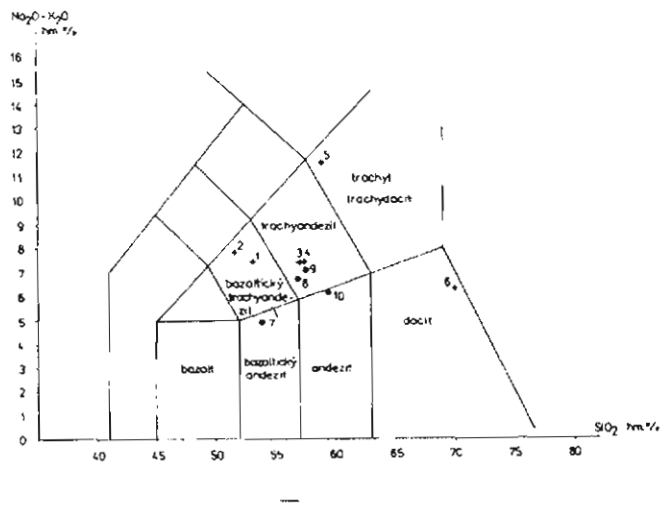
Nové nálezy magmatitů učinil autor tohoto příspěvku společně se studenty a pracovníky PřF MU na kurzu geologického mapování v r. 1991. V obou případech jde o žíly prorážející rokytenské slepence permského stáří. Jedna žíla o mocnosti 0,5 m (d. b. 3736/1991) byla zjištěna 350 m zsz. od nádraží v Budkovicích (okr. Brno-venkov) u cesty spojující nádraží s vesnicí. Má průběh paralelně se směrem boskovické brázdy a sklon 280-284°/ 72-75°. Zřetelné jsou tři systémy puklin (280°/70°, 184°/85°, 128° /30°). Druhá žíla (d. b. 3707/1991) má mocnost asi 3 m a je zachycena v nárazovém břehu bezejmenného potoka, jenž tvoří hranici mezi okresy Brno-venkov a Znojmo, 910 m jz. od nádraží. Její kontakt s okolními rokytenskými slepenci se nepodařilo pro zasucení nalézt ale nejrozšířenější pukliny jsou téměř určitě paralelní s průběhem žíly . Mají sklon 98-106°/87-90°, z čehož vyplývá, že průběh žíly je opět zhruba rovnoběžný se směrem boskovické brázdy, pouze směr sklonu je proti předcházející opačný.

Makroskopicky jsou si horniny velmi podobné: mají nahnědle zelenou barvu s mandlovcovou texturou. Bílé nebo narůžovělé mandle (až 1,5 mm v průměru) jsou vyplněny kalcitem. Základní hmota má zřetelnou trachytickou strukturu, která je tvořena subparalelně uspořádanými lištami živců o rozměrech 0,2 x 0,02 mm. Mají jednoduché albitické zdvojčatění a podle optických vlastností odpovídají albitu. Tmavá hmota mezi lištami je složena z jemně zrnitého magnetitu (magnetická susceptibilita hornin se pohybuje v rozmezí 32 - 41 . 10^{-3} SI), chloritu a oxidů - hydroxidů železa (limonitu). V některých vzorcích tvoří limonit nápadné kumulace, patrně po vyrostlicích tmavých minerálů.

Pro srovnání byla studována i žíla od Oslavan, kterou uvedl do literatury Gartner (1924). Jde o analogickou horninu, která je ale podstatně více karbonatizována - velká část živcových lišt je nahrazena kalcitem (v souladu s tím vykazuje chemická analýza téměř 5 % CO_2). V základní hmotě je kromě kalcitu přítomen chlorit, minerály zoisit-epidotové skupiny, magnetit a slabý limonitický zákal. Magnetická susceptibilita je poněkud nižší než u vzorků z Budkovic (22 . 10^{-3} SI).

Melafyr popsaný Mrázkem a Rejlem (1979) od Předního Arnoštova má fialově hnědou barvu a pórovitou všesměrnou texturu. Póry jsou vyplněny křídově bílým kaolinitem. Struktura je porfyrická s vyrostlicemi nezdvojčatělých draselných živců, zčásti kaolinizovaných. Další vyrostlice tvoří pseudomorfózy po olivínu, jenž je obvykle téměř zcela nahrazen opakním minerálem. Základní hmotu představují lištovité jednoduše zdvojčatělé draselné živce, drobné magnetitové krystaly a hematitový pigment.

Z chemické klasifikace studovaných hornin v TAS diagramu (Le Bas et el. 1992) vyplývá, že v současné době známe v boskovické brázdě několik typů magmatitů (obr. 1). Žilné horniny z Budkovic a Oslavan mají charakter bazaltických andezitů až trachyandezitů s výraznou převahou Na_2O nad K_2O (č. 1, 2 - Oslavany, 3, 4 - Budkovice) a tím se podobají průměrným hodnotám permských "melafyrů" z dolnoslezské pánve (č. 8, 9, 10, převzato z práce Fediuk - Schovánková 1979). Poněkud odlišné postavení má výskyt u Předního Arnoštova, kde se jedná zřejmě o efuzivní těleso s anomálně vysokým obsahem K_2O - kolem 11 % (č. 5), které se nachází již v poli trachytů. Zcela jiná je pozice magmatitu z rosických uhelných dolů (č. 6) - jde o kyselou horninu odpovídají-



Obr. 1 Magmatické horniny boskovické brázdy (křížky) v diagramu TAS (Le Bas et al 1992), pro srovnání uvedeny průměrné hodnoty permských vulkanitů z dolnoslezské pánve a z Kozákova (kolečka), vysvětlivky viz výše v textu

cí subalkalickému dacitu. Její odlišné postavení vyplývá i z petrografického popisu. Pro srovnání je uvedena i průměrná hodnota "melafyru" z Kozákova (č. 7, podle Fediuka 1979).

U žilných výskytů od Budkovic a Oslavan známe jejich směr, který je podobný směru boskovické brázdy. Je velmi pravděpodobné, že vznik jak brázdy tak magmatických hornin souvisí s extensionálním gravitačním kolapsem, ke kterému došlo v důsledku ztluštění zemské kůry po podsunutí brněnské jednotky pod v. okraj Českého masívu během hercynské orogeneze.

Literatura:

Fediuk F., 1979: Zastávka 7 - Kozákov. - Exkurzní průvodce 22. konference ČSMG v Trutnově 1979, 60-61. Geoindustria Praha.

Fediuk F., Schovánková D.,1979: Svrchnopaleozoický vulkanismus vnitrosudetské pánve. - In: Tásler R. et al., Geologie české části vnitrosudetské pánve, 145-165. ÚÚG Praha.

Gartner O., 1924: Afanitická žila z permu boskovické brázdy. - Příroda XVII, lO, 409-411. Brno.

Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Woolley A. R., 1992: The Construction of the Total Alkali-Silica Chemical Classification of Volcanic Rocks. - Mineralogy and Petrology 46, 1-22.

Malý L., 1968: Keratofyrové žíly v permokarbonu boskovické brázdy. - Zpr. geol. Výzk. v R. 1966, 169-170. Praha.

Mrázek I., Rejl L., 1979: Jaspisy a acháty z širšího okolí Moravské Třebové. - Geol. Průzk., 7, 218-220. Praha.

Vasicek W., 1991: Das Jungpaläozoikum von Zöbing. - Österr. Paläont. Ges., Exkursionen Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreich, 3-21. Eggenburg.

Zapletal K., 1925: Keratofyru blízká žíla z permokarbonu oslavanského. - Sbor. Kl. přírod. v Brně za Rok 1924, VII, 78 - 81. Brno.

Zapletal K., 1931: K mineralogii, petrografii, ložiskům a geologii západní Moravy. - Sbor. Kl. přírod. v Brně za Rok 1930, XIII, 82-90. Brno.

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE V JIŽNÍ ČÁSTI MORAVSKÉHO KRASU
HYDROTERMAL MINERALIZATION IN SOUTHERN PART OF THE MORAVIAN KARST

(24 - 41, Vyškov)

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

key words: carbonate mineralization, sulphides, fluid inclusion study

Drobné karbonátové žilky v devonských horninách v okolí Brna zmiňuje ve své práci např. Češková 1978. Přiřazuje je k hydrotermální mineralizaci karbonátové asociace. V karbonátech Moravského krasu je tato mineralizace vzácnější než ve spodnokarbonských sedimentech. K významnějším lokalitám v devonu patří např. Josefov s několik centimetrů mocnou kalcitovou žilou v josefovských vápencích a nebo 80cm mocná žíla v lažáneckých vápencích na Býčí skále (Češková 1978). Drobnější karbonátové žilky pak najdeme na dalších lokalitách. Velmi vzácně jsou karbonáty doprovázeny sulfidy, např. Cu-sulfidy na Hádech. Hojnější karbonátová mineralizace v horninách spodního karbonu je na některých lokalitách doprovázena sporadickou mineralizací Cu nebo Pb-Zn (např. Vítovice a Podivice u Vyškova, Češková 1978)

Výskyt karbonátových cementů a žilek ve vápencích, lze zaznamenat na více místech i v okolí Mokré. Ve vrtu S2, vyhloubeném ve velkolomu Mokrá u Brna, byla zastižena, kromě jemné sítě karbonátových žilek ve spodních říčských vápencích, i intenzivnější karbonátová mineralizace ve vilémovických vápencích. Vrt prochází ve svrchní části březinskými břidlicemi, od metráže 60,4m svrchními říčskými vápenci, od 199,4m spodními říčskými vápenci a od metráže 236,7m vilémovickými vápenci až do hloubky 350,3m, kde byl vrt ukončen.Ve vilémovických vápencích v metrážích 260,0m - 264,5m, 341,5m a 342,3m se objevila dokonce karbonátová mineralizace s galenitem. Karbonátové žilky mají různou orientaci, ale zrudnělé,

o mocnostech 1 - 5cm, probíhají téměř výhradně po úklonech 45° - 60°. Na okolních puklinách se objevuje slabá pyritová mineralizace (Crha-Zábrodský 1983). Textura této karbonát-sulfidické mineralizace je žilkovitá. Místně je vyvinuta kavernósní textura související s pronikáním mladšího béžového karbonátu (podle barvení jde o kalcit), občas se objevuje textura drúzovito-krustifikační a brekciovitá. Barvicími zkouškami roztokem ferokyanidu draselného s alizarinem-S je možné na vzorcích s karbonát-sulfidickou mineralizací rozlišit tři generace karbonátu: kvantitativně nejvíce je zastoupen železnatý (zbarvuje se fialově), další má vyšší obsah železa (tmavě fialový až modrý) a nejčastěji tvoří jemné žilečky a poslední je karbonát, který železo neobsahuje (červený) a jde pravděpodobně o kalcit. Katodoluminiscenční analýza vzorků s galenitovou mineralizací potvrdila přítomnost tří generací karbonátů. Nejstarší vykazuje velmi tmavě hnědou luminiscenci. Tento karbonát je následován menším množstvím křemene a galenitem. Následující mladší generace karbonátu s jasnou žluto-oranžovou luminiscencí vyplňuje trhliny v předcházejících fázích. Nejmladší karbonát představují jemné žilečky s hnědou luminiscenční barvou.

Pro přesnější určení podmínek vzniku této mineralizace, bylo několik vzorků železnatých karbonátů podrobeno mikrotermometrické analýze s odběrem materiálu pro izotopické studium C a O. Hodnoty analýz izotopického složení C a O se pohybují v těchto rozsazích: δO^{18} mají širší rozptyl od -16,1‰ do -5,5‰ a δC^{13} od -2.7‰ do 0.7‰.

Mikrotermometrické studium bylo také provedeno pouze na železnatých karbonátech. Velikost studovaných primárních inkluzí se nejčastěji pohybovala mezi 4μm a 15μm. Většina inkluzí je jednofázová (L), pouze s kapalinou, a tak jen malý počet dvoufázových (L+V) inkluzí s malou bublinkou plynu mohl být využit pro měření teploty homogenizace (T_H), které se pohybovaly v rozmezí +44°C a +90°C. Dále byly přítomny inkluze s poměrně většími bublinami, které pravděpodobně představovaly porušené, netěsné inkluze s uniklou kapalnou fází a tudíž nevhodné pro měření T_M.

Pro měření dalších parametrů stádia chlazení-zahřívání (T_F - teplota zmrznutí, T_{FM} - teplota počátku tání, T_M - teplota, kdy roztaje poslední pevná fáze) bylo nutné nejdříve prudkým ochlazením uměle vyvolat vznik většího počtu dvoufázových (L+V) inkluzí. Hodnoty parametrů získané v této fázi naznačují aktivitu alespoň dvou typů fluid během vzniku železnatých karbonátů. Přítomnost typu NaCl-$CaCl_2$-H_2O ukazují teploty T_{FM} okolo -52°C. Vyšší teploty, často mezi -30°C a -45°C, ukazují na přítomnost typu NaCl-H_2O, ale s menším množstvím dalších komponent, jako např. $MgCl_2$, $CaCl_2$ (Mullis-Stalder 1987). Salinita fluid, odpovídající zjištěné teplotě úplného roztání ledu (poslední pevná fáze) T_{Mice} mezi -19,0°C a -0,5°C, se pohybuje mezi 21,7 a 0,8 váh% ekvivalentu NaCl.

Hlavní generace železnatého karbonátu, spjatá se vznikem galenitu, poskytuje hodnoty teplot T_H okolo +57°C, což je pravděpodobně teplota blízká teplotě vzniku inkluze (T_T), jelikož tlaková korekce je při takových nízkých T_H zanedbatelná. Také přítomnost jednofázových inkluzí dokládá teplotu vzniku inkluzí (T_T) okolo a pod +50°C (Reynolds-Goldstein 1990). Salinita fluid z nichž se tato generace karbonátu srážela se pohybovala převážně mezi 12,8 a 17,7 váh% ekvivalentu NaCl.

Výsledky několika použitých metod potvrzují přítomnost několika generací karbonátů a naznačují tuto posloupnost srážení v rámci studované mineralizace: nejstarší je železnatý karbonát asociovaný s galenitem a menším množstvím křemene, mladší je neželezнатý karbonát a nejmladší je karbonát s vyšším obsahem železa.

Svým charakterem a pozicí je studovaná mineralizace analogická s mineralizacemi typu Mississippi Valley v evropských variscidech i v jiných orogenech, včetně fyzikálně-chemických podmínek vzniku (srov. např. Roedder 1977).

Literatura:

Češková L.(1978): Metalogenetická charakteristika některých geologických jednotek při východním okraji Českého masívu. - Folia přírodověd. Fak. Univ. J.E.Purkyně v Brně, Geol., XIX, 3, 5-101. Brno.

Crha J.-Zábrodský K. (1983): Mokrá - cementárna. MS,Geofond Praha.

Mullis J.- Stalder H.A.(1987): Salt-poor and salt-rich fluid inclusions in quartz from two boreholes in northern Switzerland. - Chem. Geol., 61, 263-272.

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.

Roedder E.(1977): Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, southeast Missouri. - Economic Geology, 84, 1948-1965.

NOVÉ POZNATKY O RYBÍ FAUNĚ SVRCHNÍHO DEVONU NA MORAVĚ

NEW DATA ON UPPER DEVONIAN FISH FAUNA IN MORAVIA

(24 - 41, Vyškov)

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

key words:Upper Frasnian, teeth, Chondrichthyes, Elasmobranchii, Crossopterygii

Zpracovaný materiál byl odebrán ze dvou lokalit na Moravě: Šumbera I a Lesní lom. Obě lokality se nacházejí severovýchodně od Brna (viz obr. 1 u následujícího příspěvku). Na obou lokalitách jsou vyvinuty facie vilémovických vápenců macošského souvrství (frasn) a facie hádsko-říčských vápenců, které se laterálně zastupují s vápenci křtinskými (famen). Pro vilémovické vápence je typická fauna korálů a stromatopor, na lokalitách se však jedná o předútesovou sedimentaci, kde je možné nalézt i konodonty a ichtyolity. Pro vápence hádsko-říčské je typická fauna krinoidů, řas, foraminifer a konodontů.

První nálezy blíže neurčených svrchnodevonských rybích zbytků na Hádech jsou uváděny Oppenheimerem (1916) z vápence produktellového,cephalopodového i ostrakodového a Rzehakem (1910) z clymeniového. Dále se o rybí fauně na Hádech zmiňuje Jaroš (1929). Našel zde trny a úlomky unů ryb ze skupiny Acanthodii.

Nověji v Lesním lomu popsal Ginter (in Hladil et al.1991) zuby žralokovitých ryb těchto druhů: *Phoebodus sp.*, *Phoebodus zuzanae* Ginter 1991, *Protacrodus* cf. *vetustus* Jaeckel 1921, *Stethacanthus sp.*, *"Cladodus" spp.* a zuby lalokoploutvých ryb druhu *Strunius rolandi* Gross 1936. Mimo popsaných druhů nalezl i několik neurčených rybích zbytků ze skupin Placodermi a Acanthodii.

Při studiu ichtyolitů v novém profilu hraničních vrstev frasnu a famenu v Lesním lomu byly zjištěny žraločí zuby druhů *Phoebodus sp.*, *Stethacanthus sp.* a zuby lalokoploutvých ryb druhu *Strunius rolandi* Gross 1936. Nálezy pocházejí z nejvyšší části vilémovických vápenců obsahujících konodontovou faunu frasnské zóny *Palmatolepis rhenana*. *Strunius rolandi* byl původně popsán Grossem (1956) jako *Onychodus rolandi* ze spodní části svrchního devonu v Kokenhusenu v Litvě, další exemplář uvádí Jessen (1965) z Oberen Platenkalk v Rýnském břidličném pohoří. Zde se jedná opět o vápence frasnského stáří.

Při nových studiích rybí fauny na lokalitě Šumbera I byl zjištěn žraločí zub druhu *Phoebodus bifurcatus* Ginter et Ivanov 1992 a několik částí zubů náležející pravděpodobně skupině Chondrichtyes. Nálezy pocházejí ze světle šedých biodetritických vápenců, ve kterých Streitová (1994) určila konodontovou faunu zóny *Palmatolepis linguiformis* (nejvyšší frasn). *Phoebodus bifurcatus* byl popsán Ginterem a Ivanovem (1992) z Polska, Uralu a Timanu ze svrchnofrasnské konodontové zóny *-Palmatolepis rhenana ? Palmatolepis linguiformis*. Do synonymiky tohoto druhu autoři zpětně zařadili *Phoebodus sp.* popsaný z Lesního lomu Ginterem (in Hladil et al. 1991). Na této lokalitě se jedná o první biostratigraficky dobře datované nálezy ichtyolitů.

Literatura:

Ginter M., Ivanov A., (1992): Devonian phoebodont shark teeth. - Acta Palaeont. pol., 37, 1, 55-75.

Gross W., (1956): Uber Crossopterygier und Dipnoer aus dem baltischen Oberdevon im Zussammenhang einer vergleichenden Untersuchung des Porenkanalsystem palaeonischer Agnathen und Fische.- K. sven. Vetensk.- Akad. Handl., Ser. IV, V, VI, Stockholm.

Hladil J., Krejčí Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Berousek P. (1991): Carbonate ramp environment and biostratigraphy of Kellwasser time-interval (Lesni lom, Moravia, Czechoslovakia).- Bull. Soc. géol. belg., 100, 1-2, 57-119

Jaroš Z.,(1929): Fauna nejvyššího horizontu ve svrchním devonu na Hádech u Brna.- Věst. St. geol. Úst. Čs.republ., 2-3, 1-8.

Jessen H.,(1965): Die Crossopterygier des Oberen Plattenkalkes (Devon) der Bergisch-Gladbach-Paffrather Malde (Rheinisches Schiefergebirge) unter Berucksichtigung von amerikanischem und europaischen Onychodus-Material. -Arkiv for Zoologi 18, 14, 305-389

Oppenheimer J.,(1916): Das Oberdevon von Brunn. - Naturforsch. Verh. Brunn, 54.

Rzehák A., (1910): Der Brunner Clymenienkalk. - Z. Mähr. Landesmus. 12, Brünn.

Streitova M.,(1994): Hranice frasnu a famenu mezi Hády a Šumberovou skálou v jižní části Moravského krasu. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 65-66, Brno.

HRANICE FRASNU A FAMENU MEZI HÁDY A ŠUMBEROVOU SKÁLOU V JIŽNÍ ČÁSTI MORAVSKÉHO KRASU

THE FRASNIAN-FAMENNIAN BOUNDARY BETWEEN HÁDY AND ŠUMBERA IN SOUTHERN PART OF THE MORAVIAN KARST

(24-41 Vyškov)

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

key words: Frasnian, Famennian, conodonts, foraminifera

Studium hraničního intervalu mezi frasnem a famenem bylo prováděno na z. straně Hádecké plošiny na lokalitě nazvané Šumbera 1, nacházející se 1500m ssz. od vysílače Brno - Hády a 1000m jjz. od Šumberovy skály a na lokalitě Šumbera 3, vzdálené 800m sz. od vysílače Brno - Hády a 1700m jz. od Šumberovy skály (viz obr. 1).

Jedná se o dobře přístupné výchozy subhorizontálně uložených nejsvrchnějších partií vilémovických vápenců a nejspodnějších partií hádsko - říčských vápenců.

Na obou studovaných lokalitách Šumbera 1 a Šumbera 3 byla na základě podrobného studia foraminiferové a konodontové fauny stanovena hranice mezi frasnem a famenem.

Na Šumbeře 1 bylo vyčleněno celkem 10 litologických poloh. Konodontová společenstva umožnila zařazení do zón svrchní Palmatolepis rhenana (polohy V1 - V7), Palmatolepis linguiformis (poloha V8) a spodní Palmatolepis triangularis (polohy V9 a V10). Hranice frasnu a famenu tedy probíhá na bázi polohy V9.

Nalezená konodontová fauna ukazuje na sedimentaci bez výraznějšího přerušení mezi nejsvrchnějším frasnem a nejspodnějším famenem. Na této lokalitě byl poprvé na Moravě popsán druh *Palmatolepis linguiformis* Müller - vůdčí druh stejnojmenné zóny.

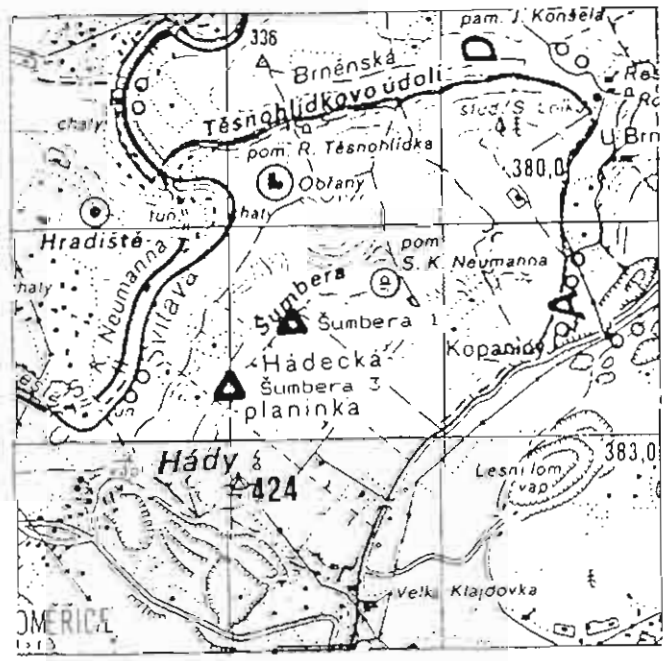
Stratigrafický rozsah 10 zkoumaných poloh na Šumbeře 3 je o něco širší než na Šumbeře 1. Polohu P1 na bázi profilu nebylo možno průkazně zařadit - odpovídá rozmezí konodontových zón spodní až svrchní Palmatolepis rhenana. Polohy P2 - P5 představují zónu svrchní Palmatolepis rhenana. Zónu Palmatolepis linguiformis nebylo možno přesně vyčlenit, protože vůdčí druh této zóny nebyl na lokalitě nalezen. Na základě korelace s profilem na Šumbeře 1 nelze vyloučit, že této zóně odpovídá poloha P6. Na bázi polohy P7 se nachází hranice mezi frasnem a famenem. Famen je zastoupen zónami spodní Palmatolepis triangularis (polohy P7 - P9) a patrně i střední Palmatolepis triangularis (poloha P10).

Na obou lokalitách jsem se také zabývala studiem mikrofacií a foraminiferové fauny ve výbrusech.

Podle Dunhamovy klasifikace byly rozlišeny jednotlivé mikrofaciální typy vápenců. Ve výbrusech z frasnských poloh bylo rozlišeno především střídání vápenců typu wackestone a packstone často s klasty vápence typu mudstone. Hojné byly bioklasty ramenonožců, skořepatců, lilijic, tabulátních čtyřčetných korálů, dírkovců a stromatoporoidei. Ojedinělý byl nález trilobita.

V polohách famenského stáří převažoval "zrnitý" typ grainstone s bioklasty ramenonožců, skořepatců, lilijic a loděnkovitých. Společenstva korálů, stromatoporoidei a vícekomůrkových dírkovců nalezena nebyla. Charakteristický byl pro tento typ vápenců vysoký obsah peloidů. Hojné byly i výbrusy, u nichž docházelo ke střídání poloh vápence typu grainstone s polohami kalových vápenců typu mudstone, wackestone a packstone.

Foraminiferové společenstvo bylo zastoupeno především druhy *Eogeinitzina devonica* Lipina, *Eonodosaria evlanensis* Lipina, *Eonodosaria evlanensis*



Obr. 1 Mapa hádecké plošiny a okolí (čtverce představují km síť).

longa Lipina, *Tikhinella fringa* Bykova, *Tikhinella* aff. *fringa* Bykova. Méně početné byly planispirálně vinuté formy *Nanicella evoluta* Reitlinger, *Nanicella porrecta* Bykova a *Tournayella* sp.. Studium foraminiferové fauny potvrdilo v obou profilech hranici mezi frasnem a famenem stanovenou na základě konodontů. V obou případech na této hranici vymírá typická frasnská foraminiferová fauna zastoupená rody *Eogeinitzina*, *Eonodosaria* a *Nanicella*, které jsou typické právě pro svrchní frasn.

V závěru práce profily Šumbera 1 a Šumbera 3 byly srovnány hraničním profilem frasnu a famenu v Lesním lomě v Líšni(Hladil et al. 1992). Na lokalitě Šumbera 1 bylo možno na rozdíl od Lesního lomu vyčlenit i zónu Palmatolepis linguiformis. Jinak jsou konodontová společenstva na srovnávaných lokalitách podobná. Na všech výchozech také dochází na hranici frasn - famen k vymírání typických frasnských rodů vícekomůrkových foraminifer.

Frasnské polohy v podstatě na obou lokalitách představují sedimentaci v subtidální konodontové facii palmatolepis - polygnathodové. V nejnižším famenu (polohy V9 na Šumbeře 1 a P8 a P9 na Šumbeře 3) došlo ke změlčení sedimentace, což dokumentuje výrazný nástup rodu *Icriodus* Branson et Mehl, typického právě pro mělkovodní facie.

Literatura:

Hladil J., Krejčí Z, Kalvoda J., Ginter M., Galle A. et Beroušek P.(1992): Carbonate ramp environment of Kell wassertime - interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia). Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.,100, 57 - 119, Bruxelles.

VÝZKUM VULKANICKÝCH HORNIN ZE SPODNOKARBONSKÝCH SLEPENCŮ MORAVSKOSLEZSKÉ OBLASTI

THE RESEARCH OF VOLCANIC ROCKS FROM CONGLOMERATES OF LOWER CARBONIFEROUS OF THE DRAHANY AND NÍZKÝ JESENÍK UPLANDS

(Vyškov 24-41, Hranice 25-12, Vítkov 15-34)

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

key words: Moravo - Silesian Lower Carboniferous, conglomerates, pebbles of volcanics, comparison with volcanic and magmatic rocks of the Bohemian Massif

V této zprávě jsou uvedeny hlavní výsledky diplomové práce, týkající se terénního a laboratorního výzkumu valounů vulkanických hornin ze svrchnovisých slepenců moravskoslezské oblasti. Byla řešena i otázka provenience valounů těchto vulkanitů.

Studium valounových asociací středně až hrubě zrnitých drobových slepenců spodního karbonu ve frakci 5-25 cm bylo soustředěno do jižní části Drahanské vrchoviny (6 lokalit z račických a lulečských slepenců) a do východní části Nízkého Jeseníku (4 lokality ze souvrství moravického a hradecko - kyjovického). Rozměry studovaných vulkanitů se nejčastěji pohybovaly mezi 5 - 8 cm (nejdelší osa). Z výsledků valounových analýz vyplývá, že procentuální zastoupení valounů vulkanitů klesá na Drahanské vrchovině a v Nízkém Jeseníku směrem do nadloží. Pro Drahanskou vrchovinu je tento poznatek ve shodě se závěry Štelcla (1960, 1969). Naopak směrem do nadloží stoupá procentuální zastoupení plutonitů v porovnání s vulkanity na Drahanské vrchovině a v Nízkém Jeseníku. Ve valounovém složení slepenců převažuje nestabilní materiál. Ve srovnání s Nízkým Jeseníkem je více nestabilního materiálu na Drahanské vrchovině Je patrný také zásadní rozdíl v procentuálním zastoupení pyroklastik v obou studovaných souborech. Zatímco na Drahanské vrchovině jsou pyroklastika zastoupena 2 % , v Nízkém Jeseníku představují 32 % z celkového množství vulkanogenních hornin. Přeměněné vulkanické sklo tvoří 4,5 % na lokalitách Nízkého Jeseníku, zatímco na Drahanské vrchovině nalezeno nebylo. Na Drahanské vrchovině je procentuální zastoupení andezitů, ryolitů a dacitů vyšší než na lokalitách Nízkého Jeseníku, procento pyroklastik je nízké. Naproti tomu nejvyšší procento pyroklastik bylo zjištěno v hradecko - kyjovickém souvrství Nízkého Jeseníku.

Makroskopicky představují studované valouny vulkanitů černozelené až šedé horniny s nápadnými vyrostlicemi křemene, živců a biotitu. Porfyrické a glomeroporfyrické typy výrazně převažují nad stejnoměrně zrnitými.

Podle různého minerálního složení, chemismu

a struktury byly vulkanity rozčleněny do 6 základních skupin, a to na dacity, ryodacity, ryolity, trachyandezity, andezity (převládají) a pyroklastika. V řadě z nich lze dále vymezit několik variet: např. ve skupině dacitů se vyskytují dacity s křemenem, ve skupině ryolitů prokřemenčlý ryolit, ve skupině andezitů biotitové, živcové, amfibolové a pyroxenové andezity. Vedle intenzívně alterovaných vulkanitů byly v menším množství zjištěny i téměř nepřeměněné horniny.

Z pyroklastik jsou zastoupeny litokrystalové, spečené krystalovitrické a vitrické, karbonatizované a silicifikované popelové tufy ryolitu, dále litokrystalové tufy trachyryolitu, andezitové a dacitové vulkanické brekcie, pískové (plagioklasové) tufy andezitu (v nichž je plagioklas zastoupen andezinem). Škála pyroklastik odpovídá kyselému terestrickému vulkanismu. Spečené krystalovitrické a kyselé tufy ryolitu představují horniny na přechodu mezi tufitem a tufolávou. Řada z nich má rysy jak pyroklastik, tak nese znaky spékání. Spolu s uvedenými vulkanity se na některých lokalitách Nízkého Jeseníku vyskytuje i devitrifikované vulkanické sklo.

V oblasti Nízkého Jeseníku se objevují i mírně metamorfně postižené vulkanity. Byly pozorovány tlakové deformace slíd, plagioklasu a křemene. U andezitů a ryolitů Nízkého Jeseníku je častá i rekrystalizace sklovité fáze.

Závěrem lze konstatovat, že nebyly nalezeny žádné zásadní rozdíly u jednotlivých skupin vulkanitů Nízkého Jeseníku a Drahanské vrchoviny. Pouze na lokalitách Nízkého Jeseníku byla pozorována větší pestrost pyroklastik a vydělených variet u jednotlivých skupin vulkanitů.

Na základě zhodnocení 22 chemických analýz valounů vulkanitů bylo zjištěno, že tyto jsou zastoupeny kyselými a intermediálními vulkanity alkalicko - vápenatého charakteru a jejich tufy. Vzorky svým složením odpovídají poli subalkalických hornin a náleží v převážné většině k vysoce a středně draselným typům. Analyzované vulkanity ve studovaných valounech mají poměrně nízký stupeň oxidace. Hodnoty poměru Fe_2O_3 : FeO jsou menší než 1 ve většině případů.

Nedílnou součástí práce je porovnání chemického a petrografického složení studovaných vulkanitů s efuzívy a variskými magmatity Českého masivu, které by mohly být považovány za jejich zdrojovou oblast.

Ze zatím dosažených výsledků vyplývá, že z možných zdrojových vulkanitů Českého masivu žádné nevykazují větší podobnost či shodu v petrografickém a chemickém složení se studovanými valouny vulkanitů.

Z magmatitů byla pozoruhodně nápadná podobnost průměrného chemismu žul centrálního moldanubického plutonu typu Eisgarn se studovanými vulkanity. S ohledem na množství pyroklastik ve valounovém materiálu lokalit Nízkého Jeseníku byly vzorky korelovány i se strzelinským masivem, ležícím na SZ od moravskoslezské oblasti, na území Polska. Tyto magmatity jsou svým chemismem velmi blízké našim vulkanitů. Pestřejší škála strzelinských magmatitů nasvědčuje i škále jejich možných výlevných ekvivalentů.

Literatura:

Štelcl, J. (1960): Petrografie kulmských slepenců jižní části Drahanské vysočiny.- Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol. 1, 3 - 103. Brno.

Štelcl, J. (1969): K petrografii paleozoických slepenců střední Moravy.- Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol. 10, sv.6, 39 - 66. Brno.

VÝVOJ MOHELNICKÉHO SOUVRSTVÍ MEZI MĚSTEČKEM TRNÁVKOU A MÍROVEM

DEVELOPMENT OF THE MOHELNICE FORMATION FROM MĚSTEČKO TRNÁVKA AND MÍROV (DRAHANY UPLAND)

(24 - 21 Jevíčko, 14 - 43 Mohelnice)

Jan Zapletal, PřF Univerzity Palackého, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

key words: Moravia, flysh, paleozoic, petrography and lithology

Sedimenty mohelnického souvrství (devon ?, nižší spodní karbon), které vystupují v trnávecko-mírovském synklinoriu v širším okolí Mohelnice, byly označeny Mannem (1950) jako kulm mírovské serie. Terminologická nejednotnost a různá praxe, jakož i nutnost respektovat Zásady čs. stratigrafické klasifikace (Chlupáč a kol.

1978), si vynutily revizi dosavadního stavu. Zapletal (1992) navrhl označovat celý vrstevní sled jako souvrství mohelnické, které se dělí na mírovské konglomeráty a cimburské vrstvy. Terminologicky tak byl oddělen konglomerátový vývoj od vývoje drobového a břidličnatého. Podle výsledků mapovacích prací Otavy (1993), je však vztah konglomerátů k jemnozrnnějšímu vývoji podstatně komplikovanější.

V předcházejících etapách výzkumu (Zapletal 1991) byly studovány drobné výskyty kulmu v okolí Městečka Trnávky. Pozornost byla věnována rozšíření některých druhů litoklastů, vyskytujících se v mírovských konglomerátech v oblasti Hušáku. Ve výše citované zprávě byly popisovány hojně se vyskytující valouny "vápnitých pískovců", které ale jsou podle mikroskopického zjištění jemnozrnné vulkanity spilitového typu. Makroskopicky se jedná o šedozelené stlačené jemnozrnné horniny, které jsou karbonatické. V mikroskopickém obrazu je zřetelná mikroofitická struktura, tvořená lištovitými albity, mezi nimiž se nacházejí chlorit, rudní nerosty, karbonát a místy relikty epidotu. Svým složením odpovídá původním paleobazaltům, transformovaným na spility.

Sedimenty mohelnického souvrství v širším okolí Mírova mají typický flyšový vývoj. Mocnější polohy mírovských konglomerátů (valouny až 30 cm) se vyskytují na odkryvech v údolí Mírovky. Hrubě klastický vývoj byl studován na materiálu v vrtu Mírov 2, kde bylo analyzováno i složení valounové asociace gravelitů (Zapletal 1992). Vertikální řez umožnil nově identifikovat zastižené sedimenty jako akumulace úlomkotoků (debris flow), náležejících k proximální facii mírovských konglomerátů. Při terénním výzkumu mírovských konglomerátů v údolí Mírovky, asi 2 km zsz. od Studené Loučky (nedaleko Svojanova), bylo nalezeno několik valounů nízko metamorfovaných sedimentů s vývojem starších klivážových systémů. Potvrdilo se tak zjištění učiněné v oblasti Hušáku, kde byly podobné struktury nalezeny v dodatečně identifikovaných spilitech. V údolí Mírovky se ponejvíce jedná o metadroby a metaprachovce s tufitickou příměsí.

Vývoj sedimentů cimburských vrstev nese znaky typického distálního flyše. Na řadě odkryvů je možno pozorovat stavbu flyšových laminitů a rytmitů. Instruktivní profil vyšší části cimburských vrstev je odkryt v zářezu státní silnice u Studené Loučky. Sekvence hrubých a jemných negradačních laminitů prachovito-jílovitého vývoje, obsahují ojediněle tence deskovité vložky drob. V 10 cm mocné poloze droby je vyvinut i horizont gravelitových konglomerátů. Poměr prachové a jílovité složky v laminitech na odkryvu kolísá. V sutovém materiálu zde byl nově nalezen exemplář ichnofosilie *Dictyodora liebeana* (Geinitz), na stejné lokalitě byly Havlíčkem zjištěny neurčitelné rostlinné zbytky (Svoboda a kol. 1965).

Ponětkud hrubozrnnější vývoj cimburských vrstev je vyvinut v lomu v údolí Podhrádku, asi 1,5 km sz. od Líšnice. Vystupují zde hrubé rytmity s postupnými přechody do laminitů prachovito-jílovitého vývoje. V profilu se vyskytují četné lavice drob s intraformačními závalky a útržky tmavých jílovců. V drobových polohách se nalézají i vložky gravelitových konglomerátů, ojediněle i s hrubšími litoklasty (do 5 cm).

V mírovské části výchozů mohelnického souvrství je zřejmá brachysynklinoriální stavba. Vrstvy vykazují na většině výchozů max. střední úklony. Strmější polohy a vyjímečně i překocené pozice vrstev se vyskytují nedaleko linie vacetínského nasunutí.

Literatura:

Chlupáč, I. a kol. (1978): Zásady československé stratigrafické klasifikace.- Věst. Ústř. úst. geol., 53,6, 321 - 331, Praha.

Mann, K. (1950): Geologické poměry krajiny v okolí Mírova a Mohelnice na Moravě. Věst. Král. čes. spol. nauk, ř. mat.-přír, č.17, Praha.

Otava, J. (1993): Zpráva o geologickém mapování na listu Jevíčko.- Zpr. geol. Výzk. v Roce 1992, 70-72. Praha..

Zapletal, J. (1991): Geologický výzkum drobných výskytů kulmu v okolí Městečka Trnávky.- Zpr. geol. Výzk. v Roce 1989, 184 -185, Praha

Zapletal, J. (1992): Mírovské konglomeráty - nejstarší člen flyšových variscid na Moravě-. Geol. Průzk., 34.6,182 - 183, Praha.

NOVÉ VÝSKYTY POLYMETALICKÉ MINERALIZACE V ÚDOLÍ BYSTŘICE (KULM NÍZKÉHO JESENÍKU)

NEW OCCURENCES OF THE POLYMETALLIC MINERALIZATION IN THE BYSTŘICE VALLEY (CULMIAN OF THE NÍZKÝ JESENÍK UPLAND)

(25-11 Hlubočky)

Jiří Zimák, PřF Univerzity Palackého, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

keywords: polymetallic mineralization, galena, chalcopyrite, sphalerite, pyrite, Nízký Jeseník Upland

V údolí Bystřice mezi Velkou Bystřicí a Domašovem nad Bystřicí bylo dosud zjištěno osm výskytů sulfidického zrudnění na křemenných a křemen-karbonátových žilách, které pronikají kulmskými sedimenty (drobami, méně často jílovými břidlicemi). Současné poznatky umožňují předpokládat, že jde o epitermální (příp. až mezotermální) mineralizaci, která geneticky odpovídá žilám alpského typu.

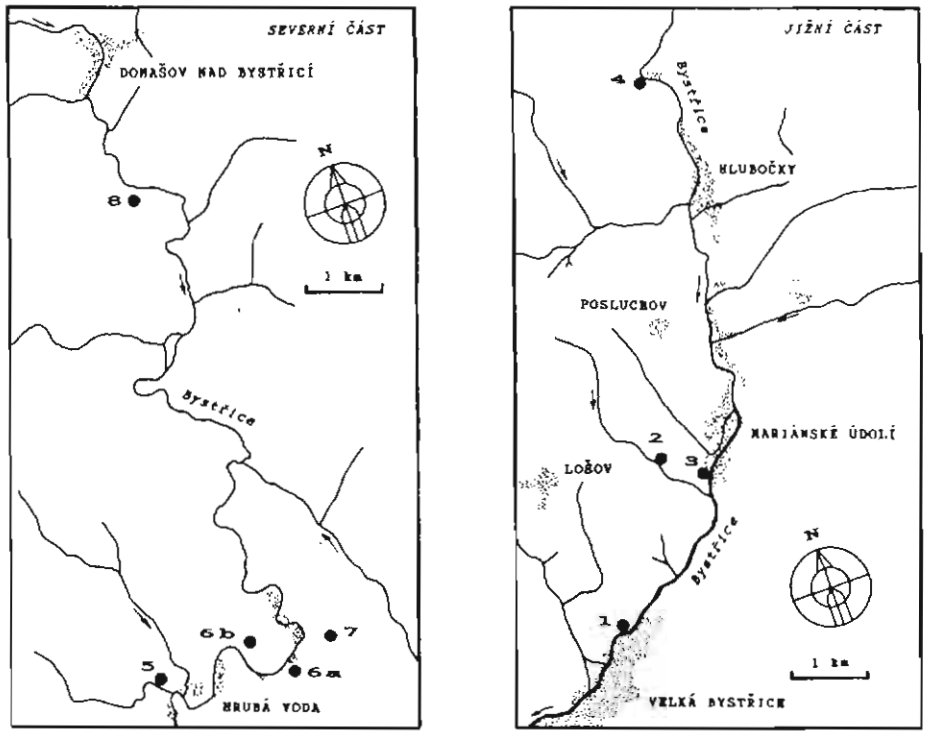
Na žilách u Petrova mlýna při severovýchodním okraji Velké Bystřice (obr. 1, lokalita č. 1) jsou rudní minerály zastoupeny chalkopyritem, galenitem a sfaleritem (Novák-Štěpán 1984). Na lokalitě "Zlatý důl" mezi Mariánským Údolím a Lošovem (č. 2) se vyskytuje chalkopyrit, galenit, pyrit a sfalerit (Losert 1962, Zimák-Večeřa 1991). Žíly při jižním okraji Mariánského Údolí (č. 3) obsahují chalkopyrit a galenit (Losert 1962). Na žilách nad pravým břehem Bystřice mezi Hlubočkami a Hrubou Vodou (č. 4) byl zjištěn chalkopyrit provázený galenitem a pyritem (Češková-Klímek 1983, Novák-Štěpán 1984). Na všech čtyřech uvedených lokalitách byly v minulosti sulfidické rudy dobývány (Novák-Štěpán 1984).

Sulfidy Cu, Pb a Zn jsou uváděny ze tří lokalit v Hrubé Vodě a jejím bezprostředním okolí. Na haldách u lomu "Výrův kámen" (č. 7) byla nalezena žilovina s chalkopyritem, pyritem, galenitem a sfaleritem (Losert 1962). Úlomky křemenné žiloviny s pyritem, chalkopyritem a galenitem jsou uváděny z hald břidličných dolů proti nádraží v Hrubé Vodě (Losert 1962) - citovaným autorem takto byly patrně označeny lomy ležící cca 200 m na JV od nádraží v Hrubé Vodě (č. 6a), avšak nelze vyloučit, že by mohlo jít o lomy a doly na břidlici nad pravým břehem Bystřice cca 500 m sz. od nádraží v Hrubé Vodě (č. 6b). Autorovy pokusy o nalezení sulfidů Cu, Pb a Zn na lokalitách č. 6a a 6b byly dosud neúspěšné - na obou lokalitách byla zjištěna žilovina tvořená křemenem nebo karbonátem, v níž je na lokalitě č. 6b jen zcela ojediněle přítomen pyrit. Z lomu ležícího cca 500 m na SZ od železniční zastávky v Hrubé Vodě (č. 5) je uváděna žilná mineralizace s chalkopyritem (Hlobilová 1957, Losert 1962); nově zde byl zjištěn sfalerit a pyrit. Z lomu nad pravým břehem Bystřice cca 1,5 km jižně od železniční stanice v Domašově nad Bystřicí (č. 8) je uváděn pyrit, chalkopyrit a sfalerit (Losert 1962, Skácel et al. 1968); nový je nález žil obsahujících vedle uvedených sulfidů i galenit. Sulfidická mineralizace zjištěná v letech 1990-1993, na posledních dvou lokalitách je stručně charakterizována v následujících odstavcích.

V lomu ležícím cca 0,5 km sz. od železniční zastávky v Hrubé Vodě (lokalita č. 5) se poměrně hojně vyskytují křemen-karbonátové žíly o mocnosti zpravidla pod 10 cm. Zastoupení křemene a karbonátu na těchto žilách je velmi variabilní; v malém množství bývá přítomen chlorit, jehož drobné šupinky lokálně způsobují nazelenalé zbarvení křemene. Žilovina někdy obsahuje drobná zrna pyritu. Poměrně často lze na těchto žilách zjistit přítomnost chalkopyritu. Chalkopyrit se zde vyskytuje v podobě nepravidelných agregátů při kontaktu žiloviny s okolní horninou nebo společně s karbonátem vyplňuje puklinu probíhající křemennou žilovinou - shodně s Hlobilovou (1957) lze chalkopyrit považovat za nejmladší hypogenní složku popisovaných žil. Daleko častěji byl chalkopyrit zjištěn v podobě nepravidelných agregátů (nesouvislých povlaků) a prakticky monominerálních žilek o mocnosti obvykle do 2 mm, které tvoří výplň různě orientovaných

puklin v drobě (na relativně mohutnějších žilkách bývá chalkopyrit provázen karbonátem). Chalkopyrit je někdy silně postižen supergenními procesy, jejichž produktem je chalkozín, covellin a zejména limonit a malachit. Nově byly na lokalitě č. 5 zjištěny až 3 mm mocné karbonátové žilky se sfaleritem, které tvoří výplň puklin směru SV-JZ se sklonem 50-60° k JV. Sfalerit je na těchto žilkách přítomen v podobě až 2 mm velkých zrn a agregátů tmavě hnědé barvy. Jen v jediném případě bylo zjištěno pronikání sfaleritu provázeného karbonátem podél kontaktu sterilní křemen-karbonátové žíly s drobou.

V lomu ležícím jižně od Domašova nad Bystřicí (lokalita č. 8) je hydrotermální Cu-Pb-Zn mineralizace vázána na poruchovou zónu směru SZ-JV, v níž tvoří až 1 m mocný žilník, jenž je složen ze žil a prožilků o mocnosti nejčastěji od 2 mm do 5 cm (maximální zjištěná mocnost je 15 cm). Hlavní složkou popisované mineralizace je křemen, jenž má obvykle šedobílou barvu, avšak v dutinách některých žilek byly zjištěny drúzy až několik mm velkých prizmatických krystalů křišťálu. V relativně menším množství je přítomen karbonát dolomit-ankeritové řady a kalcit. Primární sulfidy jsou zastoupeny chalkopyritem, světle hnědým sfaleritem, galenitem a pyritem. První tři sulfidy se vyskytují v podobě xenomorfních zrn a jejich nepravidelných agregátů o velikosti často přesahující 1 cm; pyrit tvoří kromě xenomorfních zrn i hexaedry o velikosti až 3 mm. S výjimkou pyritu jsou uvedené sulfidy vždy přítomny v karbonátem bohatých partiích žil a prožilků. Zrudnění je silně postiženo supergenními procesy. Mezi supergenními produkty dominují oxy-hydroxidy železa a druhotné minerály mědi - chalkozín, covellin a zejména chryzokol. Chalkozín, jenž vzniká zatlačováním chalkopyritu, je v nábrusech modrošedý, opticky izotropní. V agregátech chalkozínu jsou přítomna nepravidelná zrna covellinu a někdy i drobné, nedokonale vyvinuté tabulky tohoto minerálu. Oba druhotné sulfidy mědi se vyskytují společně s limonitem (stilpnosideritem) a chryzokolem, jenž tvoří modrozelené povlaky i kolomorfní agregáty; azurit a malachit uváděný Skácelem et al. (1968) nebyl v posledních letech na této lokalitě nalezen.



Obr. 1 Výskyty polymetalické mineralizace v údolí Bystřice.

Literatura:

Češková L.-Klímek (1983): Lokalita Hlubočky. In: Komplexní geologický výzkum vybraných oblastí moravského a slezského bloku, s. 122-126. -MS. PřF UJEP Brno 1983.

Hlobilová J.(1957): Chalkopyrit a malachit z Hrubé Vody u Olomouce. - Čas. Miner. Geol., 2 (1957), No. 4, s. 449.

Losert J. (1962): Olověno-zinková ložiska a výskyty v Oderských vrších. - Komunikáty Slez. Úst. (Opava), No. 20, 51 stran. Opava 1962.

Novák J.-Štěpán V. (1984): Báňsko-historický výzkum Hrubého Jeseníku a západní části Nízkého Jeseníku. 4. Ložisková oblast Ag-Pb-Cu rud v povodí řeky Bystřice - Lošov, Velká Bystřice, Hlubočky, Hrubá Voda. -MS. 44 stran. ÚÚG Praha 1984.

Skácel J. et al. (1968): Oblastní surovinová studie Jeseníky.- MS. 1203 strany.- GP Ostrava 1968.

Zimák J.-Večeřa J. (1991): Mineralogická charakteristika Cu-Pb zrudnění na lokalitě "Zlatý důl" u Hluboček-Mariánského Údolí u Olomouce. - AUPO, Fac.r.nat. 103 (1991), Geogr.-geol. XXX, s. 63-74.

KRYSTALINIKUM ČESKÉHO MASÍVU

CRYSTALLINE ROCKS OF THE BOHEMIAN MASSIF

Geol.výzk.Mor.Slez. v r. 1993, Brno 1994

ZLATO ZE ŠLICHŮ V OBLASTI BRANNÉ (SILESIKUM)
ALLUVIAL GOLD FROM HEAVY-MINERAL CONCENTRATES NEAR BRANNÁ (THE SILESICUM)

(14 - 24 Bělá)

Petr Bumbálek - Zdeněk Losos - Pavel Marek

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

key words: gold, Branná group, heavy-mineral concentrate, Silesicum (Czech Republic)

Cílem šlichové prospekce, prováděné mezi obcemi Branná a Ostružná v letech 1991-1993 v rámci diplomové práce prvním z autorů, bylo ověření problematické šlichové anomálie zlata v tomto prostoru (Šourek et al. 1990).

Výsledky šlichovacích prací potvrdily přítomnost zlata v aluviálních sedimentech údolí říčky Branná severně od stejnojmenné obce. Celkem bylo nově nalezeno 16 zlatěnek. V recentní vodoteči nebylo zlato zjištěno.

Morfologicky mají zlatěnky tvar drobných valounků, častěji však plíšků nejrůznějších bizarních tvarů. Zlatěnky nesou mikroskopicky patrné stopy mechanického transportu - jejich povrch je pokryt drobnými rýhami, okraje jsou zaoblené. Na plíšcích lze pozorovat jejich sbalování do podoby drobných valounků. Povrch zlatěnek nenese mikroskopicky patrné známky chemické koroze. Porovnáním těchto zjištění s literaturou (Morávek et al. 1993) lze usuzovat na nepříliš dlouhý transport a na možnost interpretace geneze primárních zdrojů dle chemismu zlata.

Velikost studovaných zlatěnek (nově nalezených i zapůjčených původních sběrů zlata laskavostí dr. Kotlíka z GMS a.s. Praha) se pohybuje v rozmezí od setin mm po první jednotky mm. Největší zlatěnka měla největší naměřený rozměr 4,6 mm. Průměrná velikost zlatěnek se pohybuje okolo 1 mm. Relativně velké i mikroskopické zlatěnky se vyskytují ve vyrýžovaných vzorcích společně. Také se neprojevuje závislost jejich velikosti na pozici odebíraného vzorku sedimentu v horizontálním řezu údolím Branné.

Korelace mezi přítomností zlata ve vzorcích sedimentu a jinými těžkými minerály ve šlichu nebyla prokázána.

Barva povrchu zlata je převážně typicky zlatožlutá. Ojediněle se však objevují zlatěnky s makroskopicky patrným šedočerným odstínem. Tato změna barvy je způsobena jemnými, při silnějším zvětšení viditelnými povlaky hnědé barvy, jimiž jsou zaplněny prohlubeniny na povrchu zlata. Bodové analýzy (EDX) prokázaly v těchto povlacích vysoký podíl železa, patřícího nejspíše limonitu. Dalším minerálem, který byl zjištěn na povrchu zlatěnek, je křemen. Tvoří nepravidelná zrna mléčně bílé barvy, jež jsou místy i čirá.

Na základě výsledků analýz 19 zlatěnek v nábrusech elektronovým mikroanalyzátorem (EDX) byly vyčleněny tři chemicky odlišné typy zlata:

1/ Zlato vysoké ryzosti (917 až 1000) s příměsí stříbra, homogenní distribuce Au, které je charakteristické pro primární výskyty metamorfogenního zlatonosného zrudnění. Z oblasti silesika je tento typ Au-zrudnění znám zejména z lokality Zlatý Chlum u Jeseníku (Fojt a Hauk, 1984).

2/ Druhým typem je zlato o ryzosti 790 až 848 s příměsí stříbra, s homogenní distribucí Au. Zlato s uvedeným chemismem je typické pro Au- a Ag-křemenné žíly v moldanubiku. Je však známo i z oblasti silesika z ložisek Zlaté Hory - západ a Suchá Rudná (Morávek et al. 1993).

3/ Třetím typem je chemicky nehomogenní zlato, tvořené dvěma odlišnými fázemi, rozeznatelnými i optickým mikroskopem. Jedna je reprezentována zlatem vysoké ryzosti (975 až 1000), druhá zlatem s ryzostí nižší (717 až 847). Příměs tvoří opět pouze stříbro. Genetická interpretace primárního výskytu tohoto zlata je problematická bez podrobné znalosti prostorových vztahů obou fází.

V každém případě je možné konstatovat, že zlato v aluviálních sedimentech říčky Branné pochází z více zdrojů. Tomu nasvědčuje zjištění, že vzorky odebrané severně od Ostružné a v prostoru mezi Brannou a Ostružnou obsahují všechny vyčleněné typy zlata. Naproti tomu vzorky, pocházející z oblasti dále proti toku říčky Branné, obsahují již pouze vysoce ryzí, homogenní zlato. S ohledem na vymezenou snosovou oblast, může podle Bumbálka (1993) zlato vysoké ryzosti pocházet nejspíše z hornin velkovrbenské skupiny v okolí obce Petříkov, zdrojová oblast obou dalších typů zlata je pak zřejmě v prostoru východně od obce Ostružná.

Pro původ zlata z bezprostředního okolí obce svědčí původní názvy pro Brannou - Goldek, Goldenek, Goldstein a některé problematické staré literární údaje (Březina 1932, Burkart 1953). Novější je bez udání pramene uváděna Bernardem (1981) křemenná žíla směru 3h se zlatem, severně od obce Branná. Existence této žíly je však nejistá.

Jediným dostupným důkazem o existenci primárního výskytu zlata ve sledované oblasti je vzorek uložený ve sbírkách Moravského zemského muzea v Brně, pocházející

z počátku století ze sbírky Kučery, označený lokalitním štítkem "Kolštejn". Zmíněný vzorek představuje dva úlomky alterované horniny o velikostech 3x4 a 3x5 cm s pronikem 2 cm mocné žilky křemene s limonitizovaným karbonátem. V křemenu jsou zarostlé centimetrové pseudomorfózy goethitu po pyritu, v nichž jsou zarostlá makroskopicky dobře patrná individua zlata milimetrových rozměrů.

Literatura:

Bernard J.H. et al. (1981): Mineralogie Československa. - Academia, 2. vydání, 645 str.,Praha.

Březina J. (1932): Vlastivěda Moravská - Šumperský okres, díl II.- místopis, 339 str., Brno.

Bumbálek P. (1993): Mineralogicko-petrografické zhodnocení šlichové prospekce v oblasti Branné. - MS, diplomová práce, PřF MU, 62 str., Brno.

Burkart E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. Mährens Minerale und ihre Literatur. - Nakl. ČSAV, 1005 str., Praha.

Fojt B., Hauk J. (1984): Parageneze zlata ze Zlatých Hor a Zlatého Chlumu u města Jeseníku. - Sbor. konf. "Komplexní výzkum a využití Au-Ag surovin", str. 56-60, Jeseník.

Morávek P. et al. (1993): Zlato v Českém masívu. - Český geologický ústav, 245 str., Praha.

Šourek J. et al. (1990): Branná - staurolit II. Závěrečná zpráva. - MS, archív GI Jihlava.

PARAGENEZE ŽELEZNORUDNÉHO VÝSKYTU "KIESSGRUND" U VERNÍŘOVIC (SEVERNÍ MORAVA)

PARAGENESIS OF THE MAGNETITE AND PYRITE OCCURENCE "KIESSGRUND" NEAR VERNÍŘOVICE (NORTHERN MORAVIA)

(14 - 24 Bělá)

Bohuslav Fojt [1]- Jiří Zimák [2]

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

[2] Katedra geologie a životního prostředí PřF UP, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc

key words: banded magnetite ores, Sydvaranger type, pyrite

Rudní výskyt s historickým názvem "Kiessgrund" (Kiesskessel a j.) se nachází cca 500 m jižně od Františkovy Myslivny ve velmi prudkém svahu nad údolím levostranného přítoku Merty (list mapy 1 : 25 000 Karlova Studánka 14-244). Jde o lokalitu, která patří mezi předdevonské "páskované křemenno-magnetitové" rudy typu Sydvaranger (Pouba 1970), tvořící významný stratigrafický horizont v desenských rulách. Důležitost této lokality podtrhuje skutečnost, že se zde vyskytují i polohy pyritu. Z tohoto hlediska je daný výskyt vhodný pro posouzení vzájemného vztahu oxidů a sulfidů železa, k němuž se Pouba opakovaně vyjádřil v tom smyslu, že jde o vzájemné zastupování oxidické a sulfidické fácie - a to v širším slova smyslu. Za podobné akumulace Fe rud považuje zmíněný autor (spolu se Zoubkem, viz Pouba, Zoubek 1985) nejen všechny páskované magnetitové rudy v desenské skupině, ale i chvaletická ložiska pyritu a manganových rud, výskyt pyrhotinu u Vernířovic (Měděný) a magnetitová ložiska u Malého Vrbna u Starého Města pod Sněžníkem a Hraničné ve Slezsku. Důlní díla jsou přístupná a rudní celíky představují názorný přehled úložných poměrů rudnin. Páskované magnetit-křemenné stratiformní polohy, mocné až 1.8 m, jsou součástí biotitických, částečně chloritizovaných desenských rul. Zrudněné partie obsahují místy kalcitové čočky s vtroušeným magnetitem a pyritem. V přímém nadloží tohoto typu zrudnění je poloha hustě nahloučeného pyritu v amfibol-chloritické břidlici s kalcitem o mocnosti 0.15 až 0.6 m.

Mikroskopický obraz magnetitového zrudnění je velmi jednoduchý. Kromě laločnatě vyvinutých zrn magnetitu v křemenné granoblastické matrici je přítomen apatit, ojediněle i amfibol, biotit, kyselý plagioklas a chlorit. Oproti nejznámějším výskytům u Švagrova není vůbec zastoupen granát. Magnetit neobsahuje žádné jiné rudní komponenty.

Poloha pyritu je mineralogicky pestřejší: vlastní hostitelské prostředí, t.j. výše zmíněná břidlice, obsahuje kalcit, amfibol, biotit, chlorit, zoizit, někdy i poikilitický kyselý plagioklas a titanit. Pyritová zrna mívají oválné inkluze chalkopyritu. Vedle pyritu jsou v rudnině i individua magnetitu, v tomto případě často s uzavřeninami automorfních krystalků pyritu - a to vždy v centrální části zrn.

Tento jev připomíná obdobnou pozici obou minerálů železa v devonských rudách typu Lahn-Dill jesenické oblasti. V některých vrstvičkách se soustřeďují také leukoxenizované shluky původních drobných krystalků ilmenitu.

Terenní poznatky i předběžný mikroskopický výzkum přivádí k myšlence, že nejde o faciální "zastupování", ale o plynulý přechod z fácie oxidické do fácie sulfidické - a to lokálně i časově.

Další a podrobnější studium dané problematiky na popisované lokalitě pokračuje.

PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNIN ZE ŠTOLY RAŽENÉ POD CHOCHOLOU

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF ROCKS FROM AN ADIT DRIVEN UNDER CHOCHOLA HILL

(24-32 Brno)

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

key words: adit, tectonics, diorites, aplitic granite, alterations, metabasite zone, Brno Massif

V souvislosti s podzemními rozvody tepla, vody a plynu jsou na katastrálním území města Brna raženy nové štoly, k nimž patří i štola vyražená v Kamíně pod kopcem Chocholou.

Horniny, které budují kopec Chochola odpovídají převážně alterovaným dioritům metabazitové zóny brněnského masivu. V dioritech jsou uzavřeny "čočky" ultrabazických hornin, na několika místech se v profilu štoly objevují aplitické žuly s muskovitem a cca 5m mocné žíly dioritových porfyritů.

Na většině studovaných hornin makroskopicky pozorujeme tektonické ohlazy a výrazně vyvinutou plošně paralelní stavbu (foliaci). Jejich vznik ve vývoji celé metabazitové zóny i ve studovaných horninách je závislý na celé řadě faktorů, které se mohou různě kombinovat. Svou roli zde hraje výchozí minerální složení, primární stavba horniny, plasticita minerálů, velikost a charakter prostoru, hydrotermální a deformační vlivy, které se mohly v daném prostředí různě kombinovat a i několikrát opakovat.

Z dioritoidních hornin se v daném úseku setkáváme s amfibolovými diority, které mají místy vzhled nebulitových až stromatitových chorismitů. Již makroskopicky pozorujeme zatlačování bílých plagioklasů narůžovělým až masově červeným kalcitem. Toto však není jediná druhotná změna, kterou byly zdejší horniny postiženy.

Z alterací, které horniny ve štole prodělaly můžeme např. uvést: kaolinizaci a sericitizaci živců draselných i plagioklasů, albitizaci, karbonatizaci, chloritizaci, epidotizaci, serpentinizaci, uralitizaci a talkizaci. Vedle uvedených přeměn jsou minerály hornin i různě tlakově deformované. A tak řešení otázek posloupnosti a návaznosti mezi tektonickými procesy a sekundárními přeměnami nebude problémem nikterak jednoduchým a vyžádá si samostatnou studii. Jako názorný příklad můžeme uvést muskovit vyskytující se v aplitických žulách. V podmínkách, které panovaly v průběhu jeho vzniku, můžeme ve stejné hornině, zastižené v několika metrážích, nalézt jednou jeho polygonální obloukу kolem "ok" křemene, jindy naopak pozorujeme mechanické vyvlečení a zprohýbání lupínků, v několika případech i velké (několik mm), nedeformované muskovity. Nezřídka lze konstatovat přítomnost kombinací výše uvedených forem, což by mj. mohlo být považováno za jeden z důkazů syntektonické krystalizace. Většinou se však setkáváme s rekrystalovaným muskovitem.

Rovněž křemen je rekrystalován. Mechanickou deformaci, projevující se vznikem výrazných undulózních pásů, jeví pouze jeho velká, reliktní "oka". Jemnozrnný křemen obklopující tyto velké jedince je rekrystalován. Důkladnou korelaci mezi deformací a krystalizací křemene však nemůžeme provést z důvodů, že dalekosáhlá rekrystalizace setřela často do všech důsledků stopy kataklázy.

S mechanickou deformací pak rovněž souvisí vznik puklinek a trhlinek. Pukliny v horninách bývají často vyplňovány mladším křemenem nebo setmelovány "albitem" (obvykle tento mladší plagioklas odpovídá oligoklasu) a kalcitem. Oba tyto minerály ztmelují i úlomky minerálů v horninách např. křemene, amfibolů i plagioklasů, kde mladší plagioklas často orientovaně narůstá a kopíruje i původní srůstový zákon plagioklasu staršího. Spolu s "albitem", kalcitem a křemenem se ve výplních puklin setkáváme s epidotem, chlority a turmalínem. I minerály ve výplních puklin jsou tlakově deformované.

Samostatným problémem jsou "čočky" ultrabazických hornin. Tyto byly v profilu štoly zastiženy zejména při jejím ústí v tzv. kominském lomu. Ultrabazika jsou zcela serpentinizovaná, v některých případech jsou minerály serpentinové skupiny nahrazeny chlority, jindy se setkáváme

s masivními mastkovými skalinami. Mastkové skaliny obsahují vedle podstatného mastku i proměnlivé podíly magnezitu, chlority, relikty minerálů serpentinové skupiny a amfibol tremolit-aktinolitové řady. V blízkosti ultrabazických hornin se velmi často objevuje na puklinách turmalín.

Studie není uzavřena, je v ní pokračováno zpracováním horninového profilu štoly pod kopcem Holedná, kde práce již byly zahájeny.

PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNIN Z VRTŮ V OKOLÍ KAMENCE U POLIČKY

PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF ROCKS FROM BOREHOLES IN THE VICINITY OF KAMENEC AND POLIČKA.

(14-33 Polička)

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

key words: petrography, gabbro, diorite, tonalite, hornblendite, gneiss, granite, aplite, chemical petrology, stone material

V návaznosti na prováděný vyhledávací geologický výzkum vhodného kameniva byly petrograficky a geochemicky studovány vrty lokalizované do oblasti mezi Poličku a Kamenec u Poličky.

Širší okolí je budováno tonality a tyto se objevují i ve vrtných jádrech.

V horninové asociaci nalezáme: gabra, diority, granity a pegmatity. Místy se setkáváme s amfibolity a rulami.

Petrograficky lze mezi gabry rozlišit hrubější zrnité téměř černošedé olivínové variety a poněkud drobnější zrnitá, zelenošedá pyroxenová gabra. Setkáváme se i s přechodnými horninami mezi gabry a diority. Tyto horniny budou pravděpodobně v daném regionu poměrně rozšířené, makroskopicky silně připomínají gabra a jsou s nimi i v terénu zaměňovány. Textury mají masivní, převážně jsou drobně zrnité, makroskopicky černošedé, zelenošedé a houževnaté. Mají proměnlivé obsahy plagioklasu, jehož bazicita silně kolísá od slabě bazického labradoritu po oligoklas. I samotná pyroxenová gabra mají bazicitu plagioklasu poměrně nízkou, obvykle lehce převyšující An_{50} do An_{60}, pouze zonální plagioklasy vykazují v centrálních částech bazicitu vyšší než uvedený labradorit. Výsledky optického studia byly potvrzeny i mikroanalytickými rozbory provedenými na kompletu Cam Scan+EDX+WDX.

Gabro s olivínem má tmavě šedou barvu, je masivní, drobně zrnité (Teuscherovo č. zrnitosti 150). má ofitickou místy až symplektitovou strukturu. Symplektitové srůsty tvoří amfibol a klinozoisit. V některých partiích gabra nápadně připomínají svrchnoplášťové eklogity. Spolu s minerály serpentinové skupiny se v přeměněných polohách objevují i bezbarvé lupínky mastku. S olivínem v minerální asociaci vystupují: pyroxen kosočtverečný (hypersten), slabě nahnědlý monoklinický diallag, primární amfibol (mající složení tschermakitu), sekundární aktinolit, klinozoisit a chlorit. Tabukovité až tence lištovité plagioklasy jsou velmi čerstvého vzhledu, odpovídají bazickému labradoritu An_{64-70}

Makroskopicky šedočerné tonality, všesměrně hypautomorfně zrnité až slabě paralelní, se střední velikostí zrna (Teuscherovo číslo zrnitosti 60-80), jsou poměrně silně biotitové, tlakově deformované. Mají zajímavou asociaci akcesorických minerálů. Vedle sebe se zde objevují: světle nahnědlý, nízce dvojlomný allanit, narůžovělý automorfně omezený granát, krátce sloupečkovitý bezbarvý apatit a částečně metamiktně přeměněné krátce sloupečkovité zirkony.

Diority jsou makroskopicky k nerozeznání od gaber. Obvykle mají tmavě šedou barvu, masivní, drobně hypautomorfně zrnitou strukturu.

Aplitické granity, v porovnání s předchozími horninami, jsou velmi světlé, šedorůžové, s drobně zrnitou aplitickou (poikilitickou či symplektitovou) strukturou.

Pegmatity vystupují jako nepříliš mocné žíly (zhruba dm rozměrů) bílošedé barvy, obvykle drobnozrnné písmenkové struktury, minerálně poměrně sterilní (K-živec, plagioklas, křemen + biotit + muskovit) horniny.

Drobnozrnné až jemnozrnné (Teuscherovo č. zrnitosti se pohybuje mezi 55 až 300) amfibolity až gabroamfibolity byly zastiženy téměř ve všech vrtech. Představují spolu s rulami nepravidelně omezené (místy prstovité) xenolity v gabrodioritovém tělese. Makroskopicky mají šedozelenou barvu, obvykle jsou páskované. Modální složení amfibolitů a rul je proměnlivé, horniny jsou spojeny vzájemnými přechody.

Amfibol-biotitové ruly s pyroxenem mají černošedou barvu, makroskopicky masivní, drobně zrnitou - lepidogranoblastickou, ve výbrusových preparátech patrnou slabě usměrněnou stavbu.

Současný stav dovoloval, bohužel, studovat horniny jen v omezeném množství z vrtných jader, můžeme proto pouze říci, že jde o horniny vápenato-alkalické řady. Nedostatek průkazných kritérií je na závadu tomu, aby se mohl na základě studovaných znaků a výsledků analytických metod stanovit věrohodný soud o procesu jejich vzniku a vývinu.

PETROCHEMIE A KLASIFIKACE GRANITOIDNÍCH HORNIN BRNĚNSKÉ JEDNOTKY

PETROCHEMISTRY AND CLASSIFICATION OF GRANITOID ROCKS OF THE BRNO UNIT

(24-32 Brno, 24-35 Ivančice, 24-22 Olomouc, 34-11 Znojmo, 33-13 Dyjákovice, 34-12 Pohořelice)

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

key words: Brunnia, granitoids rocks, dioritoid rocks, petrochemistry, classification, I/S typology

Brněnská jednotka se řadí mezi nejprozkoumanější oblasti v rámci České republiky. Brněnský masiv se stal výzkumným terénem, kde se vedle granitoidů řešila i problematika metabazitů a dioritoidních těles. Problematika zrudnění byla předmětem výzkumných prací jak v dyjském tak i brněnském masívu. V porovnání s těmito celky se pak zdá, že granitoidním masívkům Hornomoravského úvalu, granitům nectavského krystalinika a svrateckým žulám tišnovských brunid nebyla věnována taková pozornost. Pokud však budeme brát v úvahu jejich plošné rozmístění, je to zcela pochopitelné.

V r. 1992 byly vyhodnoceny existující údaje o granitoidních horninách brněnské jednotky (Gregerová 1992).

Hlavním obsahem práce je petrograficko-petrochemické studium granitoidních hornin brněnské jednotky.

Základní poznatky petrologického studia můžeme shrnout do zobecňujícího konstatování:

- v centrální kře brněnského masívu se setkáváme s nejkyselejšími varietami granitoidů, směrem jižním a severním tyto přecházejí v poněkud bazičtější granodiority,

- obsah tmavých variet vzrůstá od jihu směrem k severu, horniny jsou mesokratní až leukokratní. Pouze v případě granitoidů blanenských se setkáváme s melanokratními granitoidy,

- nejvíce prokřemenělé horniny se vyskytují v severní kře masívu,

- granitoidy brněnského masívu téměř neobsahují primární muskovit,

- většina granitoidů centrální a jižní kry je K-feldspatizována, v některých granitoidech centrální kry a zejména v granitoidech kry severní se setkáváme s albitizací a vývinem šachovnicových albitů,

- převažují variety amfibol-biotitové nad amfibolovými či biotitovými,

- struktury mají magmatické, kataklastické. U granitoidů kounických a blanenských se setkáváme se strukturami, které se až nápadně podobají strukturám krystaloblastickým.

Zhodnocením celkového obrazu modu granitoidních hornin dyjského masívu dospějeme k závěru, že odlišnosti mezi jejich jednotlivými varietami nejsou tak výrazné, jako v případě masívu brněnského.

Zobecnit můžeme následující:

- výraznější rozdíly jsou pouze mezi granity a granodiority, mezi varietami je velká podobnost,

- již na první pohled pozorujeme celkový kyselejší charakter v porovnání s masívem brněnským,

- poněkud bazičtější granitoidy vystupují v centrální části, v asociaci s dioritoidy,

- více prokřemenělé variety lemují z. okraj,

- převažují variety muskovit-biotitové nad čistě muskovitovými či biotitovými,

- amfiboly jsou významněji zastoupeny jen v dioritoidech,

- horniny jsou k-feldspatizovány a albitizovány,

- bazicita plagioklasů je obecně nižší než u obdobných hornin brněnského masívu, a to nejen starších plagioklasů, ale i v případě mladších albitů (v případě albitu brněnského masívu byla nejnižší bazicita změřena An_1 obvykle se však pohybuje mezi An_{5-10}). V granitoidech dyjského masívu jsou běžné hodnoty kolem An_2 až An_5,

- převažují stavby kataklastické nad čistě magmatogenními, vzácné nejsou ani krystaloblastické.

Srovnáním dioritoidních hornin obou masívů,

brněnského a dyjského, se projevuje jejich vzájemná podobnost. Dioritoidy brněnského masivu, tzv. Bobravské pahorkatiny jsou téměř shodné minerálním složením, stavbami, tmavostí i charakterem albitizace s dioritoidy masivu dyjského. Ve zbývajících oblastech (severní části metabazitové zóny a uzavřeniny v granitoidech jižní kry) se dioritoidy brněnského masivu odlišují:

- minerálním složením (jsou bez biotitu), takřka neobsahují křemen, mají výraznou převahu plagioklasů,
- vyšší bazicitou plagioklasů.

Na základě dostupných dat byla sestavena typologie granitoidů.

Petrografická interpretace složkových variací v jednotlivých masívech bere v úvahu frakční krystalizaci magmatu, to však nevylučuje názor o primárním vzniku granitoidních magmat procesy parciálního tavení. Musíme si však uvědomit, že další výzkumy granitoidů v této oblasti budou vyžadovat modernější petrogenetické přístupy a zejména důkaz vzniku granitoidních magmat procesy parciálního tavení, problematika restitu ve složení granitoidů atd. potřebují i detailní geochemické studium.

Jedním z problémů, který by si zasloužil podrobnější studium je otázka primárnosti muskovitu a jeho kvantitativního zastoupení v granitoidech dyjského masívu a izolovaných výskytech granitoidů Hornomoravského úvalu. Podle mikropetrografických rozborů je primární muskovit uzavírán v biotitu (granodiority dyjského masívu), v kyselejších typech pozorujeme často jeho sekundární vznik z biotitu (granity dyjského masívu a Hornomoravského úvalu) nebo jeho rekrystalizací v kataklazovaných varietách a blastomylonitech (brněnský a dyjský masív, granitoidy Hornomoravského úvalu). I přesto, že procesy alterací mohou vést ke zvyšování podílu Al_2O_3, vyšší procento muskovitu v granodioritech a granátu v granitech umožňuje považovat vysoké obsahy Al_2O_3 za primární rysy těchto granitoidů.

Rozdíly petrochemických komponent mezi dyjským a brněnským masívem vznikly pravděpodobně v důsledku parciálního tavení zdroje či zdrojů.

Aplikací QAP-diagramu dospíváme k poznatku, že granitoidy obou masívů, dyjského a brněnského nejlépe konvergují poli granitoidů vznikajících tavením kůry.

Dioritoidní horniny brněnského masívu mohou odpovídat vápenato - alkalicko - trondhjemitové či vápenato - alkalicko - monzonitové sérii. Dioritoidy dyjského masívu se nejvíce blíží trendu série vápenato - alkalicko - granodioritové, i když i zde lze vysledovat náznak série vápenato - alkalicko-trondhjemitové.

Z typologie granitoidních magmat brněnské jednotky plyne, že můžeme vyloučit jejich čistě "metapelitový" původ. Krystalické břidlice by tedy mohly být pouze "znečišťujícím" faktorem.

Dioritoidní horniny obou masívů potvrzují předchozí konstatování, a to, že i pomocí mesonormy se projeví nejen bazičtější charakter granitoidních, ale i dioritoidních hornin v brněnském masívu a kyselejší v dioritoidech masívu dyjského. V dyjském masívu chybí gabra a diority, jsou rozšířenější křemenné diority, monzodiority a křemenné monzodiority, analýzy spadají až do pole granodioritu, tonalitu a gaber s vyššími podíly křemene (>5%).

Minerální složení i obsahy petrogenních prvků svědčí ve prospěch komagmatičnosti granitoidních a dioritoidních hornin brněnského masívu. Druhým způsobem vzniku by mohlo být anatektické působení granitoidních magmat na vulkanosedimentární série.

Dost nejednoznačný výsledek poskytla aplikace genetické I/S typologie granitoidů a dioritoidů brněnské jednotky. Vysvětlení spočívá pravděpodobně v tom, že tyto mohou být svým způsobem specifické, nezanedbatelné je i ovlivnění paleozoickými orogénními fázemi (horniny jsou intenzívně deformačně porušeny, metasomaticky přeměněny - mikroklinizovány, albitizovány, kaolinizovány, sericitizovány, uralitizovány, epidotizovány, tremolitizovány, baueritizovány). Zdá se více než pravděpodobné, že kritéria zvolená pro typologii granitů nejsou pro granitoidní masívy evropských kadomid postačující (či vyhovující).

Hloubkový styk kratogenního podkladu s krystalinikem západních Karpat byl interpretován na základě geologicko-geofyzikálních výzkumů (Adam, Beránek, Weiss 1976) až do prostoru bradlového pásma. Z toho také vyplývá postupné zmenšování mocnosti zemské kůry směrem k JV. Současně je periferie Českého masívu charakterizována narůstající mocností bazaltového patra na úkor granitového. Granitové patro jihovýchodní periferie má relativně malou mocnost, což znamená, že i mocnost brunnie může být i relativně malá. Uvedená fakta by spíše svědčila pro teorii vzniku granitoidů okrajovou kontinentální kolizí fenosarmatského kratonu.

Rakoušti autoři Fritz, Neubauer a Dallmeyer (1992) granitoidy dyjského masívu (bez zdůvodnění) označují jako" podobné I typu" a předpokládají jejich intruzi do moravských proterozoických vulkanosedimentárních skupin. Toto, spolu s výskytem vápenato-alkalických metavulkanických hornin, pak považují za dostatečný podklad pro vyslovení teorie vzniku v subdukční zóně.

Literatura:

Adam, Z., Beránek, B., Weiss, J. (1976): Deep geophysical investigations Contribution to the Problem - Solution of the Carpathians with the Bohemian Massif.- Sbor. ref. geotekton. konfer. Smolenice, 124-130. Bratislava

Fritz, H., Neubauer, F. and Dallmeyer, R.D. (1992): The Cadomian evolution of the southeastern Bohemian Massif: from subduction to collision.- GAC/AGC-MAC/AMC ....., Abstracts Wolfille, Canada, p.A 36

Gregerová, M. (1992): Petrochemie a klasifikace granitoidních hornin brněnské jednotky.- MS, KMiPGe PřF MU. Brno

CHARAKTERISTIKA VODOHOSPODÁŘSKÉ ŠTOLY RAŽENÉ V BĚLEČSKÉM ÚDOLÍ

CHARACTERISTICS OF WATER MAIN ADIT DRIVEN IN THE BĚLEČ VALLEY

(24-14 Boskovice, 24-12 Lelekovice)

Miroslava Gregerová - Vladimír Hrazdil - Václav Jedlička,
Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: diploma thesis, water main adit, Dyje dome, mineralogy, petrology, tectonics, unmetamorphosed rocks

Spotřeba pitné vody ve městě Brně rok od roku stoupá a tak její zajišťování s sebou přináší stále nové problémy a zdlouhavá nelehká řešení. Jedním z nich je i doprava pitné vody z Vírské přehrady, vzdálené od Brna asi 40 km. Projektantem se stal Aquatis Brno, který je také garantem obezdívek a za geologické práce a statická měření zodpovídá firma Geotest Brno. Zpracováním dokumentace hornin byla pověřena katedra mineralogie, petrografie a geochemie. K dané problematice byly zaměřeny dvě diplomové práce (Hrazdil 1992, Jedlička 1992).

Celý vodovod lze rozdělit na dvě základní části, a to část štolového přivaděče a část trasy, kde je voda dopravována potrubím. Štolový přivaděč není jednotné dílo. Nejdříve se z Víru surová, nečištěná voda dopraví do úpravny ve Švařci, což je asi 4 637 m štoly. Dále už pitná voda protéká štolovými přivaděči do Běleče (10 830 m) a nakonec teče úsekem dlouhým 5 015 m do Štěpánovic. Odtud se pak potrubím dostává až na Palackého vrch v Brně. Studovaná štola je ražena v horninách skupiny bítešské ruly. Topograficky je její začátek u obce Běleč (v Bělečském údolí, na pravé straně silnice z Doubravníka do Běleče), odkud pokračuje směrem k obci Štěpánovice. Štola je ražena přibližně v S-J směru, její délka je 5015m.

V celém profilu štoly se bítešská rula vyznačuje látkovou a stavební nestejnorodostí. Tato je podmiňována zejména polohami břidlic a amfibolitů a proměnlivě mocnými pásy mikrolupenitého, téměř čistého biotitu. U biotitových poloh byla vysledována v profilu štoly mocnost pohybující se od několika milimetrů až po více než dva metry. Uspořádání biotitu je paralelní s foliací bítešské ruly a často ji velmi efektním způsobem zvýrazňuje. Protože úklon těchto poloh je velice malý (od 0 - 25°) můžeme některé z nich sledovat i po desítky metrů, jindy (asi do 3 m) mohou mít charakteristický čočkovitý tvar a rychle vykliňují. Jemně šupinkatý biotit představuje velmi vhodné a dobře prostupné prostředí, které umožňuje, aby v těchto polohách docházelo k častému prosakování povrchových vod.

Bítešská rula, kterou tato štola proráží, je v typickém vývoji světlá až leukokratní, okatá rula s výraznou lavicovitou nebo deskovitou odlučností, nehojně je i masivní. Bítešská rula zahrnuje velké množství rul nejrůznějších variet: ruly biotitové, granát - biotitové, dvojslídné, muskovitové až pouze sericitové ruly. Vložky v ní pak mohou tvořit jemnozrnné biotitové či dvojslídné ruly, amfibolové ruly, amfibolity a vzácně též krystalické mramory.

Jako společný znak je u všech rul možné pozorovat zřetelně metamorfní struktury a textury překryté navíc mylonitickými strukturami. Foliace je velmi výrazná.

Vrásy, o kterých se zde můžeme zmínit, jsou centimetrových až metrových rozměrů, zcela zachycené na stěnách štoly. Není jich však příliš mnoho.

Jejich vzájemné vztahy však naznačují, že zde muselo dojít nejméně ke dvěma etapám vrásnění.

Křemen, sloužící ke sledování tlakových deformací (pomocí mikrostrukturní analýzy), patří k nejintenzívněji studovaným minerálům. Mikropetrotektonický obraz bítešských rul je dokladem zřejmě syntektonické krystalizace. Mechanické deformace se projevují určitým způsobem v blastomylonitické struktuře horniny, stopy kataklázy však nacházíme především u živců.

U bítešských rul nemůžeme provést podrobnou a důkladnou korelaci mezi deformací a přednostní orientací křemene. Je to znemožněno tím, že intenzívní rekrystalizace některých minerálních součástí setřela často stopy kataklázy.

Je však velmi pravděpodobné, že i zde stupňování mechanické deformace vede ke zdůraznění přednostní orientace křemene.

Z výsledků provedených studií vyplývá, že celá studovaná oblast bítešské ruly neprodělala jednotné metamorfní a tlakové pochody. Najdeme zde několik vývojových variet této ruly i když jejich výskyt není tak častý jako klasická okatá bítešská rula.

Výsledky provedených prací naznačují, že bítešské ruly představují pravděpodobně metamorfovaný ekvivalent vulkanosedimentárního souvrství.

Samotná štola patřila do skupiny štol ražených jako vodní přivaděč pro brněnskou aglomeraci. Při ražbě byl používán štít švédské výroby což velmi urychlovalo práci, ale díky značnému znečištění stěn bylo někdy velmi obtížné odebrat vzorky v nejzajímavějších místech, stejně tak jako rozpoznat samotné kontakty měnících se typů hornin.

Literatura:

Hrazdil, V. (1992): Minerální asociace metamorfovaných hornin vodohospodářské štoly, ražené v Bělečském údolí.- MS, KMiPGe PřF MU. Brno

Jedlička, V. (1992): Petrografická, strukturně tektonická a petrotektonická charakteristika vodohospodářské štoly v Bělečském údolí.- MS, KMiPGe PřF MU. Brno

ALKALICKÉ VULKANITY V KLADECKÝCH FYLITECH Z VRTU LV-23 LUDMÍROV

ALCALIC VOLCANITES IN THE KLADKY PHYLLITE FROM THE BOREHOLE LV-23 LUDMÍROV

(24 - 21, Jevíčko)

Pavel Hanžl, ČGÚ Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words:volcanites, trace elements

Ve vrtu LV-23 Ludmírov byly zastiženy v muskovitických fylitech kladecké jednotky kvarckeratofyry a jejich tufy (Crha J. et al., 1989). Zde jsou uvedeny výsledky zpracování vzorků vulkanických hornin odebraných z vrtu J. Dvořákem. Makroskopicky jde o šedé, místy zelenavé nebo růžové, jemnozrnné horniny. Struktura je porfyrická s mikrofelsitickou základní hmotou, která je tvořena jemnými zrny křemene, živců a sericitu. V hloubce 65,9 m je základní hmota téměř kompletně sericitizovaná, v metráži 74,5 m byla zjištěna slabá dynamofluidální stavba. Vyrostlice do 3 mm jsou tvořeny křemenem, plagioklasem a K-živcem, vyjímečně zprohýbaným baueritizovaným biotitem, místy se objevují porfyroblasty epidotu. Křemen je automorfní, oválný, často silně korodovaný, vzácně uzavírá baueritizovaný biotit, plagioklasy jsou místy drcené, rekrystalizované na jemnou albitovou mozaiku nebo sericitizované, ojediněle jsou korodovány karbonátem. K-živce jsou zpravidla dvojčatné, perthitické a místy mikroklinizované. Geochemicky jde o horniny alkalické s vysokým obsahem draslíku. V TAS diagramu padají do pole alkalických trachytů.

hloubka	63,9 m	74,3 m	hloubka	63,9 m	74,3 m
SiO2	66.710	64.890	Rb	169	197
TiO2	0.100	0.130	Sr	190	90
Al2O3	15.840	18.510	Ba	910	560
Fe2O3	0.610	1.030	Sn	<7	<7
FeO	0.120	0.670	Zn	<7	21
MnO	0.041	0.008	As	10	<7
MgO	0.170	0.640	U	<15	<15
CaO	1.660	0,200	Nb	15	21
SrO	0.022	0.011	Cu	<7	<7
BaO	0.102	0.063	Mo	<7	<7
Li2O	<0.005	0.016	Y	29	23
Na2O	1.930	1.000	Ni	<7	<7
K2O	10.940	9.920	Zr	72	83
P2O5	0.030	0,030	Cr	12	16
CO2	1.190	0,160	Pb	25	<7
C	0,040	<0.010			
H2O+	0.400	1.590			
F	0.078	0.169			
S	0.020	0.020			
H2O-	0.090	0.120			
F-ekv	-0.033	-0.071			
S-ekv	-0.005	-0.005			
suma	100.055	99.101			

Tab 1: Výsledky chemické analýzy vzorků alkalických trachytů z vrtů LV- 23. Analyzováno v laboratořích ČGÚ Praha, Barrandov. Silikátová analýza v procentech, stopové prvky v ppm.

Literatura

Crha J. et al. (1989): Souhrnná závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu Ponikev - Vojtěchov. - MS, Unigeo Brno.

PŘEDBĚŽNÉ VÝSLEDKY MAPOVÁNÍ NECTAVSKÉHO KRYSTALINIKA

PRELIMINARY RESULTS OF SURVEY OF THE NECTAVA CRYSTALLINE UNIT

(24-21, Jevičko)

Pavel Hanžl, ČGÚ, Leitnerova 22, 658 69 Brno

key words: Nectava unit, thrust, Moravicum

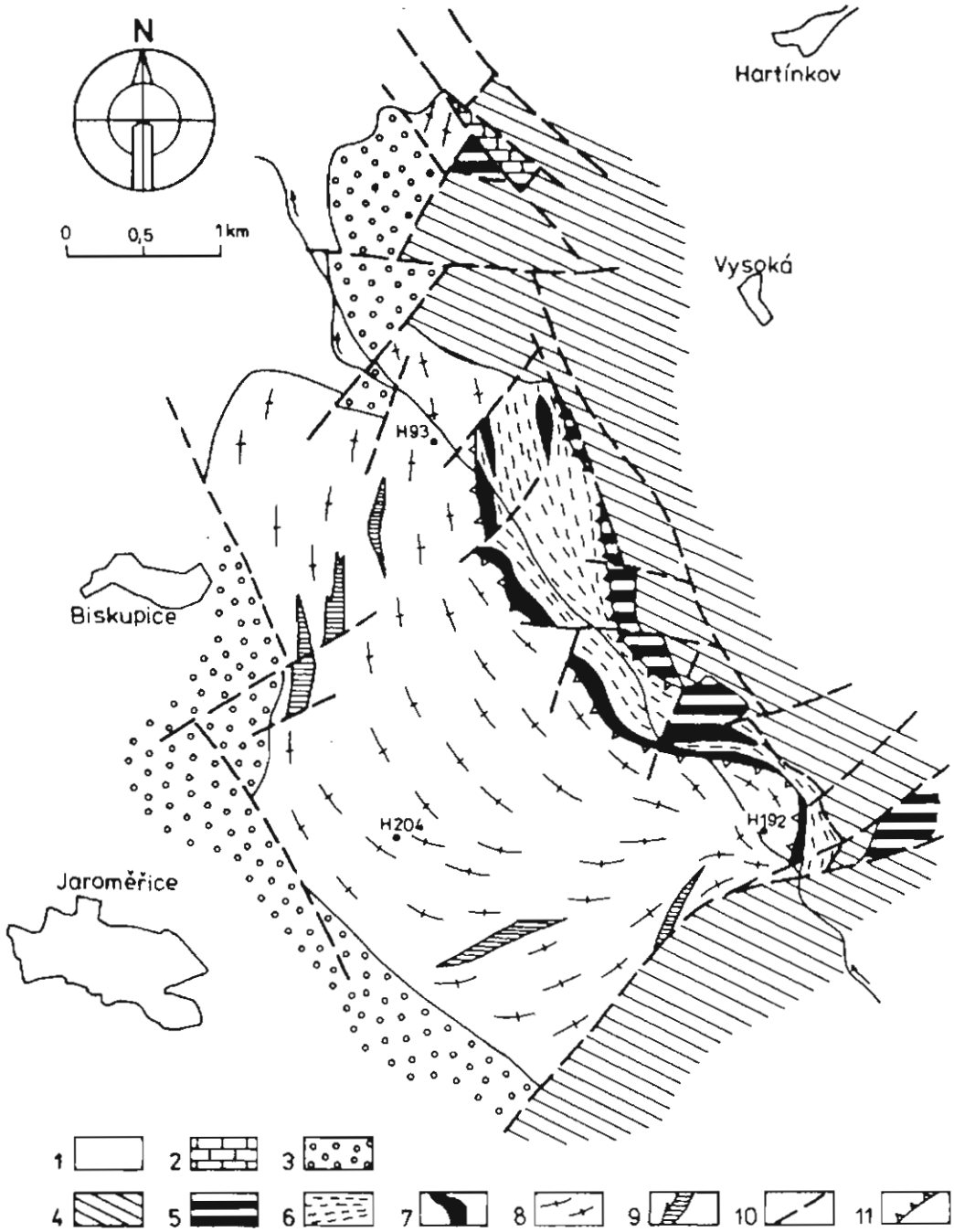
V minulých dvou letech bylo provedeno revizní mapování krystalinických jednotek pro mapu v měřítku 1 : 50 000, list 24-21 Jevičko. Poslední známé mapování nectavského krystalinika zde provedl Cháb (1958). Geologická skica podle jeho výsledků byla publikována Svobodou et al. (1964). Dílčím způsobem se dotkly převážně jižní části krystalinika i výzkumy Chlupáče a Svobody (1962).

Nectavské krystalinikum je na západě a severu převážně zlomově omezeno vůči boskovické brázdě, transgresivní hranice je zachována lokálně. Na východě hraničí krystalinikum tektonicky (soustava nectavsko - konických zlomů) s kulmskými sedimenty bouzovského synklinoria a na jihu je okrajovým zlomem boskovické brázdy odděleno od drahanského vývoje kulmu a konicko - mladečského devonu.

Nectavské krystalinikum rozdělil Cháb (1958) na svrchní kataklastickou žulorulu se zbytky pláště a spodní pelitico-karbonátovou jednotku. Svrchní jednotka je budována narůžovělými, okatými, střednozrnnými ortorulami, které petrograficky a chemicky odpovídají bítešské ortorule svratecké klenby. Nectavské ruly jsou mírně kyselejší, intezivněji mylonitizované. V jejich nadloží leží v drobných reliktech fylity až svorové fylity s čočkami šedých, metamorfovaných vápenců. Nectavská rula je přesunuta přes tmavě šedé až šedočerné grafitické mramory. Ty tvoří nejsvrchnější část pelitico - karbonátové jednotky, jejímž hlavním litologickým typem jsou grafitické fylity místy až kvarcitického charakteru, časté jsou vložky metamorfovaných vápenců. Tato jednotka je přesunuta přes světle šedé, intenzivně mylonitizované a rekrystalizované vápence s drobnými polohami pestrých, blíže neurčených klastik. Ve vápencích jsou ojedinělé žilky barytu. Paleontologické důkazy stáří vápenců schází, svým charakterem jsou podobné vápencům v nadloží deblínské skupiny.

V krystaliniku je velmi dobře vyvinuta foliace, která se sklání v jižní části pod středními úhly k jihu, jinde upadá středně až strmě k západu. Je zde vyvinuto několik generací lineací, při styku s boskovickou brázdou je dobře zřetelná V - Z orientovaná lineace, která souvisí s poklesovými pohyby v boskovické brázdě, ale nejvýznamnější maximum je orientované SZ-JV až ZSZ-VJV. Ze srovnání s podobnými lineacemi ve svratecké klenbě (hlavní orientace lineací SZS-JVJ až S-J) vyplývá rotace celého bloku nectavského krystalinika během jeho vyzdvižení do současné pozice.

Revizním mapováním nectavského krystalinika byly potvrzeny starší názory o jeho podobnosti se svrateckou klenbou moravika. Nectavská rula odpovídá bítešské rule, je přesunuta přes pelitico-karbonátovou jednotku, která odpovídá skupině Bílého potoka. Podložní nemetamorfované vápence lze spatřičnou dávkou opatrnosti (schází paleontologické důkazy) srovnat s vápenci v nadloží deblínské skupiny. Její ekvivalent v oblasti nectavského krystalinika schází, je však možno jej hledat v kladeckých "fylitech".



Obr. 1 Geologická mapa nectavského krystalinika: 1. kvartérní a terciérní pokryv, 2. křída, 3. permské slepence, 4. drahanský a bouzovský kulm, 5. devonské (?) vápence a klastika, 6. fylity, 7. mramory, 8. ortorula, 9. svorové fylity, 10. zlom, 11. přesmyk

Literatura:

Cháb J. (1958): Geologie formací spodní stavby, především krystalinika, v oblasti mezi Jaroměřicemi, Vrážným, Hartínkovem, Kladkami a Chobyní na sz. Drahanské vysočiny.- MS. Dipl. pr. UK, Praha

Chlupáč I., Svoboda J. (1962): Geologické poměry konicko-mladečského devonu na Drahanské vysočině. - Sbor. Ústř. Úst. geol., 28, S347-386. Praha.

Svoboda J. et al. (1964): Regionální geologie I. Český masiv 1. Krystalinikum, 2, Algonkium -kvartér. -ÚÚG, 1-882. Praha.

TRONDHJEMITY BRNĚNSKÉHO MASÍVU

TRONDHJEMITES FROM THE BRNO MASSIF

(24-32 Brno)

Jaromír Leichmann

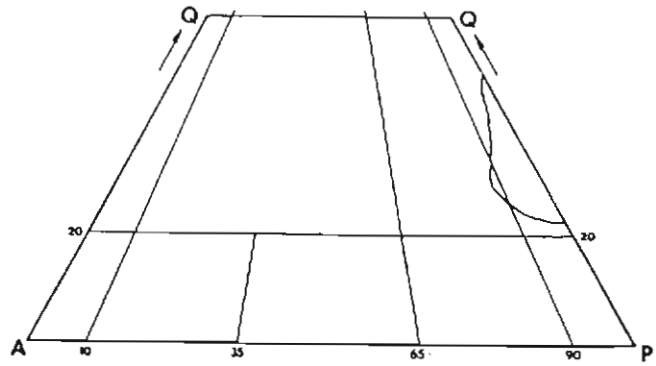
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg.
Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Trondhjemites, Brno massif, petrology, geological position

Úvod

Jako trondhjemity jsou na základě nově získaných údajů označovány granitoidní horniny ležící převážně na pravém břehu Svratky, na území města Brna, mezi metadioritovou a metadiabasovou subzónou metabazitové zóny brněnského masívu ve smyslu Štelcla, Weisse a kol. (1986). Tyto horniny byly v minulosti označovány jako křemenné diority - např. Krystek a kol. (1969), Hájek (1973), Pištěk (1975), granodiority (Kapoun 1981), srovnávány s granodiority typu Veverská Bitýška (Štelcl, Weiss a kol. 1986) nebo s granodiority Královo Pole (Kapoun 1981). V posledních letech je jako tonality označili Přichystal, Gregerová, Leichmann (1991) nebo jako samostatnou skupinu granodioritu - granodiority typu Jundrov - vyčlenili Mitrenga, Rejl (1993). Na základě petrofyzikálních parametrů, zejména anomálně nízkých obsahů U, Th a K, vyčlenil tuto skupinu jako samostatný typ Hrouda (1978).

křemen	34% (45 - 28%)
plagioklas	56% (47 - 59%)
K - živec	1% (0 - 5%)
sericit	1% (0 - 3%)
chlorit	6% (4 - 10%)
opak.min.	1% (0 - 3%)



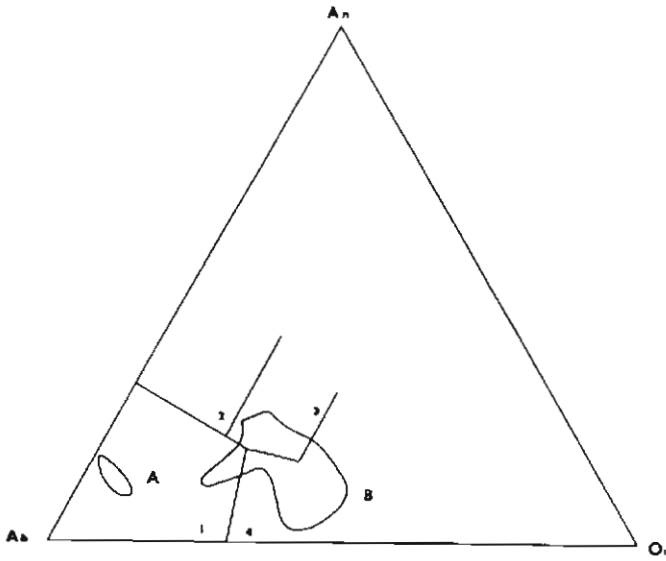
Obr. 1: Trondhjemity brněnského masívu v APQ diagramu

Charakteristika

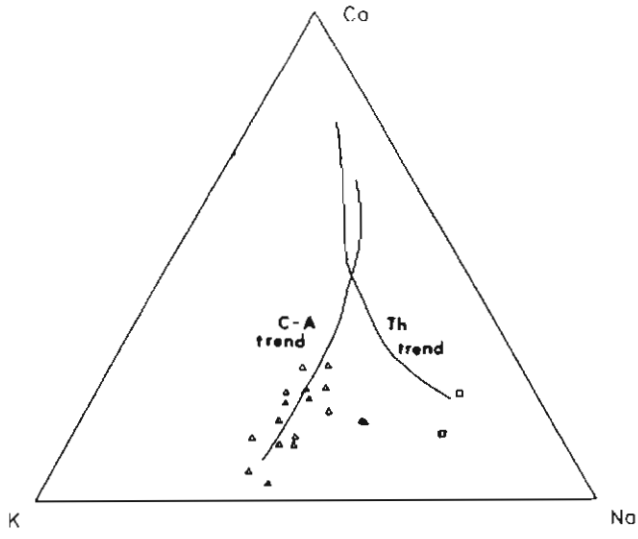
Trondhjemity jsou horniny makroskopicky masivní, středně zrnité, šedobílé. Zejména na kontaktu s diority a/nebo bazalty jsou tyto horniny silně alterovány a deformovány. Barva horniny pak nabývá často nazelenalých nebo načervenalých odstínů a stavba se mění z masivní na plošně paralelní. Nazelenalé odstíny jsou způsobeny chloritizací horniny spojenou s deformací, načervenalé odstíny pak jemně dispergovaným hematitem obsaženým zejména v plagioklasech. Modální složení horniny zjištěné z osmi analýz je (průměrná hodnota v procentech, rozsah hodnot):

Projekce modálních analýz do QAP diagramu je znázorněna na obr. 1. Hornina se promítá do pole tonalitu, a protože obsah mafických minerálů je nižší než 10% je horninu možno na základě modálních analýz klasifikovat dle Le Maitre (1989) jako trondhjemit. Tomuto zařazení odpovídají také výsledky chemických analýz (Leichmann 1993). V Ab-Or-An (obr.2) diagramu spadají analyzované horniny jednoznačně do pole trondhjemitu vyčleněného dle Barkera (1979), rovněž tak v Ca-Na-K (obr. 3) diagramu odpovídají trondhjemitickému trendu (Barker

(1979) Rovněž obsahy Al, Fe a Mg odpovídají definici trondhjemitu dle Barkera (1979). V obou diagramech jsou pro srovnání uvedeny výsledky chemických analýz ze západní části brněnského masívu podle Leichmanna (1993).



Obr. 2: Ab-Or-An diagram s vyznačenými poli trondhjemitu (1), tonalitu (2), granodioritu (3) a granitu (4) podle Barkera (1979). A - trondhjemity, B - alkalicko-vápenaté granitoidy západní části brněnského masívu



Obr. 3: Ca-Na-K diagram s vyznačeným alkalicko-vápenatým a trondhjemitickým trendem podle Barkera (1979). Trojúhelníky - alkalicko-vápenaté granitoidy západní části brněnského masívu, čtverce - trondhjemity brněnského masívu

Alterace

Všechny dosud studované vzorky trondhjemitu jsou do značné míry přeměněny. Plagioklasy - zonální albit až kyselý oligoklas - jsou kaolinizovány, případně ve středu zrn sericitizovány. Kaolinizace a sericitizace postihuje prakticky všechny plagioklasy obsažené v hornině, rozsah přeměny jednotlivých minerálních zrn lze na základě studia výbrusů odhadnout na 5 - 40%.

Původní mafické minerály jsou zcela přeměněny na chlorit, který dává hornině často nazelenalý odstín. Relikty původních minerálů jsou velmi vzácné.

Vztah trondhjemitu k okolním horninám brněnského masívu

Pomineme-li terciérní a kvartérní sedimenty má trondhjemit přímé kontakty s metadiority a metabazalty metabazitové zóny brněnského masívu a s devonskými klastickými sedimenty nepatřícími již k brněnskému masívu

Tektonický kontakt s metabazalty je možno pozorovat v nejsevernějším z opuštěných lomů na ulici Kamenomlýnská, na levém břehu Svratky. Kontaktní zóna je tvořena cca 5 m mocnou, přibližně severo-jižně orientovanou, strmě (75° - 90°)k západu upadající mylonitizovanou zónou tvořenou jak zbřidličnatělým metabazaltem tak trondhjemitem. Tato zóna zastírá původní znaky kontaktu. Metabazalty a zejména trondhjemity jsou na kontaktu silně hydrotermálně přeměněny. Paralelní, několik dm až m mocné, mylonitové zóny jsou poměrně hojné jak v bazaltech tak i v trondhjemitech i ve větších vzdálenostech od vlastního kontaktu.

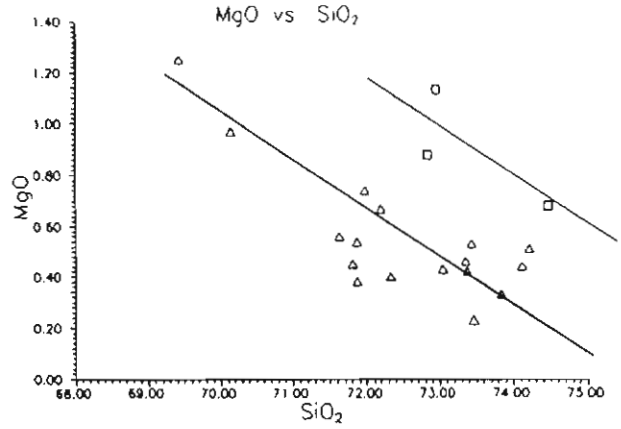
Obdobný charakter má převážná část kontaktu dioritu s trondhjemity. Jako tektonický tento kontakt označili například Hájek (1973), Mitrenga, Rejl (1993). Při stavbě sídliště v Novém Lískovci, v jižní části trondhjemitového tělesa byl odkryt styk dioritu s trondhjemity, který je možno i přes značné tektonické postižení interpretovat jako intruzi trondhjemitu do dioritu.

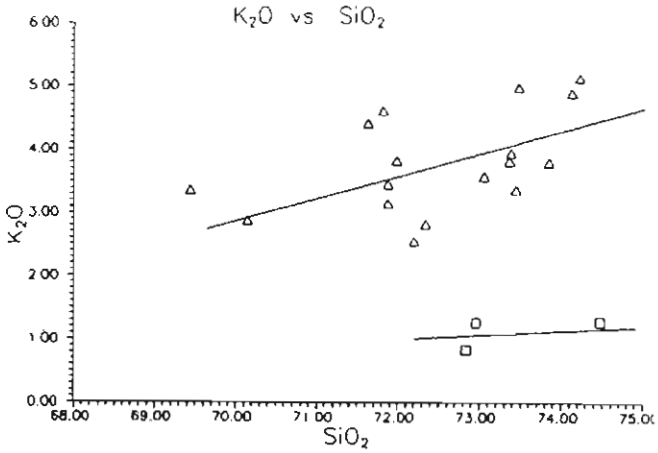
Trondhjemit tvoří několik dm mocné žíly v dioritu, diorit je naopak uzavírán ve formě oválných, několik cm až dm velkých, na okrajích často natavených pecek v trondhjemitu. Celá zóna styku je doprovázena chorismitickou horninou vzniklou pravděpodobně mísením trondhjemitického magmatu s natavený dioritem. Obdobné horniny nasvědčující mísení magmatu je možno nalézt ve výchozech po levé straně silnice z Pisárek do Kohoutovic (ulice A. Procházky).

Vztah trondhjemitu a devonských klastik pozorovatelný na pravém břehu Svratky naproti výstavišti je možno označit jako tektonický. Ve valounech ze slepencových poloh devonských sedimentů se trondhjemity nevyskytují. Tyto slepence jsou tvořeny prakticky pouze valouny křemene, často o velikosti 2 i více centimetrů, což vzhledem k velikosti zrn křemene v trondhjemitu (max.

0,5 cm) prakticky vylučuje trondhjemit jako možný zdroj klastického materiálu pro tvorbu devonských klastik. Devonské sedimenty nejsou trondhjemitem kontaktně metamorfovány. Jejich komplikovaný vzájemný vztah je v současnosti předmětem podrobnějšího studia.

Obr. 4: SiO_2 vz.MgO diagram, symboly jako obr. 3 Trondhjemity jsou ve srovnání s alkalicko-vápenatými granitoidy západní části brněnského masívu zřetelně obohaceny o Mg





Obr. 5 : SiO_2 vz K_2O diagram, symboly jako obr. 3 Obsahy K_2O jsou ve vápenato-alkalických granitoidech brněnského masívu při stejném obsahu SiO_2 přibližně 3x vyšší než v trondhjemitech

Na obr. 2, 3, 4 a 5 je možno srovnávat některé parametry trondhjemitu brněnského masívu s granitoidy západní části brněnského masívu (Leichmann 1993).

Na obr. 3 jsou zřetelně patrny odlišné trendy obou skupin. Granity až granodiority (obr.2) západní části brněnského masívu odpovídají alkalicko-vápenatému, trondhjemity pak trondhjemitovému trendu. Zřetelné rozdíly vyplývají i ze srovnání obou skupin v harkerových diagramech. Trondhjemity jsou ve srovnání s alkalicko-vápenatými granitoidy západní části brněnského masívu zřetelně bohatší hořčíkem (obr.4) a chudší draslíkem (obr.5).

Závěr

Na základě modálních analýz a chemického složení je možno studované horniny označit dle Le Maitra (1989) a dle Barkera (1979) jako trondhjemity. Horniny podobného charakteru nebyly dosud v brněnském masívu popsány (Štelcl, Weiss a kol. 1986, Mitrenga,Rejl 1993). Známy nejsou ani z krystalinika v podloží karpatské předhlubně (Dudek 1980, Jelínek, Dudek 1993).

Jak minerálním složením, tak i geochemickými parametry se trohdhjemity podstatně liší od doposud známých granitoidních hornin brněnského masívu. Granitoidy západní části brněnského masívu náleží k alkalicko-vápenatému trendu, popisované trondhjemity ke trendu trondhjemitickému (Barker 1979).

Na základě těchto faktů a vzhledem k intruzivnímu vztahu trondhjemitu k dioritům metabazitové zony a jejich pozici v ni je možno předpokládat, že trondhjemity nepatří k diferenciační řadě alkalicko-vápenatých granitoidů západní části brněnského masívu, ale že tvoří asociaci diorit - trondhjemit. Vztah této asociace k bazaltům metabazitové zóny, její geotektonická pozice a stáří, a z toho vyplývající problém vztahu východní a západní granitoidové zóny, jsou v současnosti předmětem dalších výzkumů.

Literatura:

Barker, F. (ed.) (1979):Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. - Elsevier, Amsterdam.

Dudek, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Brunovistulikum. - Rozpr. Čs.Akad. Věd, R. mat. přír. Věd, 90, 8, 3 - 85, Praha.

Hájek, J. in Štelcl, J. et al. (1973): Výsledky geologického a petrografického výzkumu brněnského masívu za léta 1971 - 1973. MS MU Brno.

Hrouda, F. in Štelcl, J. et al. (1978): Základní petrologické zhodnocení brněnského masívu a jeho petrogenetických vztahů ke krystaliniku v podloží karpatské předhlubně.- MS, MU Brno.

Jelínek, E. & Dudek, A. (1993): Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian massif, Czechoslovakia. - Precambrian Research, 62, 103 - 125. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.

Kapoun, M. (1981): Geologická stavba metabazitové zóny brněnského masívu mezi Bosonohami a Brnem.- MS, MU Brno.

Krystek, I. a kol. (1969): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1: 25 000 Brno - západ.- MS, Geofond Praha

Leichmann, J. (1993): Der Südteil des Brünner Granit Massivs.- MS, Inst.f.Geol. u. Pal. Univ. Salzburg.

Le Maitre, R.W. (ed.) (1989) A Clasification of Igneus Rocks and Glosary of Terms. - Blackwell Scientific Publications. Oxford, London, Edinurgh, Boston, Melbourne.

Mitrenga, P.,Rejl, L (1993): Brněnský masív.-In: Geologie Moravy a Slezska.- Moravské zemské museum a Sekce geologickych věd PřF MU Brno.

Pištěk, Z. (1975): Petrografické studium brněnského masívu v širším okolí vodohospodářské štoly u Brna - Kohoutovic. -MS MU Brno.

Přichystal, A.,Gregerová, M.,Leichmann, J.- in Pálenský, P. et al.(1991): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1: 25 000 Brno - jih.- MS, Geofond Praha.

Štelcl, J.& Weiss,J. et al. (1986) Brněnský masív. - Universita J. E. Purkyně, Brno.

MINERALOGIE A IZOTOPICKÉ SLOŽENÍ GRAFITICKÝCH HMOT SILESIKA

MINERALOGY AND ISOTOPIC COMPOSITION OF GRAPHITES FROM THE SILESICUM

Zdeněk Losos [1] - Hladíková Jana [2]

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

[2] Český geologický ústav, Geologická 6, 152 00 Praha 5 - Barrandov

key words: graphite, crystallinity of organic matter, isotopes of carbon, isotopic thermometry, Silesicum

V rámci kandidátské disertační práce prvního z autorů, obhájené v r. 1993 na PřF MU, byly sledovány grafitické hmoty z hornin pláště žulovského masívu, keprnické skupiny, velkovrbenské skupiny a skupiny Branné. Grafity ze jmenovaných geologických jednotek vykazují rozdíly v optických, rentgenografických, termických a izotopických charakteristikách. Zjištěné diference jsou odrazem odlišného charakteru původní organické hmoty, prostředí sedimentace a hlavně pak následujícího polyfázového metamorfního vývoje.

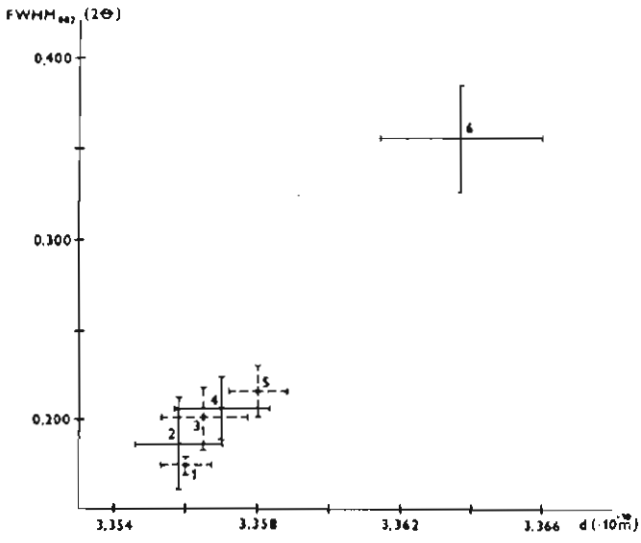
Mikroskopickým studiem byla zjištěna výrazná podobnost grafitů pláště žulovského masívu - lokalita Česká Ves u Jeseníka a keprnické klenby - lokalita Bobrovník (shodná zrnitost, podobný vývin individuí). Grafity z keprnické klenby však vykazují intenzivní tlakové ovlivnění (silné zohýbání vloček, undulozní birefrexe řezů kolmých na 001, intenzivní rozštípání a roztřepení větších individuí, tlakové dvojčatění krystalků, přítomnost jemné frakce grafitu kataklastického původu). Hrubší vločkovitost grafitů z obou výskytů souvisí v souhlase

s obdobnými pozorováními v moldanubiku s vlivem intruzí žulovského masívu a keprnické ortoruly a doprovodnou migmatitizací plášťových hornin.

Mikrokrystalické grafity velkovrbenské klenby jsou velmi variabilní ve tvaru, velikosti a charakteru agregace individuí a procentuálním podílu grafitu i v rámci jednoho nábrusu. Zrnitost je zřetelně nižší, časté jsou masívní partie grafitu. Jevy tlakového postižení krystalků jsou běžné, avšak nepravidelně distribuovány. Nedosahují intenzity zjištěné ve vzorcích z keprnické supiny.

Grafitizovaná organická hmota z hornin spodního oddílu skupiny Branné je představována grafitickým pigmentem s rozměry individuí pod 0.003 mm, slabou bireflexí a nerovnoměrným zastoupením ve fylonitech a mramorech. Bývá nahloučena do agregací nepravidelných tvarů a velikostí.

Výsledky fotometrie vzorků z pláště žulovského masívu, keprnické skupiny a velkovrbenské skupiny odpovídají grafitu (Rmax = 8-12.5 %; Rmin = 0.4-0.6 %). Odraznost měřená na neupravených bazálních plochách grafitů pláště žulovského masívu a keprnické skupiny dosahuje R_{ij}=Rmax = 16.7-17.2 % a plně odpovídá výsledkům zahraničních autorů. Stupeň přeměny grafitizované organické hmoty ze spodního oddílu skupiny Branné dosahuje pravděpodobně semigrafitu, dle orientačních hodnot odraznosti některých agregací (odraznost nebyla pro jemnozrnnost hmoty většinou měřitelná).



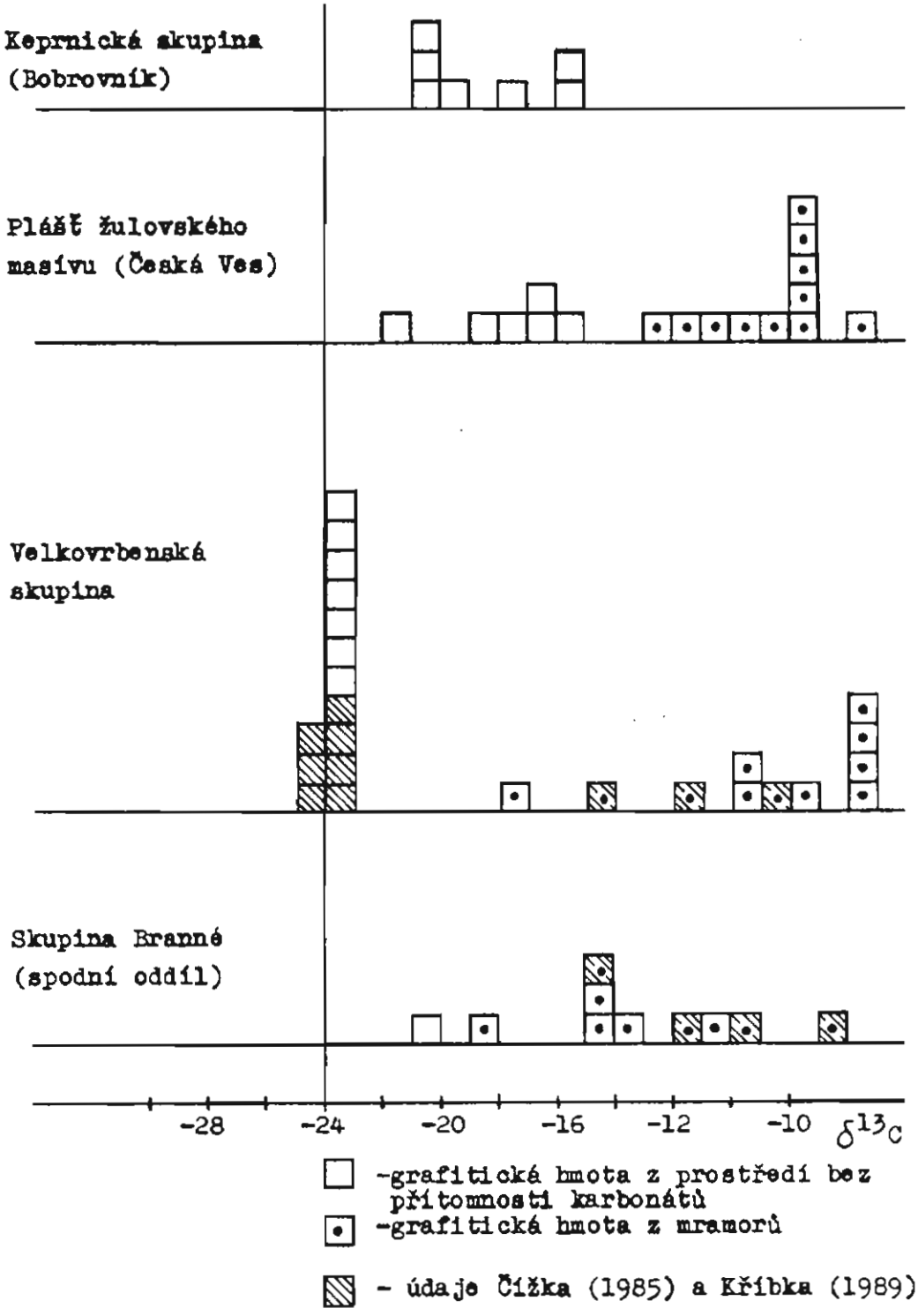
Obr. 1 Růst krystalinity grafitických hmot, daný parametry FWHM$_{002}$ a d_{002}. Vyznačeny aritmetické průměry ($\bar{x}$) a rozpětí do $\bar{x} \pm Sx$ parametrů. Vysvětlivky: 1 - keprnická skupina, 2 - plášť žulovského masívu, 3 - velkovrbenská skupina kromě šleglovského bloku, 4 velkovrbenská skupina celkově, 5. velkovrbenská skupina - šléglovský blok, 6. skupina Branné

Rentgenografickým studiem práškových preparátů grafitických hmot s přednostní orientací částeček byl prokázán nárůst krystalinity - obr.1 (determinovaný parametry d_{002}, c, stupněm semigrafitizace g, poměrem vrcholových intenzit I_{002}/I_{004}, morfologickými charakteristikami difrakčního píku 002 a efektivní velikostí difraktujících krystalitů ve směru osy z - D_z v pořadí: spodní oddíl skupiny Branné << velkovrbenská skupina (s nižším stupněm krystalinity v prostoru šleglovského bloku) < keprnická skupina a plášť žulovského masívu. Distribuce bazálních intenzit difrakcí 002, 004 a 006, které byly jako jediné identifikovány na záznamech práškových preparátů s přednostní orientací grafitu (při snímání za stejných přístrojových podmínek a stejného ředění vzorků standardem), reflektovala též poměrně dobře růst krystalinity vzorků v uvedeném pořadí.

Vzorky z pláště žulovského masívu, keprnické skupiny a velkovrbenské skupiny lze označit jako grafity (dle hodnot d_{002}, c a D_z) s vyvinutou trojrozměrnou periodickou strukturou, což dokazuje přítomnost úplného souboru difrakcí grafitu (002, 100, 101, 004, případně i 102) v daném rozsahu záznamu práškových preparátů s potlačenou přednostní orientací individuí. Grafitizovaná organická hmota z hornin spodního oddílu skupiny Branné dle hodnot d_{002}, c a D_z klasifikačně spadá na hranici semigrafitu s grafitem (dle Kwiecinské 1980), případně ke strukturnímu typu d_1 (''disordered graphite'') Landise (1971) a je charakterizována turbostratickou - v podstatě dvojrozměrnou strukturou.

Vyhodnocením DTA a TG křivek grafitických hmot byly zřetelně rozlišeny dvě skupiny vzorků. Jednak grafitizovaná organická hmota spodního oddílu skupiny Branné, charakterizovaná nižšími teplotami exotermní reakce (Tmax = 630-690°C) a morfologií píku odlišnou od všech ostatních grafitů (Kissingerův index tvaru křivky DTA: I = 0.74-1.15). Druhou skupinu tvoří grafity pláště žulovského masívu, keprnické skupiny a velkovrbenské skupiny s vyššími, ale navzájem obdobnými teplotními daty (Tmax exotermního píku 740-800°C) a asymetrickým tvarem píku (I = 0.25-0.44).

Grafity z horninového prostředí bez přítomnosti karbonátů z pláště žulovského masívu a keprnické skupiny se odlišují neobvyklým izotopickým složením uhlíku ($\delta^{13}C$ = -15 až -21.5 ‰) od grafitů z téhož prostředí velkovrbenské skupiny (obr.2), charakterizovaných velmi homogenním izotopickým složením a hodnotami $\delta^{13}C$ = -23.1 až -25.0 ‰, typickými pro organickou hmotu mořských sedimentů a zároveň většinu světových výskytů grafitu. Hodnoty $\delta^{13}C$ grafitů z pláště žulovského masívu



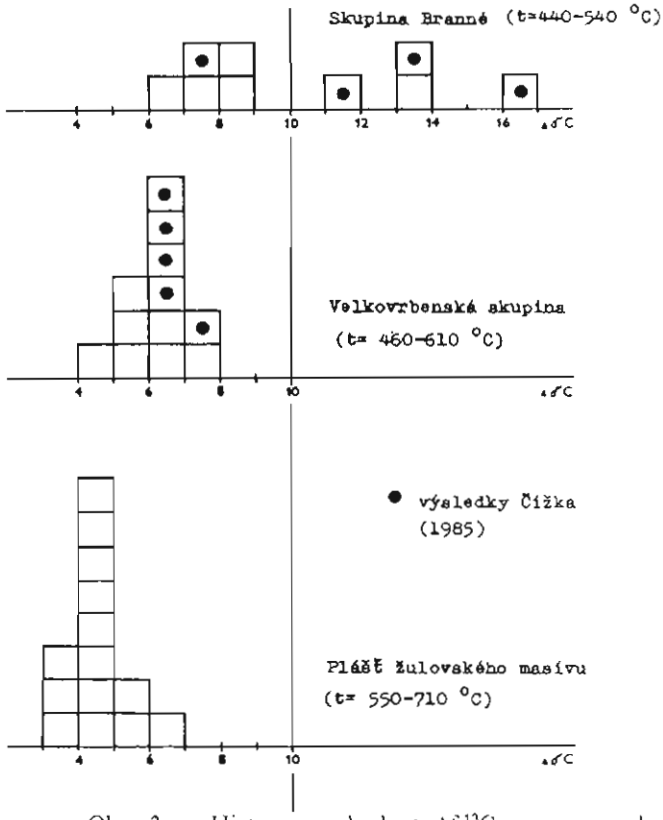
Obr. 2. Výsledky izotopických analýz grafitických hmot sledovaných geologických jednotek silesika

V každém případě je zřejmá přímá geologická souvislost mezi ložisky Česká Ves (plášť žulovského masívu) a Bobrovník (kepmická skupina), která dokazuje některými autory předpokládané pokračováni kepmické skupiny do prostoru pláště žulovského masivu Výskyty uhlikatých hmot s nezvykle vysokými hodnotami $\delta^{13}C$, zjištěné v prostředí bez přítomnosti karbonátů v několika jednotkách silesika (viz též Kříbek 1989) - i méně metamorfovaných, jsou určitou zvláštností nejen v rámci Českého masivu. Představuji fenomen, zasluhující podrobnější výzkum.

Izotopické složeni grafitů z mramorů bylo významně ovlivněno výměnnými reakcemi mezi uhlíkem organogenním a karbonátovým v procesech metamorfózy (Obr.2). Izotopickou termometrií na grafit-karbonátových párech dle vztahů Wady a Suzukiho (1983) byly stanoveny teploty nejsilnější metamorfní fáze, která postihla grafitické mramory sledovaných jednotek (obr.3): plášť žulovského masívu 550-710 °C (amfibolitová facie, sillimanitová zóna), velkovrbenská skupina 460-610 °C (nižší amfibolitová facie, případně hranice facií amfibolitové a zelených břidlic), skupina Branné - spodní oddíl 440-540 °C (facie zelených břidlic). Vypočítané teploty jsou zcela v souladu s relativní

a kepmické skupiny nejspíše odpovidají původnímu izotopickému složení organické fytogenní hmoty teplých příbřežních ekosystémů (moří, marší a sebch či zálivů) se zvýšenou salinitou vody a anoxickým režimem v zóně sedimentace, ve kterých se vyvíjela specifická, převážně planktonní společenstva. Větší rozpětí hodnot $\delta^{13}C$ grafitů může odrážet větší variabilitu podmínek uvažovaných prostředí, případně více zdrojů organické hmoty.

posloupností narůstající metamorfózy, určenou stupněm krystalinity grafitických hmot, údaji termografickými, fotometrickými i mikroskopickými a vhodně ji kalibrují.



Obr. 3. Histogramy hodnot $\delta^{13}C_{cc\text{-}gr}$ pro vzorky grafitických mramorů z daných geologických jednotek a vypočtené teploty metamorfózy

Uvedené výsledky mineralogického a izotopického výzkumu grafitických hmot silesika jsou v dobré shodě s dosavadními znalostmi o metamorfóze daných jednotek silesika. Navíc byly získány nové poznatky, které by měly být dále ověřeny:

-Byl zjištěn relativně nižší stupeň metamorfózy hornin v prostoru šleglovského bloku velkovrbenské skupiny, vzhledem k vlastní velkovrbenské klenbě (indikace stupněm krystalinity grafitu)

-Krystalinita grafitu ložiska Bobrovník v keprnické skupině nebyla pravděpodobně snížena retrográdní metamorfní fází, spojenou s metamorfním sblížením devonského a předdevonského patra a dokumentuje nejvyšší stupeň metamorfózy v prevariských metamorfních cyklech

-Výrazně odlišný charakter a stupeň krystalinity grafitických hmot ukazují na časovou, nebo prostorovou odlišnost v uložení a metamorfóze spodního oddílu skupiny Branné a pestrého souvrství keprnické skupiny. Tento poznatek je poněkud v rozporu s představami Mísaře (1963 a 1983) o postupném přechodu obou sekvencí. Může být ale objasněn nasunutím krystalinických příkrovů, či šupin různého metamorfního vývoje na sebe a přetištěním vzniklé stavby variskou regionální metamorfózou dle modelu Chába (1986), podle něhož je příkrovová stavba diskutované oblasti mimo jakoukoliv pochybnost.

Literatura:

Čížek J. (1985): Izotopické složení uhlíku grafitových ložisek Českého masívu. - MS, diplomová práce, kat. mineralogie, geoch. a krystal. PřF UK, 100 str., Praha.

Cháb J. (1986): Stavba moravskoslezské větve evropského mladopaleozoického orogenu (pracovní hypotéza). - Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 2: 113-120. Praha.

Kříbek B. (1989): Uhlíkaté formace a jejich úloha v metalogenezi Českého masívu. - MS, doktorská disertační práce, PřF UK, 330 str., Praha.

Kwiecinska B. (1980): Mineralogy of natural graphites. - Prace Mineral., 67, 87pp., Wroclaw

Losos Z. (1992): Mineralogický a izotopický výzkum grafitů silesika. - MS, kandidátská disertační práce, PřF MU, 198 str., Brno.

Mísař Z. (1963): Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, ř. mat.-přír. věd., 73, 17: 1-60.

Mísař. Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masiv. - SPN, Praha.

Wada H., Suzuki K. (1983): Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures. - Geochim. cosmochim. Acta, 47: 697-706, Oxford.

STRUKTURNĚ-GEOLOGICKÝ VÝZKUM VZTAHU POLIČSKÉHO A LETOVICKÉHO KRYSTALINIKA V OKOLÍ HAMRŮ

STRUCTURAL AND GEOLOGICAL RESEARCH OF THE RELATION BETWEEN THE POLIČKA AND LETOVICE CRYSTALLINE UNITS

(24 - 12, Letovice)

Rostislav Melichar - Martin Janoška, Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Polička crystalline unit, Letovice crystalline unit, shear zone

Vztah poličského a letovického krystalinika je v geologické literatuře mnohonásobně diskutován. Za rozhraní obou krystalinik byla zvolena svojanovská mylonitová zóna (Mísař 1962). Zóna byla interpretována jako různá tektonická rozhraní, např. drcené pásmo bez posunů (Beneš 1964) nebo násunová střižná zóna (Průcha 1989). Zájmové území bylo proto podrobeno detailní drobnětrukturní analýze, která měla rozhodnout o charakteru deformací na uvedeném rozhraní.

Poličské krystalinikum je ve sledované oblasti tvořeno převážně granátickými svory, dvojslídnými rulami a granát-biotitickými pararulami. Granátické horniny poskytují ukázkové příklady rotovaných granátů. Místy jsou vyvinuty polohy kvarcitických rul nebo grafitických kvarcitů. Horniny parasérie jsou značně variabilní a často do sebe přecházejí. Parasérie je proniknuta deformovanými tělesy tonalitů a také pegmatity. V horninách bohatých slídami je výrazně vyvinuta foliace směru SZ-JV. Její úklon 50-80 stupňů má proměnlivý směr sklonu (k SV nebo SZ) v závislosti na různé poloze ve vrásovém profilu. Směrem k svojanovské mylonitové zóně se foliační plochy stáčí do směru S-J a stávají se strmými až vertikálními. Letovické krystalinikum je tvořeno granátickými svory s četnými polohami amfibolitů. Metamorfní foliace má směr svojanovské mylonitové zóny, tj. S-J, její sklon se však směrem od této zóny zmenšuje až na 45°.

Vedle změn průběhů foliace, mělo velký význam i sledování metamorfních lineací. V poličském krystaliniku má dominantní systém lineací směr SSZ-JJV a je tedy mírně kosý ke směru foliace. V blízkosti svojanovské mylonitove zóny se lineace stáčí do směru S-J paralelně se směrem foliací a dále na východ, v letovickém krystaliniku, má lineace opět dominantní směr SZ-JV až SSZ-JJV. Směr lineace je tedy velmi dobrým indikátorem pohybů na rozhraní obou krystalinik. Kvantitativně bylo možné vymezit izolinie veličiny ''pitch'' - úhlu mezi lineací a směrnicí foliace, který je měřen v ploše foliace. Jeho hodnota se může pohybovat v rozmezí 0-90°. Pro svojanovskou mylonitovou zónu jsou charakteristické hodnoty tohoto úhlu menší než 15°, zatímco v přilehlém poličkém krystaliniku přesahují 30° a v letovickém dokonce 45°.

Charakter pohybů při deformaci jednoduchým střihem byl určen podle asymetrických struktur pozorovaných v orientovaných výbrusech. V horninách bohatých slídami jsou dobře vyvinuté střižné pásy (S-C struktury), foliační ryby a porfyroklastové systémy. Směrem do středu svojanovské mylonitové zóny se mění charakter deformací od duktilních po křehké a také ubývá množství struktur vhodných pro určování smyslu pohybu, které se tak stává náročnější a méně zřetelné. Z uvedených výsledků lze shrnout: subvertikální skluzné plochy a subhorizontální lineace charakterizují svojanovskou mylonitovou zónu jako významný horizontální pravostranný posun, tak jak to dokumentují i ohyby pásů hornin (''vlek na zlomu'') v okolních jednotkách. Tento pravostranný horizontální posun lze považovat za doznívání pohybů kry moldanubika na sever po nasunutí moravních příkrovů. Komplikovanost a různý charakter stupně mylonitizace a ''plasticity'' dokládají vývoj zóny od široké duktilní střižné zóny vznikající v hlubších částech kůry po úzké pásmo křehké ''přízlomové'' deformace v centrální části zóny, odpovídající spíše vyšším částem kůry. Tento obraz je typický pro tektonické pohyby na zlomu hlubokého založení v průběhu velké hloubkové eroze. Z výše uvedených důvodů lze předpokládat vznik pohybů a deformací na svojanovské mylonitové zóně v závěru variských orogenních deformací ve svrchním karbonu případně až permu, kdy docházelo k rychlé a hluboké erozi vzniklého pohoří.

Literatura:

Beneš K. (1964): Analýza vnitřní stavby moldanubicko - assyntské hraniční oblasti při sv. okraji moldanubického jádra.- Rozpr. Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. Věd, 74, 2,1-80. Praha.

Misař Z. (1962): Svojanovská mylonitová zóna v krystaliniku při západním okraji svratecké klenby. - Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 27, 63-86. Praha.

Průcha J. (1989): Nové výzkumy ve svojanovské mylonitové zóně. - Acta Univ. Carol., Geol., 1988, 4, 500-502. Praha.

NOVÉ POZNATKY O GEOLOGII BRNĚNSKÉHO MASÍVU JIŽNĚ OD ČERNÉ HORY

NEW PIECES OF KNOWLEDGE ON THE GEOLOGY OF THE BRNO MASSIF SOUTH OF ČERNÁ HORA

(24 - 14 Boskovice)

Rostislav Melichar - Petr Roupec, Katedra geologie a paleontologie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

key words: Brno massif, thrusting, shear zones

V průběhu mapovacího kurzu katedry geologie a paleontologie v r. 1992 byla zjištěna komplikovaná tektonika brněnského masivu při jeho styku s boskovickou brázdou v j. okolí Černé Hory severně od Brna. Proto bylo toto území vybráno pro další strukturně-geologický výzkum v letech 1992-93.

Brněnský masiv tvoří ve sledovaném území klínovitý výběžek, který je na SZ omezen permem boskovické brázdy a na SV křídou blanenského prolomu. Osou tohoto klínu je metabazaltová zóna směru S-J, která rozděluje brněnský masiv na dvě granitoidové zóny.

Východní granitoidová kra je tvořena biotitickým až amfibol-biotitickým granodioritem typu Blansko. Jedná se o šedou, místy narůžovělou horninu, středně až hrubě zrnitou, obsahující plagioklas, K-živec, křemen, biotit a na většině území i amfibol, z akcesorií pak titanit, apatit a zirkon.

Západní granitoidová kra má složitější stavbu. Základní horninou je biotitický až biotit-amfibolický granodiorit, který v sobě uzavírá dioritová tělesa jako relikty svého pláště. Diority jsou tmavě šedozelené horniny poměrně variabilního vzhledu i složení. Mineralogicky obsahují plagioklas, amfibol a vyjímečně proměnlivé množství křemene. Granodiorit je pronikán mladším leukokrátním granitem. Ten je světle šedý nebo narůžovělý, hypautomorfně zrnitý, s masivní texturou. Je složen z křemene, K-živce, plagioklasu a místy obsahuje i podružné množství biotitu. Z akcesorií jsou přítomny apa-tit a zirkon.

Metabazaltová zóna je tvořena dvěma typy hornin: metabazalty a metaryolity. Metabazalt je jemnozrnná tmavě šedozelená hornina, velmi často s výraznou plošně paralelní stavbou. Na studovaném území je tato stavba orientována ve směru SV-JZ. V metabazaltech se vzácně vyskytují útvary makroskopicky odpovídající deformovaným polštářovým lávám (Zapletal 1932). Metaryolity jsou většinou světle šedé, jemnozrnné horniny střípkovitého rozpadu obsahující křemen, živec, sericit, chlorit a epidot. Metaryolit se hojně vyskytuje ve formě různě mocných vložek (až desítky metrů) v metabazaltech a je v nich orientován peralelně s foliací.

Ojedinělým prvkem je tektonické opakování metabazaltové zóny, dioritů i leukokrátních granitů. Lze zde vymezit západní - úzký metabazaltový pruh a východní - hlavní metabazaltovou zónu, která se k jihu klínovitě rozšiřuje a jižně od studovaného území obsahuje tektonickou šupinu granitoidů (Hranáč 1979). Orientace ploch foliace v hlavním metabazaltovém pruhu je SV-JZ. Tyto plochy strmě ukloněné k SZ jsou pravděpodobně v nepřekocené poloze (podle asymetrie polštářových láv). Metamorfní foliace je paralelní se západním omezením pruhu a zároveň jde kose k jeho východnímu ohraničení a částečně přechází i za tuto hranici až do amfibol-biotitického granodioritu východní granodioritové kry (současná deformace). Kontakty dílčích jednotek brněnského masivu jsou tektonicke Bylo možno pozorovat přesmyk leukokrátních granitů přes západní pruh metabazaltů (makroskopicky v terénu) a leukokrátních granitů s diority přes východní metabazaltový pruh (nasunutí určeno z orientovaného výbrusu). Tektonický kontakt východního metabazaltového pruhu s amfibolicko-biotitickými granodiority východní granitoidní kry lze považovat za ekvivalent levostranného přesmyku metabazaltů přes devonské vápence na kopci Březina u Lelekovic (Roupec 1992).

Na dvou střižných zónách rovnoběžných s boskovickou brázdou proběhla křehce-duktilní deformace - mylonitizace. První zóna leží při západním okraji brněnského masivu je součástí okrajového zlomu boskovické brázdy. Druhá střižná zóna leží uvnitř západní granitoidní kry a protíná leukokrátní granity, biotitické granodiority, diority i západní metabazaltový pruh. Na této druhé zóně bylo možno určit pravostranný smysl střihu podle porfyroklastových systémů, střižných pásů i podle posunu pruhů hornin v mapě. Vznik těchto mylonitů lze spojit se vznikem a pohyby na boskovické brázdě ve svrchním karbonu až permu.

Na SV je brněnský masiv východovergentně přesmyknut (směr přesmyku SSZ-JJV) přes křídu blanenského prolomu (Zapletal 1932). Celé zkoumané území je pak rozbito příčnými zlomy směru ZSZ-VJV až SZ-JV a méně taky zlomy směru ZJZ-VSV.

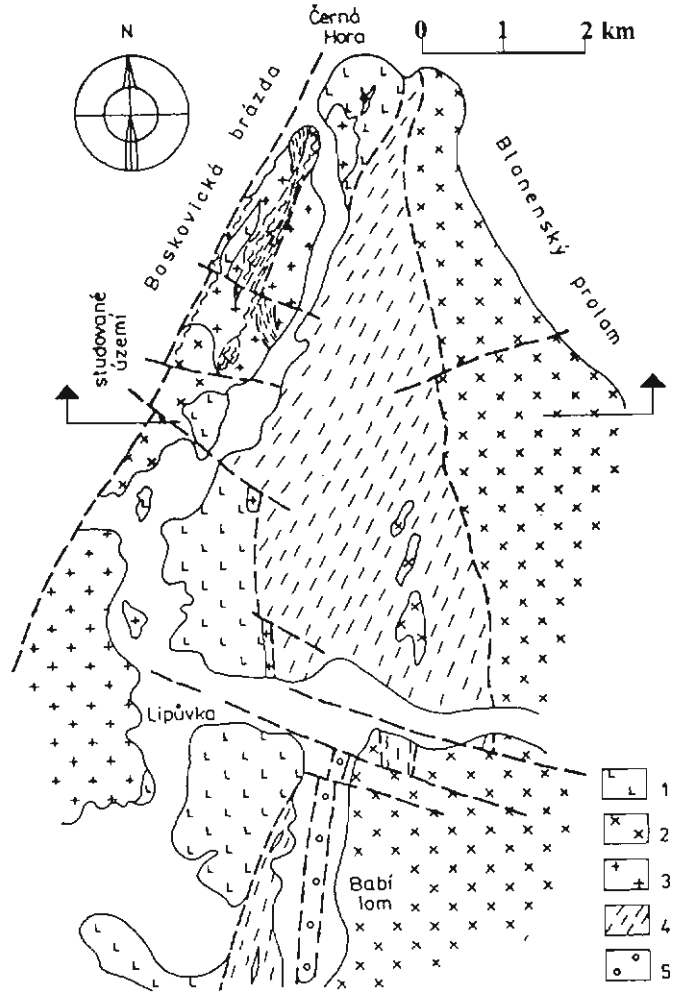
V tektonickém vývoji oblasti bylo možno vymezit

šest deformačních fází, přičemž první čtyři lze považovat za variské.

V nejstarší (?) tektonické fázi D1 došlo k jednoduchému nasunutí metabazaltů přes východní granodioritovou kru a západní granodioritové kry přes pruh metabazaltů. Vznikla tak výchozí struktura - dvě převážně granodioritové kry oddělené od sebe pouze poměrně úzkým s-j. pruhem metabazaltů.

Druhá tektonická fáze D2 (v levostranném transpresním režimu) se projevila levostrannými posuny až přesmyky uvnitř metabazaltů, čímž vznikla šupinovitá stavba se zapracovanými krami granitoidů, klínovité rozšíření hlavního metabazaltového pruhu směrem k J a foliace kosá k východnímu ohraničení zóny. Fáze D3, která může být chápána jako závěrečná deformace fáze D2 v témže napěťovém poli, způsobila opakování původně souvislého metabazaltového pruhu (i s přilehlým dioritem a granitem), jehož nejsevernější část byla levostranně přesunuta k JZ. Vznikl tak dnešní západní metabazaltový pruh.

Další tektonické fáze způsobily rozbití stávající geologické stavby brněnského masivu ve studovaném území. Byly to pravostranné horizontální pohyby na okrajovém zlomu boskovické brázdy a v přilehlých částech brněnského masivu v permokarbonu (tektonická fáze D4), přesmyk brněnského masivu přes křídu blanenského prolomu pravděpodobně v paleogénu (fáze D5) a konečně porušení brněnského masivu příčnými zlomy a poklesy v neogénu (fáze D6).



Obr. 1 Geologické schéma stavby brněnského masivu severně od Brna v jižním okolí Černé Hory. Mapa sestavena podle originálních výsledků autorů Hranáče (1979) a Roupce (1992). Legenda: 1 - diority, 2 - granodiority, 3 - granity, 4 - metabazalty s vložkami metaryolitů, 5 - devonská klastika, nešrafovány pokryvné útvary (perm, křída, neogén, kvartér). Čárkovaně - předpokládané zlomy, přerušovaná vlnovka - mylonitová pásma

Literatura:

Hranáč P. (1979): Tektonika metabazitové zóny brněnského masivu mezi Závistí a Svinošicemi. - MS, Přírodověd. Fak. Masaryk. Univ. Brno.

Roupec P. (1992): Tektonika brněnského masivu v severním okolí Brna. - MS, Přírodověd. Fak. Masaryk. Univ. Brno.

Zapletal K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. (Brněnský masiv). - Vlastivěd. Publ. moravskoslez., 1, 1-284. Brno

MAPOVÁNÍ MOLDANUBICKÉHO PLUTONU MEZI SLAVONICEMI A STARÝM MĚSTEM POD LANDŠTEJNEM A VÝZKUM GABER U MAŘÍŽE A KOROLUP

GEOLOGICAL SURVEY OF THE MOLDANUBIAN PLUTON BETWEEN SLAVONICE AND STARÉ MĚSTO POD LANDŠTEJNEM AND RESEARCH OF GABBROS NEAR MAŘÍŽ AND KOROLUPY

(33-12 Nová Bystřice, 33-21 Jemnice)

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

key words: Central massif of Moldanubian pluton, Granites of Eisgarn type, Gabbros

V oblasti mezi Slavonicemi a Starým Městem pod Landštejnem převládají dvojslídné granity typu Eisgarn, které v z. okolí Slavonic hraničí s místy migmatizovanými, biotitickými pararulami jednotvárné skupiny moravské větve moldanubika.

Granity typu Eisgarn lze rozmapovat do tří variet.

Směrem od exokontaktu jsou to drobně až středně zrnité, ojedinčle slabě porfyrické, dvojslídné granity (okrajová varieta), které plynule přecházeji do středně zrnitých, dvojslídných, porfyrických granitů variety Čiměř zvětšováním zrna a přibýváním počtu vyrostlic. Žuly čiměřské variety pak v sz. části území mezi Starým Městem pod Landštejnem a rybníkem Dolní Šatlava poměrně ostře hraničí s hrubozrnnými, dvojslídnými, porfyrickými granity variety Landštejn.

Minerální složení jednotlivých vymapovaných granitů je velku podobné. Hlavními horninotvornými minerály jsou křemen plagioklas, K-živec (převládá nad plagioklasem), biotit a muskovit. Porfyrické vyrostlice tvoří perthitický mikroklin a dosahují velikosti od 1 cm (okrajová varieta) do 4 cm (varieta Landštejn). Z akcesorií je běžný apatit, andaluzit a zirkon.

Ve dvou lomech v z. okolí Slavonic jsou granity okrajové variety porušeny množstvím dislokací. Podél těchto poruch jsou patrny zóny intenzivně prokřemenělých, hydrotermálně alterovaných a kataklazovanych granitů, které mají místy povahu nesoudržného tektonického jílu

Vzorky žul odebrané v těchto lomech odpovidají svým chemizmem S - typu granitu. Obsah normativního korundu je stejně jako poměr K2O/Na2O ve všech případech větší než 1.

Křemenné žíly, aplity a pegmatity se ve větší míře nacházejí ve východní, tektonicky predisponovanější, části studované oblasti. Mezi Pernárcem a státní hranici s Rakouskem (3 km jjv.od Starého Města pod Landštejnem) se v granitech čiměřské variety objevuje 6 žil granitových porfyrů. Tři z nich se vyznačuji anomální magnetickou susceptibilitou: 0,35 - 6,46 x 10^{-3} jednotek SI. Podobné horniny popsala Chlupáčová (1985) na území magnetické anomálie v okolí Kozí hory (jjv. od Nové Bystřice).

V prostoru 2 km ssz. od Slavonic se nachází asi 200 m dlouhé a 100 m široké těleso dvojslídné ortoruly. Jedná se patrně o kru pláště tektonicky zakleslou podél zlomu SZ. - JV. Spolu s dvojslídnou ortorulou je prostorově spjato menší těleso metagabra. Nedaleko Mařiže (2 km jv. od Slavonic) je v granitech okrajové variety známo drobné, asi 150 x 100 m velké, těleso melanokratního, olivinického, amfibolicko - pyroxenického gabra. Spolu s dvěma výskyty u Korolup (blízko Vranova nad Dyjí) jej Dudek et al. (1962) geneticky řadi k centrálnímu masivu moldanubického plutonu a považuje je za nejstarší projev hercynského plutonizmu. Korolupská gabra jsou již však součástí vratěnínské skupiny moravika a navíc se od mařížského tělesa výrazně liší v tom, že prakticky neobsahují primární amfibol. Mimoto lze výrazné diference pozorovat i v rámci těchto dvou výskytů. Olivinické gabro 1km j.od Korolup obsahuje podle planimetrické analýzy 31,6 % olivínu. V gabru 1,5 km zjz. od Korolup se olivín vyskytuje pouze v podružném množství a to ve formě pseudomorfóz tvořených serpentinitem a rudním minerálem. Typická je také přítomnost jakési okrajové zóny tvořící patrně reakční lem hlavního tělesa. U olivinického gabra ani u tělesa mařížského takováto zóna zjištěna nebyla. Je tvořena méně houževnatými polohami přičemž hlavní horninotvorné minerály jsou již většinou zcela přeměněny.

Z výsledků mineralogického, chemického a prostorového srovnání nevyplývají žádné důvody geneticky řadit gabra z okolí Korolup k centrálnímu masívu moldanubického plutonu.

VÝSLEDKY GEOLOGICKÉHO MAPOVÁNÍ 1:10 000 V STUDIJNÍ PLOŠE PEKAŘOV - KEPRNICKÁ KLENBA.

RESULTS OF GEOLOGICAL SURVEY (SCALE 1 : 10 000) AT THE STUDY AREA PEKAŘOV - KEPRNÍK DOME

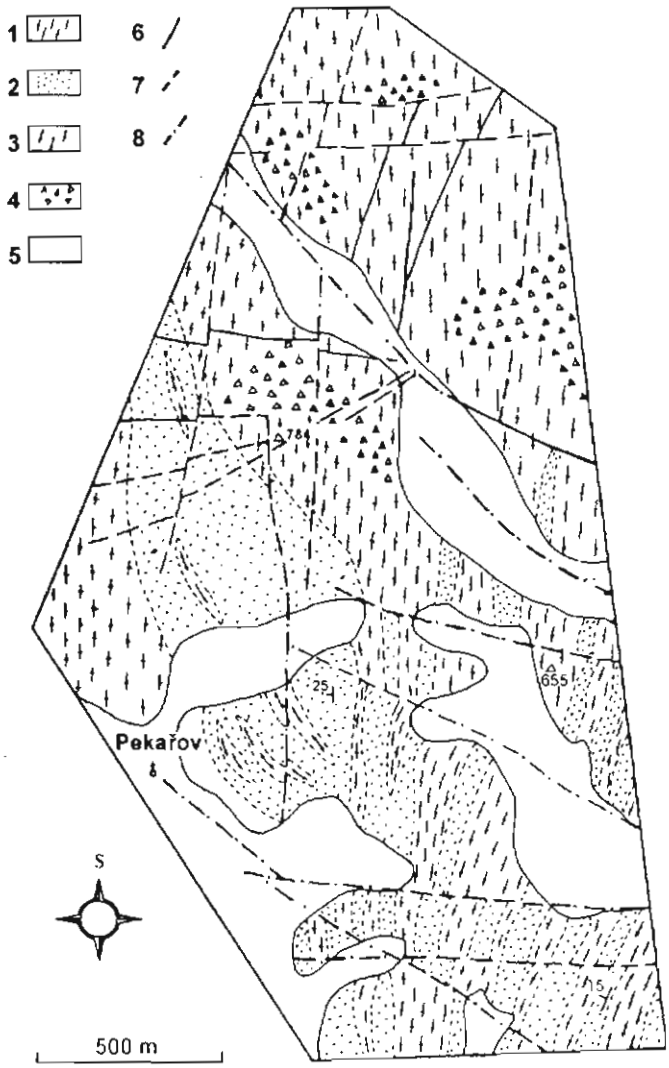
(14-24 Bělá)

P. Mixa - B. Koverdynský, Český geologický ústav, pracoviště Jeseník, PS 65

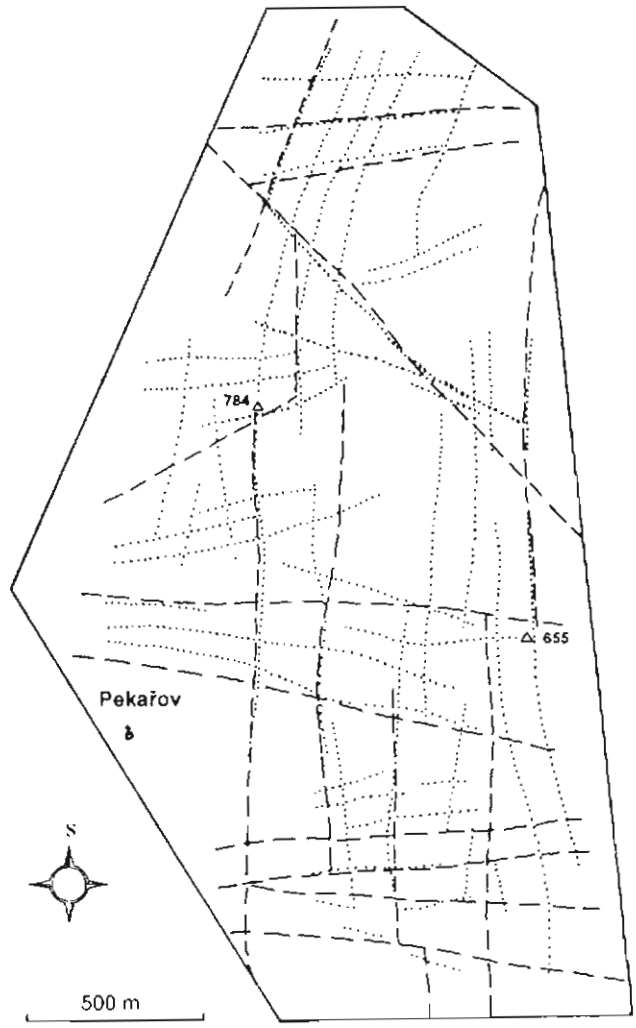
key words: Kepmik Dome, hydrogeology, geophysics, joint systems

Pro účely optimalizace tvorby životního prostředí, za účelem hydrogeologického nabohacení skalního podloží, proběhlo detailní geologické mapování do měřítka 1:10 000 spojené s hydrogeologickým (Galgánek, 1992) a geofyzikálním (Daňko, 1992) výzkumem ve studijní ploše u Pekařova v Jeseníkách. Studie byla zpracována na objednávku Ústavu ekologie průmyslové krajny ČSAV.

Cílem akce bylo vymapovat plochy vsaku a tyto



Obr.1. Zjednodušená geologická mapa okolí Pekařova (Mixa-Koverdynský, 1992). Legenda: 1) hrubozrnné biotitické ortoruly, 2) biotitické až musk-biot. ortoruly, převážně drobně zrnité, 3) jako 2) s vložkami biotitických pararul, 4) blokové sutě, 5) pokryvné útvary, 6) zlomy zjištěné, 7) zlomy předpokládané, 8) zlomy zakryté



Obr. 2 Linie výběrů podzemní vod dle výsledků hydrogeologického mapování (čárkovaně) - Galgánek (1992) a indikace vodivých linií dle metody VDV (tečkovaně) - Daňko (1992)

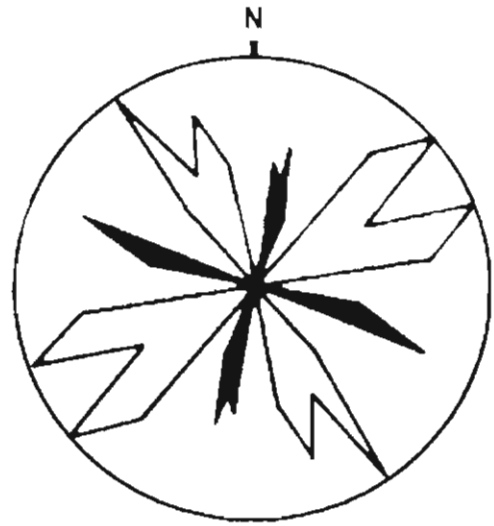
následně chránit (tj. zabránit zde melioracím, intenzivnímu zemědělskému obhospodařování, zajistit optimální skladbu porostů aj.). Dosavadní praxe ochrany pouhých pramenišť se nejeví dostatečná, neboť právě plochy, v nichž se voda atmosférická dostává do systému podzemních vod, hrají důležitou roli v hydrogeologické bilanci skalního podloží. Při podrobném mapování byla tudíž zvýšená pozornost věnována strukturnímu a drobně tektonickému výzkumu.

Studované území leží v jádře keprnické klenby budované v severní polovině monotonním komplexem hrubozrnných biotitických ortorul. V jižní polovině území se střídají pruhy různě zrnitých typů biotitické, méně pak muskovitico - biotitické ortoruly s vložkami biotitických **pararul. Foliační plochy** v území jeví velký rozptyl (180-283°/ 10-36°) na rozdíl od lineací daných protažením minerálních zrn a hřbitků křemenných čoček (230-262°/3-15°). Smysl pohybu dle tvaru deformovaných porfyroklastů draselných živců, křemenných čoček a S-C staveb v granitických mylonitech vykazuje shodně směr k VSV až SV.

Jak ukázalo geologické mapování i elektrické sondování a mapování pramenů, napohled homogenní ortoruly keprnické klenby obsahují překvapivě hustou síť poruch (viz obr. 1 a 2). Pro hydrogeologickou bilanci území jsou nejdůležitějším systémem zlomy směru S-J (s tendencí k SSV-JJZ), probíhající patrně přes plochu až ke zdroji termálních minerálních vod v lázních Velké Losiny (Galgánek 1992). Důležitou oběhovou cestou podzemních vod je rovněž zlomový systém směru SZ-JV zastoupený v studijní ploše nejvýraznější poruchou v severní části území. Tento zlom je nejmladším prvkem rupturní tektoniky (resp. je kvartérně

zmlazen), vyskytují se na něm prameny a mimo studovanou plochu pak mocná křemenná výplň

Měřením puklinových systémů v ortorulách byla zjištěna dvě maxima (viz obr.3) s totožnými směry jako zmíněné hydrogeologicky významné zlomové systémy



Obr.3 Ružicový diagram puklin studovaného území

Literatura:
Daňko I. (1992). Pekařov - geofyzikální měření VDV. - MS archiv ČSAV. Ostrava.
Galgánek J. (1992): Pekařov - hydrogeologie. - MS archiv ČSAV. Ostrava.
Mixa P. - Koverdynský B. (1992). Geologické mapování v okolí Pekařova (Hrubý Jeseník). - MS archiv ČSAV. Ostrava.

GEOCHEMIE ŘEČIŠTNÍCH SEDIMENTŮ V SEV. ČÁSTI RYCHLEBSKÝCH HOR A OKOLÍ ZLOTÉHO STOKU (POLSKO)

GEOCHEMISTRY OF STREAM SEDIMENTS IN NORTHERN PART OF RYCHLEBSKÉ HORY MTS. AND IN THE VICINITY OF ZŁOTY STOK (POLAND)

Vratislav Pecina - Jaroslav Aichler - Petr Mixa, Český geologický ústav, pracoviště Jeseník, PS 65, 790 01 Jeseník

key words: geochemistry, stream sediment, Rychlebské hory Mts., Zloty Stok

V roce 1991 byl ve spolupráci s Państwowym Institutem Geologicznym ve Wrocławi proveden výzkum řečištních sedimentů v severní části Rychlebských hor a v okolí Zlotého Stoku v Polsku. Cílem průzkumu bylo zjištění rozšíření kontaminace arzénem a dalšími těžkými prvky v okolí historicky těženého ložiska Złoty Stok v Polsku a v blízkosti známých As výskytů v Rychlebských horách. Dále bylo sledováno možné pokračování Au - As mineralizace od Zlotého Stoku na naše území do Rychlebských hor. Studované území je na J omezeno údolím Račího potoka, na V silnicí Žulová - Javorník, na S zasahovalo na polském území k obci Kamienica, na SZ k potoku Mąkolnica a na JZ je území omezeno státní hranicí. Historické ložisko Au - As rud Złoty Stok patřilo k největším primárním ložiskům zlata ve střední Evropě. Písemné zprávy o něm pocházejí již z konce 12. stol., archeologické výzkumy však posouvají začátek těžby do 7. - 8. stol. Od 19. stol. se těžba soustředila na produkci As (po 150 let byl Złoty Stok hlavním světovým producentem arseniku). Těžba na ložisku byla ukončena vr. 1964. Celkem bylo z ložiska vytěženo 16,5 t zlata (Morávek et al. 1992). Na našem území jsou v severní části Rychlebských hor známy výskyty As rud jižně od Horních Heštic a u Javorníka, výskyty Ni-Co-U rud jz. a j. od Bílé Vody, dříve těžené uranové ložisko Zálesí s pětiprvkovou formací Ag-As-Bi-Co-Ni a indicie Pb - Zn v okolí Travné (Skácel 1989). Prováděný průzkum navázal na již dříve provedené práce jak na polském území (Jeczmyk-Markowski 1990), tak v Rychlebských horách (Albrechtová 1969, 1984; Skalický - Sobotka 1987).

Geologicky náleží studovaná oblast k sv. okraji orlicko - kladské klenby, která je reprezentována mocným komplexem sněžnických rul a stratigraficky vyšší sérií stroňskou. V jižní části u obcí Travná a Zálesí jsou sněžnické ruly rozděleny do menších klenbovitých struktur dvěma oddíly série stroňské. Nižší oddíl stroňské skupiny je tvořený převážně amfibolity s ojedinělými vložkami biotitických rul a častými čočkovitými polohami krystalických dolomitických vápenců. Vyšší oddíl je reprezentován svory s vložkami grafitických fylitů a grafitických břidlic. Rozsáhlejší je pruh mezi Zálesím a Travnou, na nějž byly od SZ nasunuty

sněžnické ruly hoštického sektoru. Severněji se užší souvislé pásmo stroňské série se táhne od státní hranice k SV údolím Hoštického potoka. Nestabilní tektonickou zónu j. od Bílé Vody využil k intruzi javornický granodiorit (Skácel - Skácelová 1993). Kolem Złotého Stoku v Polsku se vyskytují blastomylonitické svory s polohami krystalických vápenců, často dolomitických. Polohy amfibolitů jsou méně časté v západní části, na východě jsou mohutněji vyvinuty těsně u státní hranice (Skácel - Vosyka 1959).

V rámci geochemického průzkumu bylo odebráno celkem 102 vzorků řečištních sedimentů. Krok vzorkování byl přibližně 500 m. Vzorkovány byly ve všech případech zvodnělé toky. V laboratořích Českého geologického ústavu byly ve vzorcích metodou AAS stanoveny Ag, As, Be, Cd, Co, Cr, Fe, Mn, Mo, Ni, Pb, Zn, V a dále Au. Obsahy Ag a Mo byly ve všech případech pod mezí detekce.

Pro jednotlivé prvky byly spočítány základní statistické parametry, které jsou pro vybrané prvky uvedeny v tabulce č. 1, a korelační koeficienty pro jednotlivé dvojice prvků. Všechny sledované prvky jsou charakterizovány lognormálním typem rozdělením. Vyhodnocením monoelementních map byly vytypovány hlavní snosové oblasti.

Velmi vysoké, až extremní, obsahy As (645 - 10220 ppm) byly zjištěny v celé délce potoku Trująca (PL), který protéká złotostockým revírem. Na našem území byly zvýšené obsahy zjištěny na dolní části Javornického potoka (bez levostranných přítoků) a jeho bezejmenném pravostranném přítoku od Zálesí (125 - 424 ppm). S obsahy As pozitivně korelují obsahy Cu. Obsahy Be jsou na našem území souvisle zvýšeny na Hoštickém a Račím potoce, ojedinělé, ale výrazně zvýšené obsahy byly zjištěny téměř na všech ostatních tocích.

Tab. č. 1: Základní statistické parametry vybraných stopových prvků (v ppm)

	As	Au	Be	Cd	Co	Cu	Pb	Zn	V
průměr	72	0.032	3.1	2.24	13	30	70	160	37
st. odchyl.	116	0.083	1.8	1.87	19	28	43	93	23
minimum	25	0.002	0.9	0.4	5	7	27	50	10
maximum	10220	0.460	14.3	10	230	135	14160	4080	121

Obsahy Co, Ni, Cr a V jsou výrazně zvýšeny na potocích Trująca a Mąkolnica (oba PL), což je dáno zřejmě horninovým prostředím (amfibolity, serpentinizované dolomity), kterým tyto toky protékají. Na našem území bylo podobné velmi výrazné zvýšení jejich obsahů zjištěno na Javornickém potoce a jeho pravém přítoku od Zálesí. Obsahy těchto prvků na ostatních sledovaných tocích jsou na podstatně nižší úrovni a zvýšeny jsou pouze ojediněle.

Podobný charakter distribuce mají Zn, Pb a Cd. Zvýšené obsahy všech tří prvků byly zjištěny na Hoštickém a Javornickém potoce. Oba tyto toky protékají stroňskou skupinou a zvýšení obsahů těchto prvků potvrzuje anomálnost stroňské skupiny na Zn a Pb zjištěnou Skalickým a Sobotkou (1987). Na potoce Trująca (PL) byly též zjištěny výrazně zvýšené obsahy Pb a Zn, v jeho dolní části až extrémní (11960 a 14160 ppm Pb a 2600 a 4080 ppm Zn) spolu se zvýšenými obsahy Cd.

Nejvyšší obsahy zlata byly zjištěny v okolí Złotého Stoku na potoku Trująca (460 ppb). Ojediněle, výrazně zvýšené obsahy na našem území byly zjištěny v potoce Kamenička (350 ppb) a sz. od Javornika (250 ppb). Jako nejzajímavější se jeví horní tok potoka Javorník a jeho levostranné přítoky v oblasti Travné. Obsahy zlata jsou zde zvýšené až výrazně zvýšené na všech vzorkovaných tocích a dosahují hodnot až 270 ppb Au.

Literatura:

Albrechtová E. (1969): Šlichová prospekce GPO - Hrubý Jeseník. - Záv. zpráva, MS, archiv GPO Zlaté Hory.

Jeczmyk - Markowski (1990): Koncentracje antropogenivzne czy okruszcowanie As, Ba na obszarze bloku przedsudeckiego - Przeglad geologiczny, 12, pp 541-546. Warszawa.

Morávek P. et al. (1992): Zlato v Českém masívu. - Český geologický ústav Praha.

Skácel J. (1989): Rudní indicie a perspektivy styčné oblasti Silezika a Lugika. - Scr. Univ. Purkyn brun., Geol., vol. 19, No. 3, pp 99-112. Brno.

Skácel J. - Skácelová D. (1993): K rozšíření stroňské skupiny v Rychlebských horách. - Čas. Slez. Muz. Opava (A), vol. 42, pp 227-233. Opava.

Skácel J. - Vosyka S. (1959): Přehled geologie Rychlebských hor. - Rychlebské hory. - Sborník prací o přírodních poměrech, str. 9-45. Ostrava.

Skalický J. - Sobotka M. (1987): Geochemická charakteristika řečištních sedimentů ve skupině Králického Sněžníku. - Geol. Průzk., vol. 6, pp 179-182. Praha.

VÝSLEDKY HYDROGEOLOGICKÝCH VRTŮ BVJ-301 AŽ 305 (LIPOVÁ-LÁZNĚ, BOBROVNÍK)
RESULTS OF THE HYDROGEOLOGICAL BOREHOLES BVJ-301 TO305(LIPOVÁ-LÁZNĚ, BOBROVNÍK)

Vladimír Řezníček[1]- Květoslava Kuklová[1]- Jaroslav Aichler[2]
[1]AQUA MINERA, Obecká 3, 628 00 Brno [2]ČGÚ, PS 65, 790 01 Jeseník

key words: mineral water, Marginal Sudetic fault, the Keprník unit

V rámci úkolu Jeseník - Lipová byl v letech 1992-1993 firmou AQUA MINERA Brno proveden hydrogeologický průzkum v prostoru mezi jv. okrajem obce Lipová Lázně a Bobrovníkem. Průzkum byl zaměřen na ověření možné existence termálních minerálních vod, typu Velké Losiny, vázaných na systém okrajového sudetského zlomu. Na základě výsledků probíhajícího geologického mapování, účelového geofyzikálního měření a terénních výzkumů byly postupně realizovány svislé hydrogeologické jádrové vrty BVJ-1 (300 m), BVJ-2 (298,20 m), BVJ-303 (400 m), BVJ-304 (475 m) a BVJ-305 (50 m). Vedle čerpacích zkoušek bylo na vrtech provedeno karotážní měření (Geofyzika Brno a.s.), měření magnetické susceptibility kapametrem KT-5 a detailní dokumentace (ČGÚ Jeseník), doplněna orientačním petrografií (J. Cháb, ČGÚ Praha). Po skartacích byly vybrané úseky vrtů a dokumentační vzorky převezeny do skladu hmotné dokumentace ČGÚ v Jeseníku.

Všechny vrty zastihly horniny severní části kepmické jednotky. Převažujícími horninami jsou hlavně drobně až středně zrnité biotitické ruly, místy s granátem, převážně páskované, oj. až plástevnaté textury. Jemnozrnné až drobnozrnné biotitické ruly, místy se sillimanitem, laminovaného až homogenního vzhledu jsou méně hojné. Druhou hojnou horninou je biotitická (kepmická) ortorula, jejíž těleso dosáhlo ve vrtu BVJ-304 nepravé mocnosti přes 170 m. Ojediněle byly zjištěny drobné vložky a pásky usměrněných světlých jemnozrnných ortorul (např. ve vrtu BVJ-305).

V podloží tělesa kepmických ortorul byl zastižen pestřejší sled metamorfitů, tvořený vedle biotitických, ev. biotit - sillimanitických rul, polohami a vložkami krystalických vápenců, erlanů, pásků a poloh bazického materiálu a usměrněných bazických žil (amfibolitů). Sled je charakteristický zvýšeným obsahem vtroušeného pyrhotinu. V rámci pestřejšího sledu hornin se vyskytují horniny s grafitickou substancí - grafitické ruly, břidlice, krystalické vápence. V okolí Bobrovníku byl grafit předmětem vyhledávacích průzkumů (Kurfürst 1967).

Variská intruziva jsou ve vrtech reprezentována granitoidy a pegmatity. Ve vrtu BVJ-304 bylo zjištěno několik ``poloh`` neusměrněných, slaběji alterovaných, drobně až středně zrnitých, nevýrazně porfyrických granitoidů (biotitických granitů, leukokratních granodioritů s biotitem), které ovlivnily okolní horniny (vznik novotvořených živců, částečná asimilace rul). Silně mylonitizované a hydrotermálně přeměněné granitoidy byly zastiženy ve svrchní části vrtu BVJ-301. Středně až hrubě zrnité pegmatity se vyskytují ve vrtech průběžně ve formě převážně neusměrněných kosých i ložních žil především křemen - živcového nebo muskovit - křemen - živcového složení, místy s granátem. Část těles pegmatitů je různou měrou postižena prokřemeněním, chloritizací a dalšími projevy alterace. Ve vrtu BVJ-303 byla zjištěna skarnizace krystalického vápence pronikaného pegmatoidy.

Úklon metamorfní foliace je ve vrtech relativně homogenní a pohybuje se převažně v rozmezí 45 - 60° od osy vrtu. Celkově jsou horniny jen lokálně intenzivně provrásněny. Ve všech vrtech bylo zjištěno rozpukání hornin, které je však mimo poruchové zóny okrajového sudetského zlomu málo intenzivní.

Poruchové pásmo okrajového sudetského zlomu směru SZ-JV s úklonem k SV bylo zastiženo ve vrtech BVJ-101 (dohl. 90 m), BVJ-102 (dohl. 74 m), BVJ-303 (v m. 70 - 110 m), BVJ-304 (70 - 140 m). Pásmo se projevuje porušením a mylonitizací hornin, výskytem brekcií a kakiritů, jílovou výplní puklin s grafitickou příměsí, lokální grafitizací, prokřemeněním a dalšími nízkoteplotními alteracemi hornin (chloritizace, pyritizace pyrhotinu, sericitizace,..). Hojně alterované horniny nabývají vzhledu až druhotných kvarcitů. Ojediněle bylo zjištěno masivní vyhojení poruchové zóny šedobílou křemennou žilovinou s vtroušeným chalkopyritem (BVJ-304: 109,20 - 126,70).

Ve vrtech byly odlišeny dva hlavní puklinové systémy:

1) Strmé pukliny s úklony 60 - 90° od roviny kolmé k ose vrtu, jejichž stopy svírají úhel 70 - 90° se směrem foliace

(P_1). Při orientaci jádra podle foliace do směru SV-JZ, úklon k SZ, mají tyto pukliny úklon převážně k JZ. Jedná se o pukliny rovné nebo méně rovné, tvořící nepravidelné roje a v nejintenzivněji porušených úsecích jsou doprovázeny brekciací. Na strmých puklinách tohoto typu byly v rámci poruchových zón zjištěny povlaky grafitu.

2) Mladší, zpravidla mírně ukloněné pukliny, často tvořící párové systémy, s úklonem 10 - 30° (oj. až 45 - 70°) od osy vrtu (P_2). Četnost těchto puklin je silně proměnlivá, stejně jako jejich orientace (především V-Z, s úklony k S i k J, méně pak směr S-J).

Většina puklin (pukliny P_2 zcela, P_1 většinou) je vyhojena křemenem, karbonátem, živci, chloritem a hojně se na strmých puklinách vyskytují povlaky pyritu, méně již zmíněného grafitu. Chloritizace různé intenzity doprovází ve většině případů oba puklinové systémy. Naprostá většina puklin zjištěných ve vrtech je vyplněná a sevřená. Jen ojediněle byly zjištěny otevřené pukliny jen částečně vyplněné kavernózními agregáty křemene a karbonátů.

Měření magnetické susceptibility vymezilo úseky s hojným výskytem magnetického pyrhotinu (magnetit nebyl ve vrtech makroskopicky zjištěn). Největší koncentrace vtroušeného, místy až masivního pyrhotinu, byly indikovány v pestrém sledu v podloží sledu biotitických ortorul. Hodnoty magnetické susceptibility zde dosahují hodnot 5 - 10 jednotek SI ($x10^{-4}$). Ve vrtu BVJ-303 jsou zvýšené obsahy i ve sledu v nadloží biotitických ortorul. Zjištěna byla pyrhotinizace bazální části tohoto ortorulového tělesa. V úsecích poruchových pásem byl pyrhotin zpravidla v průběhu alteračních procesů vynesen nebo přeměněn na pyrit.

Zastižené podzemní vody náleží k silikátogenním podzemním vodám, jejichž chemismus se s hloubkou výrazně mění. V závislosti na délce zdržení vod v podzemí se mění poměr zastoupení Na a Ca, přičemž se formují vody natrium hydrogenuhličitanového typu. Celková mineralizace ani vod druhé zvodně nepřekračuje 300 mg/l.

Reakce vod ve druhé zvodni je silně alkalická (pH až 9,95). Specifické hydrogeochemické poměry prostředí umožňují i vznik sirovodíku, jehož koncentrace ve vodě vrtu BVJ-304 činí 1,3 mg/l, což již překračuje kriterijní mez sirných vod (1,0 mg/g) a tyto vody je tedy možno označit jako sirné. Podzemní vody druhé zvodně mají napjatý režim hladiny s pozitivní výtlačnou hladinou. Přetlak v úrovni terénu činí na vrtu BVJ-303 až 290 kPa. Vydatnost samovolného přelivu zde činila až 3,0 l/s. Teplota vody ve druhé zvodni nepřekračuje hodnotu 11,5°C, což dokumentuje oběh těchto vod v hloubkách do 200 m pod terénem. Tuto skutečnost potvrzuje i výskyt volných puklinových systémů v průzkumných vrtech.

Výsledky hydrogeologického průzkumu ukázaly, že i přes výrazné tektonické porušení skalního masívu okrajovým sudetským zlomem, nejsou ve sledované oblasti potřebné podmínky pro formování termálních vod ani vod minerálních, s výjimkou omezených možností tvorby vod sirných.

Literatura:

Cháb J. - Vaněček M. - Žáček V. (1991): Geologie západního okolí města Jeseníku. - MS Český geologický ústav Praha.
Daňko I. (1992): Zpráva o geofyzikálním průzkumu - Jeseník - Lipová. - MS Geofyzkonsult Brno.
Kurfürst L. (1967): Kepnická klenba, etapová zpráva ke dni 31.12.1967. - MS Geologický průzkum Ostrava, Zlaté Hory.

VÝSKYT AKUMULACÍ GRANÁTU V POVODÍ SVRATKY

GARNET ACCUMULATION IN THE BASIN OF THE SVRATKA RIVER

(24-14 Boskovice)

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

Jednou z poměrně méně obvyklých průmyslových nerostných surovin je granát. Praktický význam má hlavně granát almandinového složení, který je díky své dobré fyzikální a chemické odolnosti používán jako abrazivo při řezání vodním paprskem, i jako klasické abrazivo při broušení. Pro svou snadnou recyklovatelnost se používá také jako náplň vodních filtrů.

Během prospekce na granát bylo vyčleněno několik území, ve kterých je pravděpodobný výskyt jeho větších akumulací. Jedním z nich je střední část povodí Svratky. Z geologického hlediska je toto území tvořeno několika jednotkami, v jejichž horninách se granát často vyskytuje. Jedná se o svratecké krystalinikum, svrateckou klenbu moravika, poličské krystalinikum a část moldanubika.

Svratecké krystalinikum je tvořeno převážně rulami, migmatity a svory s vložkami amfibolitů, migmatitů a skarnů. Granát obsahují převážně svory, dále ruly, amfibolity a skarny. Ve svratecké klenbě moravika je granát přítomen hlavně v horninách olešnické skupiny ve svorech s granátem a staurolitem a granátických pararulách, v bítešské skupině se jedná o granátické ruly. V poličském krystaliniku je granát geneticky vázán na svory, pararuly a granulity, zatímco tonality a gabrodiority jsou z tohoto hlediska nezajímavé.

Hlavní úkol spočíval ve zhodnocení aluviálních sedimentů v povodí Svratky z hlediska obsahů granátu. V současné době jsou v aluviálních sedimentech za ekonomicky zajímavé považovány obsahy od 49 kg granátu na metr krychlový.

Na základě mapy regionální šlichové prospekce byly vymezeny aluviální sedimenty říčních toků s obsahy nad 0.5 kg granátu na metr krychlový ve frakci pod 2 mm (údaje o frakci nad 2 mm nebyly k dispozici). V jedné z těchto oblastí (širší okolí Bystřice nad Pernštejnem) s vyššími obsahy byly odebrány ověřovací šlichy. Říční síť zde má pravoúhlý charakter, který bývá typický pro metamorfity. Údolí přítoků Svratky jsou většinou úzká a vyplněna poměrně malými akumulacemi sedimentů. Řeka Svratka vytváří ve svém údolí rozsáhlé fluviální akumulace, ve kterých je však díky silnému přepracování materiálu možnost vytvoření větších koncentrací granátu mizivá.

Ve sledovaném území bylo odebráno a vyhodnoceno 38 šlichů. Ve frakci nad 2 mm byly obsahy granátu poměrně nízké, pouze ve čtyřech vzorcích se pohybovaly nad 20 s maximem 37 kg granátu na metr krychlový. Ve frakci pod 2 mm byly obsahy vyšší, celkem 11 vzorků obsahovalo granát nad 20 s maximem 49 kg na metr krychlový. Sečtením hodnot hmotností granátu ve frakcích nad 2 mm a pod 2 mm se ukázaly zajímavé obsahy dvou šlichů s hodnotami 77 a 72 kg granátu na metr krychlový. V místech odběru těchto šlichů ovšem nebyly zjištěny objemové akumulace, které je možno považovat za potenciální ložisko. I když by se tato možnost zdála málo pravděpodobná, o opaku svědčí nedávno objevené a v současné době již prozkoumané ložisko granátu u Svojanova.

METAMORFNÍ SEGREGACE S HYALOFANEM A MINERÁLNÍ ASOCIACE V OKOLNÍCH HORNINÁCH SEDIMENTÁRNÍHO OBALU SZ. ČÁSTI KEPRNICKÉ KLENBY V HRUBÉM JESENÍKU

HYALOPHANE-BEARING METAMORPHIC SEGREGATION AND RELATED ASSEMBLAGES IN SEDIMENTARY ENVELOPE OF THE NW PART OF KEPRNÍK DOME, HRUBÝ JESENÍK MTS.

(14-24 Bělá)

Vladimír Žáček , Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1

key words: hyalophane, calc-silicate rock, mineral chemistry, metamorphism, Keprník dome

Keprnickou klenbu tvoří mohutné těleso biotitické ortoruly a její vnitřní metamorfní obal, tvořený sekvencí biotitických rul, erlánů, staurolitových svorů a dílčích, odloučených šupin ortorul (Kölbl 1930). Konfigurace horninových těles v sz. části keprnické klenby je diktována výraznou extenzní tektonikou (Sidorinová 1990), indikovanou tvorbou lineace roztažení, foliační budináže, střižnými pásy, charakterem asymetrických struktur (sjíždění nadloží k ZJZ), jakož i vývojem minerálních asociací (Cháb et al. 1994 a,b). Extenzní deformace, která postihuje celou mocnost obalových hornin, zčásti i ortorulové těleso a zastírá mnohdy primární kompresní stavby má penetrativní charakter, na stycích horninových těles se však lokálně objevují i výrazné mylonitové zóny i více než několik metrů mocné (Cháb et al. 1994 b).

Při geologickém mapování na listu 14-24 Branná v oblasti jižního úbočí hřbetu Pasák, asi 2.5 km jv. od Branné, byla v mohutné, asi 20 m mocné mylonitové zóně nalezena hornina, v podstatě metamorfní segregace, obsahující jako podstatnou součást hyalofan. Horniny mylonitové zóny jsou spolu se sousedními horninami odkryty v nesouvislé řadě vysokých srubů ve strmém svahu nad údolím Hučavy. Superpozice horninových těles sousedících s mylonitovou zónou je dána tektonicky, vlastní kontakty jsou však většinou zakryté. Směrem od jihu k severu, z údolí Hučavy po hřbet Pasáku (tj. směrem do tektonického nadloží) následují: biotitická ortorula (keprnická), biotitická pararula lokálně s vložkami erlánů, mylonitová zóna (v nadm. výšce cca 650-670 m), staurolitový svor, kalcit-silikátový stromatit (popis níže). Vlastní mylonitová zóna představuje různě zešupinatělý a budinovaný komplex sousedních hornin přepracovaných hlavně do biotitických fylonitů s decimetrovými až metrovými

šupinami ortoruly. Hornina s hyalofanem vystupuje v horní části zóny, v místě výskytu četných budin ortoruly a velkých čoček sekrečního křemene, jako čočkovité, až několik decimetrů velké segregace kolem budin a je nápadná hrubými centimetrovými akumulacemi živce a černozeleného, dlouze prizmatického amfibolu.

Metamorfní postižení hornin sousedících s mylonitovou zónou, jakož i celého obalu keprnické klenby odpovídá podle minerálních asociací vyšší staurolitové až nižší sillimanitové zóně. Staurolitové svory vystupující v bezprostředním nadloží mylonitové zóny obsahují asociaci: křemen + plagioklas (24-33 An) + muskovit + biotit + granát (X Alm=77-83) + Fe-staurolit + - sillimanit + akcesorický ilmenit; v segregacích s křemenem přistupuje andaluzit (Cháb et al.1994 b). Ojedinělá, několik desítek metrů mocná šupina kalcit-silikátové horniny buduje morfologicky pozoruhodný útvar Velký Pasák, dále v nadloží studované mylonitové zóny (Franke 1964). Jde o stromatit s proměnlivým podílem kalcitu a silikátových minerálů, obsahující asociaci: Kalcit + křemen + K-živec + plagioklas + Ca-amfibol + biotit + titanit + akcesorický apatit a zirkon. Hornina je drobnozrnná až jemnozrnná, má granoblastickou stavbu, zrna minerálů, zvláště amfibolu, jsou uspořádána paralelně s jejich protažením. Plagioklas (X An=25) a K-živec (XAb=6.7-7.7) tvoří spolu s křemenem mozaiku drobných zrn v pásciích s převahou silikátových minerálů. Biotit je tmavě skořicově hnědý, Mg/(Mg+Fe)=0.45. Hojný titanit (2-3 obj. %) tvoří drobné vřetenovité agregáty a obsahuje 3.2 % Al_2O_3 a 0.45 % FeO. Kalcit je téměř čistý a obsahuje jen stopy železa a manganu. Amfibol, podle klasifikace Leakea (1978) ferrohornblende, je výrazně pleochroický (modrozelená - trávově zelená - bledě žlutá), čermakitická substituce je výraznější než v níže uváděném amfibolu z mylonitu. Analýzy drobných zrn amfibolu, případně okrajů větších sloupců poskytly hodnoty: Si=6.77-7.13, (24 O+OH pFU), Mg/(Mg+Fe)=0.43-0.48, $(Na+K)_A$=0.39-0.49. Analýza ze středu většího sloupce amfibolu poskytla hodnotu Si=7.46, Mg/(Mg+Fe)=0.5, $(Na+K)_A$=0.09. Uvedený chemický trend a strukturní vztahy mezi minerály ukazují na růst amfibolu při progresivní metamorfóze, pravděpodobně podle degazační a dehydratační reakce: biotit + kalcit + křemen = Ca-amfibol + K-živec + CO_2 + H_2O. Výsledná asociace odpovídá střední amfibolitové facii metapelitů (Yardley 1989).

Minerální asociace horniny s hyalofanem zahrnuje: křemen + plagioklas + hyalofan + Ca-amfibol (aktinolit) + Mg-biotit + Mg-chlorit, jako akcesorie přistupují titanit, apatit a zirkon. Distribuce minerálů je nerovnoměrná, světlé a tmavé minerály se sdružují zvlášť do čočkovitých či nepravidelných, až 2 cm velkých, dost hrubozrnných segregací. Planární textura je vyvinuta nerovnoměrně a je definována jen řídkými, zakřivenými foliačními plochami, které určují čočkovitý tvar segregací. Mikroskopicky je textura hypidiomorfně všesměrně zrnitá, hornina nejeví známky výraznější křehké deformace. Amfibol tvoří až 1 cm dlouhé vřetenovité až téměř jehlicovité idiomorfní vyrostlice, seskupené obvykle až v několik cm velký agregát z mnoha nahodile rostlých individuí; drobnější, jehlicovité krystaly rostou také osamoceně a zasahují do agregátů s převahou živců a křemene. Pleochroismus je slabý (světle zelená - slabě nažloutlá). Chemicky odpovídá amfibol aktinolitu (Si=7.5-7.7, Mg/(Mg+Fe)=0.74-0.76, $(Na+K)_A$=0.07-0.16, 24 O+OH pFU). Výrazně pleochroický (hnědá - bledě žlutá) hořečnatý biotit (Mg/(Mg+Fe) = 0.65-0.67) tvoří spíše sporadické lupínky a jejich agregáty sdružené s amfibolem. Místy srůstá s Mg-chloritem (není jisté zda se jedná o rovnovážný stav). Plagioklas (oligoklas až andezin, 17-37 An) tvoří buď hyp- až idiomorfní metakrysty, v hrubých segregacích až 5 mm velké, někdy silně korodované křemenem, v partiích s drobným zrnem (desetiny mm) pak mozaiku spolu s křemenem a hyalofanem. Na styku zrn plagioklasu s amfibolem se nezřídka objevuje myrmekit. Hyalofan tvoří v jemné mozaice zrn plagioklasu a křemene celkem rovnoměrně rozmístěné nepravidelné až laločnaté agregáty do velikosti cca 0.5 mm. Jeho podíl v jemných partiích dosahuje 20-30 %, podíl ve vzorku lze hrubě odhadnout na 5-10 %. V polarizačním mikroskopu hyalofan prakticky splývá s křemenem i s drobným nelamelovaným plagioklasem. V elektronovém mikroskopu s ohledem na atomovou hmotnost barya vystupují v odražených elektronech agregáty hyalofanu ve výrazně světlejších barvách než sousední minerály. Obsahy BaO v hyalofanu kolísají v rozmezí 7.9-11.8 %, přičemž vyšší koncentrace jsou vázány na tenké okrajové lemy agregátů. Ve smyslu živcových koncových členů (celsian - K-živec - albit) se chemismus hyalofanu mění v rozmezí 15.0-23.2 Cn, 65.6-73.0 Kfs a 11.2-14.2 Ab. Obsah BaO v plagioklasech sousedících s hyalofanem dosahuje nejvýše 0.24 %. Kromě uvedených hlavních horninotvorných minerálů je zastoupen v akcesorickém množství množství titanit (obsahuje 2.04 % Al_2O_3).

Genetické poznámky

Asociace s hyalofanem jsou popisovány převážně z metamorfovaných manganových ložisek, případně z hydrotermálních výskytů (např. Žák 1957, Deer et al. 1989) a nález hyalofanu jako horninotvorného minerálu v parametamorfitech, byť jako metamorfní segregace, je zřejmě

unikátní. Zjištěné výskyty barnatých živců z Jeseníků (Souček a Jelínek 1973) a (Dr. J. Večeřa, ČGÚ Jeseník, úst. sděl.) představují nálezy celsianu, resp. hyalofanu na epigenetických žilkách v mnohem méně metamorfovaných devonských kvarcitech ve Zlatohorském rudním revíru. Ze strukturně - metamorfních hledisek vyplývá, že prezentovaná asociace s hyalofanem vznikala v podmínkách nižší amfibolitové facie (v poli stability biotitu a aktinolitu). Vysoká koncentrace barya vázaná na omezenou mocnost horninové sekvence svědčí pro metamorfně - hydrotermální mobilizaci a výrazný přenos fluid během extenzní deformace a pro v podstatě otevřený systém. Zdrojem barya mohly být živce, popřípadě i fylosilikáty okolních hornin, zvláště pak ortorul. Ačkoli nelze přesně kvantifikovat vliv barya na stabilitu systému, nízká čermakitická substituce v amfibolu (Si=7.5-7.7) versus Si=6.8-7.1 v amfibolu , kalcit - silikátových stromatitů ukazuje na pokles metamorfních podmínek v mylonitové zóně vůči metamorfnímu postižení okolních hornin. Dolní hranice PT podmínek je určována přítomností biotitu na cca 350-400°C.

Analýzy minerálů provedl Dr. J. Frýda na energiově disperzním mikroanalyzátoru Camscan-Link eXL v Českém geologickém ústavu v Praze.

	1795	1796	1797	1799	1807	1808	1810
SiO2	56,710	55,930	59,240	58,660	63,780	59,340	59,340
Al2O3	20,480	20,470	19,730	20,000	22,080	25,280	25,100
CaO					3,460	7,350	7,050
BaO	10,060	11,810	7,870	8,470	0,240		0,210
K2O	10,480	10,240	11,760	11,360	0,100	0,120	0,150
Na2O	1,390	1,150	1,270	1,510	9,220	7,050	7,230
Total	99,120	99,620	99,870	100,000	98,980	99,150	98,980
#Si +4	2,811	2,791	2,869	2,894	2,844	2,665	2,670
#Al +4	1,190	1,204	1,126	1,126	1,160	1,338	1,310
#Ca +2					0,165	0,353	0,340
#Ba +2	0,195	0,231	0,149	0,149	0,004		0,004
#K +1	0,662	0,652	0,726	0,726	0,006	0,007	0,009
#Na +1	0,133	0,111	0,119	0,119	0,797	0,614	0,631
#Total	4,992	4,989	0,499	4,990	4,977	4,977	4,984
%An					17,000	36,290	34,560
%Ab	13,470	11,200	11,990	11,990	81,980	63,000	64,190
%Or	66,830	65,570	73,000	73,000	0,590	0,710	0,880
%Cn	19,700	23,230	15,010	15,010	0,430	0,000	0,380

Tab. 1. Analýzy hyalofanu (č. 1795-1799 a plagioklasu (č. 1807-1810) z minerální asociace horniny s hyalofanem. Analyzoval J. Frýda, přepočteno na ekvivalent 8 kyslíků

Literatura:

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1989): An introduction to the rock - forming minerals. - Longman Sc. and Tech. London.

Cháb J., Mixa P., Vaněček M. jun., Žáček V. (1994 a): Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). - Bull. Czech Geol. Surv. (v tisku).

- (1994 b): Evidence of an extensional tectonics in the NW of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). - Ibidem. (v tisku).

Franke W. (1964): Geologické a petrografické poměry okolí Branné.- Thesis, 96 p., Karlova universita, Praha.

Kölbl L. (1930): Die alpine Tektonik des Altvatergebirges.- Mitt. Geol. Gesell. 22 (1929), 65-124. Wien.

Leake B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - Canad. Mineralogist, 16, 4, 501-520. Ottawa.

Sidorinová T. (1990): Vztah metamorfózy a střižných zón na příkladě severní části kepnické klenby. - Miner. slov. 22, 149-154. Košice.

Souček J., Jelínek E. (1973): Celsian v kvarcitu ze Zlatých Hor. - Acta Univ. Carol., Geol. 1-2, 97-109. Praha.

Yardley B.W.B. (1989): An introduction to metamorphic petrology. - Longman Sc. and Tech. London.

Žák L. (1957): Hyalofan z Litošic v Železných Horách. - Sbor. k 80. nar. akademika F. Slavíka, 535-546. Praha.

SPECIÁLNÍ METODY
PETROARCHEOLOGIE
EKOGEOLOGIE

SPECIAL METHODS
PETROARCHAEOLOGY
ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Geol.výzk.Mor.Slez. v r. 1993, Brno 1994

SOUČASNÝ STAV A PERSPEKTIVA ZBRAŠOVSKÝCH ARAGONITOVÝCH JESKYNÍ

CURRENT STATE AND PERSPECTIVES OF ZBRAŠOV ARAGONITE CAVES

(25-12 Hranice, 25-14 Valašské Meziříčí)

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

key words: environment, aragonite caves, man-induced damage, gypsum

Stav životního prostředí a ochrany přírody naší země je v některých oblastech katastrofální a na většině území kritický. Tento fakt nás v r. 1993 vedl k zahájení prací zaměřených na zhodnocení současného stavu aragonitových jeskyní u Hranic na Moravě, kde vliv antropogenní činnosti na utváření současné podoby jeskyní je zcela nesporný.

Jedinečnost Zbrašovských jeskyní spočívá v tom, že jsou výsledkem krasovění pod vlivem minerálních vod, vyskytují se v nich plynová jezera a na stěnách minerál - aragonit.

Jeskyně leží pod svahem Zbrašovského vrchu na levém břehu řeky Bečvy. Jsou vytvořeny v devonských vápencích Hranického krasu. Vznikly rozpouštěním normálními prosakujícími vodami, silnou korozí vystupujících minerálních vod a říčením: právě na jejich dotvoření do dnešní podoby se podstatnou měrou podílely termální minerální vody, které v doznívání třetihorního vrásnění vystupovaly z velkých hloubek podél tektonických zlomů.

Jeden takový výstup zasáhl i do jeskyní a dal vzniknout mimořádným jevům, ojedinělým i ve světovém měřítku. Jsou to tzv. gejzírové krápníky - kuželovité útvary, několik decimetrů vysoké, s kráterovitou prohlubní a středovým kanálem uvnitř. Vytvořila je probublávající kyselka, která rozpouštěla okolní vápencovou horninu a při výtoku v jeskyni se z ní usazovaly a srážely minerální látky. Tak v průběhu staisíců let vznikly kolem těchto drobných gejzírků malé komolé kuželovité útvary sintrových usazenin - gejzírové krápníky. Pozoruhodné jsou též stalaktity s keříčkovitými výrůstky aragonitu a kulovité útvary načervenalého kalcitu, tzv. onyxu. V nejnižších částech jeskyně se drží souvislá hladina plynného oxidu uhličitého, která je pak obdobou Psí jeskyně u Neapole. Díky teplým výronům oxidu uhličitého a výtokem oteplených minerálek se v jeskyních udržuje stálá teplota kolem 15°C, což je nejvyšší teplota ze všech jeskyní v České republice. Jeskyně mají délku 400m, z toho přístupných je 300m.

Alkalické prostředí a přítomnost iontu Mg jsou uváděny jako hlavní faktor krystalizace uhličitanu vápenatého ve formě aragonitu. Jeho vznik však nebyl považován za konec sedimentačního cyklu, ale byl zde popisován wad, limonit a minerál ondřejit, který byl později upřesněn jako směs huntitu a magnezitu.

Tento stav byl brán jako neměnný a setrvával až do nedávné doby. V roce 1992 byl opět po 20-ti letech proveden odběr aragonitových krápníků vzhledem k tomu, že bylo pozorováno značné znečišťování aragonitu. Tento byl původně charakterizován jako bílé krápníky (např. Kašpar 1949, Panoš 1955, Králík-Skřivánek 1964 atd.), nyní je jeho vzhled nahnědlý až rezavě hnědý. Pozornost proto upoutávaly čistě bílé povlaky, které se objevovaly na hnědavých aragonitech.

Vzorky z jednotlivých jeskyní byly podrobeny mikropetrografickým, rentgenografickým a mikrochemickým rozborům, které jednoznačně prokázaly, že aragonit začíná být v řadě jeskynních prostor zatlačován sádrovcem. Jak ukázaly fotografie z elektronového mikroskopu sádrovec může narůstat přímo na aragonitové jehlice, nebo dochází k rozpouštění aragonitových jehlic za vzniku sádrovce. Spolu se sádrovcem byl identifikován i haryt.

Při řešení otázky zdroje síranových aniontů byly brány do úvahy:

1) atmosférická voda, prosakující s povrchu do jeskyní, která obsahuje zvýšený podíl SO_3, jehož zdrojem jsou průmyslové podniky v okolí sledované lokality

2) nepřiměřená agrotechnická množství průmyslových hnojiv používaná v místě infiltrační oblasti aragonitových jeskyní

3) nelze vyloučit, že vyšší koncentrace SO_3 rozpuštěného ve vodě řeky Bečvy v posledním období způsobila postupné nasycení nadložních vrstev jeskynních

prostor, které přestaly být přirozeným filtrem pro pronikající agresivní vodu v záplavové oblasti řeky Bečvy, ležící nad jeskynními prostorami.

Mikropetrografické a geochemické studium spolu s výsledky rentgenografických analýz ukazují, že pokud se v místních podmínkách nesníží radikálně obsahy síranových aniontů, mohlo by dojít postupem času k tomu, že zdejší aragonit bude v řadě podzemních prostor zcela pseudomorfován sádrovcem.

Studie bude dokončena v r. 1994.

Literatura:

Kašpar, J. (1949): Zbrašovské aragonitové jeskyně.- Českosl. kras.II., 190-197. Brno.

Králík F., Skřivánek F. (1964): Aragonit v československých jeskyních.- Českosl. kras. XV, 11-35. Praha.

Panoš V. (1955):Jeskyně severomoravského krasu.- STN. Praha.

MOŽNOSTI VYUŽITÍ ELEKTRONOVÉ MIKROSKOPIE A MIKROANALÝZY

POSSIBLE USES OF ELECTRON MICROSCOPY AND MICROANALYSIS

Miroslava Gregerová - Petr Sulovský, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2 611 37 Brno

key words: electron microscopy, microanalysis, natural sciences, environment

Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, která byla na přelomu let 1992-93 vybudována na katedře mineralogie, petrografie a geochemie, řadí sekci geologických věd mezi nejmoderněji vybavený vědní obor přírodovědecké fakulty MU.

Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy je vybavena mikroanalytickým komplexem: skenovací elektronový mikroskop CamScan 4DV ve spojení s energiově disperzním mikroanalyzátorem LINK AN 10 000 a vlnově disperzním spektrometrem Microspec WDX-2A.

Elektronová mikroskopie a mikroanalýza se významně uplatňují nejen v geologii, ale i všude tam, kde se řeší otázky chemického složení, koroze pevných látek a submikroskopických staveb jako jsou např. lékařství, stavebnictví, metalurgie, energetika a mikroelektronika.

Předností celého mikroanalytického komplexu je především to, že poskytuje údaje o kvalitativním a kvantitativním chemickém složení submikroskopických částic pevných látek, dovoluje získat podrobné informace o jednotlivých strukturních složkách zkoumané látky a jejich vzájemných vztazích, chemické stejnorodosti či různorodosti látek atd. Zároveň dovoluje zjistit zrnitostní složení pevné látky, absolutní velikost částic spolu se statistickým vyhodnocením chemismu, morfologii částic i pórovitosti.

Elektronová mikroanalýza je dobrým pomocníkem i při vyhodnocování environmentálních změn. Zvyšuje naše znalosti o formách výskytu toxických prvků, umožňuje dešifrovat vazby těžkých kovů Pb, As, Cd a dalších prvků (např. Ba, Se, S) v popílcích tepelných elektráren, spaloven či tepláren. Nachází uplatnění v odpadovém hospodářství, při vyhledávání druhotných surovin, při zakládání a kontrole skládek. Poskytuje potřebné údaje pro rozhodování o jejich dalším využití nebo likvidaci. Sledování pevné fáze suspendované v tekutých výstupech či vstupech do technologických procesů je důležité zejména při kontrole úniku těžkých kovů z galvanizoven, mořiren a podobných závodů, při zjišťování příčin ucpávání filtračních zařízení apod.

Při řešení ekologických otázek dovoluje posoudit, zda těžké kovy obsažené v hnojivech a meliorančních hmotách se mohou v průběhu času uvolňovat do půdy a ovlivnit potravinový řetězec, nebo zda zůstanou beze změny, bez toxického vlivu na rostliny a člověka. U škod již nastalých pomáhají metody elektronové mikroskopie a mikroanalýzy zhodnotit jejich rozsah a odhalovat zdroje

znečištění (analýza částic imisí zachycených na rostlinách, stupeň jejich poškození aj.).

Spolu s tím jsou prospěšné i údaje o formě vazby zájmových prvků či sloučenin v průmyslu. Zde se využívají např. při volbě vhodného technologického procesu a jeho případné následné optimalizace. Důležitá je i kontrola průběhu výrobních procesů analýzou meziproduktů z hlediska chemického složení, homogenity, morfologie, pórovitosti a dalších vlastností důležitých pro výslednou kvalitu produktu a také detailní posouzení chemického složení produkovaných odpadních látek s důrazem na maximální možnou využitelnost těchto látek (recyklace aj.). Elektronová mikroskopie se uplatní i při sledování negativních vlivů zpracovávaných látek na materiál vlastních technologických zařízení, tj. při posuzování jevů abraze a koroze, složení a struktury usazenin v potrubích ap.

Během krátké doby provozu se projevily výsledky v pedagogické i výzkumné práci jak v nosném oboru - geologických vědách, tak v řadě oborů Masarykovy univerzity, např. fyzice, chemii, ochraně životního prostředí, botanice, archeologii, historických vědách i lékařství.

PETROGRAFICKÁ A GEOCHEMICKÁ CHARAKTERISTIKA MALT A OMÍTEK KOSTELA SV. PETRA A PAVLA V BRNĚ

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF MORTARS AND PLASTERS OF THE ST. PETER AND PAUL'S CHURCH IN BRNO

(24-35 Ivančice)

Miroslava Gregerová - Roman Vlček, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2 611 37 Brno

key words: diploma thesis, building stone, historical monument, mortars, mortar binder, petroarchaeology

V minulých třech letech se na katedře mineralogie, petrografie a geochemie vytvořil kolektiv pracovníků, specializovaný na výzkum stavebního kamene a uplatnění uvedených oborů při řešení různých uměleckо-historických problémů, otázek provenience stavebních surovin, poškození památek a možností jejich restaurace.

Nedílnou součást historických kamenných staveb představují pak i malty a omítky. Právě tyto složky staveb bývají nejvíce poškozovány a jejich pórové systémy umožňují rychlejší prostupování vody a v ní rozpuštěných solí do stále vyšších částí staveb. Postupným vysycháním roztoků a srážením solí v místech na svrchní hranici vzlínání spodních vod vznikají, zejména na stavebním kameni, výkvěty solí. Zatím co historickým omítkám byla již věnována pozornost (Menel 1968, Hošek, Muk 1990), zabývala se diplomová práce (Vlček 1993) především doposud opomíjenou problematikou historických malt. Cílem práce je přispět k objasnění některých otázek historického způsobu výroby, datace malt a provenience materiálu k jejich výrobě a vzbudit zájem o další výzkum malt historických stavebních objektů.

Prokazuje se, že malty a omítky umožňují datovat stavby v těch případech, kdy není k dispozici dostatek chronologicky průkazných stavebních prvků.

Diplomová práce shrnuje metody průzkumu historických omítek, zaměřuje se na jejich poškozování vlivem prostředí a doporučuje možné postupy restaurace.

Historické zdivo, nalezené v letech 1991 a 1992 při archeologickém výzkumu v areálu chrámu sv. Petra a Pavla, pochází z pěti stavebních fází:

a) 1. - románské - z první poloviny 13. století
b) 2. - raně gotické - z konce 13. století
c) 3. - raně gotické - z přelomu 13 a 14. století
d) 4. - pozdně gotické - z konce 15. století
e) 5. - barokní z 18. století

Ze získaných poznatků můžeme konstatovat:

1) V románských maltách převažuje v plnivu křemen a kvarcit. Plnivo obsahuje dále hodně velkých zaoblených úlomků organodetritických a rekrystalovaných vápenců a značné množství velkých lupínků muskovitu a biotitu.

2) Plnivo raně gotických maltových lůžek je tvořeno hlavně křemenem, kvarcitem, vápencem a velkými úlomky metabazaltu.

3) Raně gotické okrově hnědé malty mají rozdílné složení plniva v závislosti na lokalizaci vzorků ve stavbě.

U vzorků z jižní části raně gotického trojlodí převažují v plnivu kvarcity, u vzorků ze severní části trojlodí a z útržku zdi naopak převažují velké úlomky granodioritů. Tyto malty mají vysoký podíl metabazaltových úlomků.

4) Plnivo raně gotických světlých šedobílých malt s hnědým odstínem tvoří především křemen, kvarcit a granodiorit. Méně časté jsou úlomky vápence, chlorit-sericitových břidlic a aleuritů. Podobné petrografické složení plniva mají i barokní malty.

5) V plnivu pozdně gotických malt naprosto převládají křemen a nevytříděné úlomky granodioritů a kvarcitů.

6) Všechny raně gotické omítky mají v plnivu velké zastoupení křemene, granodioritů a kvarcitu. Některé omítky této stavební fáze jsou petrograficky chudé, jiné obsahují navíc hodně karbonátových úlomků, chlorit-sericitových břidlic, velké lupínky muskovitu a biotitu, popřípadě aleurity.

Poměrně nízké obsahy MgO v analyzovaných vzorcích naznačují, že vápno bylo vypáleno z téměř čistého vápence.

Dále bylo prokázáno, že:

a) neexistuje rozdíl v intenzitě zvětrávacích procesů stavebních materiálů, pocházejících z různých stavebních fází katedrály

b) procesy kalcifikace jsou v maltách a omítkách stejně pokročilé bez ohledu na datování

c) existují rozdíly v klastické složce malt a omítek pocházejících z různých stavebních etap

d) některé vzorky omítek a malt pocházejici z odběrů pod úrovní podlahy katedrály se vyznačují zvýšenými obsahy SO_4^{2-}. Jev by mohl být objasněn i tím, že dlouhodobé kyselé deště prosakují do propustného podloží kolem katedrály sv. Petra a Pavla. Během let může dojít k určitému koncentrování síranu vápenatého a jeho následnému vysrážení v podloží katedrály. Tento spolu s podložními metabazalty může vytvořit nepropustnou vrstvu. Hromadění dalších roztoků s obsahem vodorozpustných solí vede k jejich postupnému vzlínání prostupnými partiemi stavby. Nejlépe prostupný je v tomto případě pórový systémem malt a omítek, a tak dochází ke vzlínání vodorozpustných solí opět směrem k povrchu.

Tento jev neprobíhá na stejných hloubkových úrovních stejně. Např. u severního románského pilíře, z hloubky 2,81 m pod úrovní podlahy katedrály je obsah SO_4^{2-} 0,95%, ve vzorku z jižního pilíře románské krypty z hloubky 1,2 m nebyly zjištěny ani stopy SO_4^{2-}. Migrace a následné nakoncentrování síranových iontů bude souviset pravděpodobně i se sklonem a hloubkou horninového podloží (se směrem stoku vod). Síranové anionty se nepodařilo identifikovat ve vzorcích, pocházejících z odběrů lokalizovaných nad úrovní podlahy katedrály, až do výše 1,5 m, tj. v soklové části katedrály, a to bez rozdílu, zda byly studovány vzorky z vnějších či vnitřních zdí.

Určité vysvětlení je možno hledat nejen ve větší vzdálenosti transportu siranových iontů, ale také v tom, že pozdně gotické malty s větším obsahem vápnitého pojiva mají menší pórovitost. Jejich kapilární systém neumožňuje tak rychlé vzlínání a do takové výše jak tomu je u pórovitějších malt s menšími obsahy CaO.

Literatura:

Hošek, J., Muk, J. (1990): Omítky historických staveb.- SNP. Praha

Mencl, V. (1970): Vývoj středověkých omítek.- Praha

Vlček, R. (1993): Petrografická a geochemická charakteristika malt a omítek kostela sv. Petra a Pavla v Brně.- MS, dipl. práce, KMiPGe PřF MU. Brno

ELEKTROCHEMICKÉ SLEDOVÁNÍ ANORGANICKÉ A BAKTERIÁLNÍ OXIDACE ARZENOPYRITU

ELECTROCHEMICAL STUDY OF INORGANIC AND BACTERIAL ARSENOPYRITE OXIDATION

Martin Mandl - Josef Zeman, Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2 611 37 Brno

key words: arsenopyrite, oxidation, bacteria

Arzenopyrit je běžnou vedlejší minerální součástí některých rud a surovin. Při jejich zpracování do koncentrátů provází arzenopyrit jednak užitkové složky v koncentrátech a jednak je rozptylován v hlušině. V obou

případech dochází k jeho průmyslové nebo samovolné oxidaci a ke kontaminaci prostředí různými oxidačními produkty. Hlavními produkty oxidačního procesu z hlediska arzenu jsou As(III) a As(V) v podobě aniontů. V obou případech působí negativně na rozvoj živých organismů, přičemž As(III) je obecně toxičtější. Z tohoto hlediska je vhodné, aby oxidace arzenopyritu v odpadech byla co nejpomalejší a při průmyslové oxidaci probíhala až na As(V). Abychom mohli oxidační procesy arzenopyritu příslušným způsobem ovlivňovat, musíme nejprve znát jejich mechanismus.

Rychlost chemických reakcí a jejich mechanismus obvykle sledujeme tak, že v určitých časových intervalech zjišťujeme koncentrace výchozích látek nebo produktů. Jejich změny nám pak umožňují při vhodném zpracování dat zjistit rychlostní konstanty, mechanismus procesů a jejich změny v průběhu procesu i vlivem změn vnějších podmínek (teplota, aktivity reagujících látek, pH, oxidačně-redukční potenciál atd.).

Oxidačně-redukční reakce mají proti běžným chemickým reakcím jednu zvláštnost. Jejich průběh je spojen nejen se změnou aktivit reagujících látek, ale také s přenosem elektronů mezi reaktanty. Pokud je jedna z reagujících látek pevná a je vodičem elektrického proudu, můžeme tento přenos elektronů sledovat jako průchod elektrického proudu přes fázové rozhraní mezi pevným reaktantem a vodným prostředím. Rychlost reakce je pak dána velikostí tohoto proudu, který je možné snadno přepočítat na koncentrace reagujících látek pomocí Faradayova vztahu $m/M = Q/nF = it/nF$, kde m je množství zreagované látky v gramech, M je její molární hmotnost, i je procházející proud v A, t je čas v sekundách, n je počet vyměňovaných elektronů a F je Faradayova konstanta.

Pokud připojíme elektricky vodivou reagující látku do elektrických obvodů, označujeme ji jako elektrodu a můžeme v principu měřit dvě veličiny - její potenciál a celkový proud, který prochází přes fázové rozhraní mezi elektrodou a reakčním prostředím. Vzájemná závislost proudu na fázovém rozhraní elektrody a její potenciál je dána Buttler-Volmerovou rovnicí

$$i = i_0 \{\exp[(E-E_s)/b_a] - \exp[-(E-E_s)/b_c]\}$$

kde E je potenciál elektrody, E_s je klidový potenciál, b_a a b_c jsou Tafelovy konstanty, i je celkový proud na fázovém rozhraní elektrody a i_0 je výměnná proudová hustota tj. proud, který prochází přes fázové rozhraní elektrody v případě, že není elektroda vychylována od svého stacionárního potenciálu. První exponenciální člen v závorce udává závislost rychlosti oxidačního (anodického) děje na potenciálu a druhý exponenciální člen závislost redukčního (katodického) děje na potenciálu. Přímo přístupné měření jsou hodnoty E_s a i. S vlastní rychlostí reakce je však spojena hodnota i0, která je charakteristická pro stav, kdy $E = E_s$.

Tuto hodnotu nemůžeme přímo měřit, můžeme ji však odvodit z Buttler-Volmerova vztahu tak, že elektrodu vychylujeme do anodické a katodické oblasti (zvyšujeme a snižujeme její potenciál ve srovnání s klidovým potenciálem E_s)a měříme velkost celkového proudu, který teče vnějším obvodem. Pomocí nelineární regrese pak můžeme zpětně zjistit hodnoty i_0 a E_s i hodnoty Tafelových konstant, které ukazují na počty vyměňovaných elektronů a tím na mechanismus reakce. Klidový potenciál elektrody je dán stavem, kdy jsou rychlosti oxidační a redukční reakce stejné.

Uvedená metodika má velkou výhodu v tom, že můžeme pomocí výměnné proudové hustoty sledovat přímo okamžitou rychlost oxidačně-redukčního procesu i jeho ovlivnění vnějšími podmínkami. Při sledování relativně pomalých dějů klasickými metodami jsme odkázáni na sledování koncentrací výchozích látek nebo produktů a musíme čekat, až se nám projeví v měřitelných koncentracích. Zjištěné koncentrace nám pak udávají průměrnou rychlost procesu od počátku do měřeného okamžiku a nemáme kontrolu, co se dělo od počátku reakce do jejího změření.

Arzenopyritové elektrody byly zhotoveny ze vzorků přírodního arzenopyritu tak, že byla zrna arzenopyritu zalita do pryskyřice, rozřezána na plátky cca 2 mm silné a vyleštěna z obou stran. Takto zhotovené elektrody byly nalepeny na skleněné úchytky, které umožňovaly zajistit z jedné strany elektricky vodivý kontakt pomocí kapalné rtuti. Elektroda byla ponořena do reakčního média a na její druhé straně probíhaly sledované elektrochemické děje.

Pro elektrochemická měření (závislosti E-i) bylo použito potenciostatické jednotky polarografického analyzátoru PA3 se srovnávací nasycenou kalomelovou elektrodou a platinovou síťkou jako pomocnou elektrodou. Potenciál elektrody byl měřen pH-mV metrem fy Radelkis.

Časová závislost rychlosti oxidace arzenopyritu byla sledována ve čtyřech médiích: (1) ve vodě při pH = 1,7 s bakteriemi Thiobacillus ferooxidans (108 buněk/ml), (2) ve vodě při pH = 1,5 s bakteriemi Thiobacillus ferooxidans (108 buněk/ml) v minerálním živném médiu, (3) ve vdě při pH = 1,7 bez bakterií a (4) v minerálním živném médiu bez bakterií při pH = 1,5. Sledování probíhalo po dobu třiceti dnů.

Bez bakterií byla rychlost oxidace arzenopyritu ve vodě a v minerálním živném médiu srovnatelná a pohybovala se kolem 5 mA/cm2. V průběhu třiceti dnů došlo pouze k malému nárůstu rychlosti oxidace arzenopyritu, který je pravděpodobně způsoben železem, uvolňovaným v průběhu oxidace. Dvojmocné železo, které je při oxidaci uvolňováno do vodného prostředí, je oxidováno rozpuštěným kyslíkem na trojmocné a to zpětně oxiduje arzenopyrit. Klidový potenciál elektrod se po úvodním kolísání v rozmezí 200-240 mV ustálil na hodnotě kolem 250 mV.V přítomnosti bakterií Thiobacillus ferrooxidans bylo možné od počátku pozorovat odlišné chování. Rychlost oxidace od počátku stoupala a v případě bakterií bez živného média dosáhla po třiceti dnech hodnoty kolem 30 μA/cm2, což je šestinásobné zvýšení rychlosti procesu. Je zajímavé, že v přítomnosti bakterií v minerálním živném médiu bylo zvyšování rychlosti pomalejší a dosáhlo po 30 dnech hodnoty kolem 20 mA/cm^2. Tento nárůst byl v obou případech provázen i nárůstem elektrodového (klidového) potenciálu. V přítomnosti bakterií dosáhl potenciál arzenopyritové elektrody již po osmi dnech ustálené hodnoty kole 390 mV. V přítomnosti bakterií v minerálním živném médiu dosáhl arzenopyrit tohoto potenciálu až po třiceti dnech V obou případech svědčí i zvýšení potenciálů arzenopyritových elektrod o výrazně vyšší rychlosti oxidace arzenopyritu

Činnost bakterií Thiobacillus ferrooxidans výrazně urychluje oxidaci arzenopyritu. Při technologickém zpracování rudních koncentrátů, ze kterých je arzenopyrit odstraňován, jsou schopny výrazně přispět k efektivitě procesu i k oxidaci arzenu až na As(V). V přírodních podmínkách na uložištích odpadů s arzenopyritem je vhodné činnost bakterií omezit na minimum, aby množství uvolňovaného arzenu bylo co nejnižší. Toho lze dosáhnout např. vhodnou modifikací pH (neutrální podmínky jsou pro tyto bakterie nevhodné).

Literatura:

Zeman, J.(1985): Supergene alteration of sulfides, II. A laboratory electrochemical study.- Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., 15, 115-136. Brno

PETROARCHEOLOGICKÉ ZHODNOCENÍ KAMENNÉHO STAVEBNÍHO MATERIÁLU ODKRYTÉHO PŘI VÝSTAVBĚ KOSTELA NA NÁMĚSTÍ T. G. MASARYKA V BŘECLAVI

PETROARCHAEOLOGICAL ANALYSIS OF STONE BUILDING MATERIAL DETECTED BY CONSTRUCTION OF THE CHURCH AT T. G. MASARYK PLACE IN BŘECLAV

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

keywords: petroarcheology, stone building material, origin of stone material, chemical composition

V roce 1992 bylo při výstavbě nového kostela na náměstí T.G. Masaryka v Břeclavi odkryto základové zdivo původního chrámu zničeného v období 2. světové války a současně s ním i výrazně starší architektonické články, které se staly předmětem záchranného výzkumu, uskutečněného pracovníky Regionálního muzea v Mikulově. V rámci těchto prací bylo provedeno petroarcheologické studium kamenného stavebního materiálu reliktů zdiva za účelem stanovení jeho petrografického charakteru a zjištění možné provenience

V odebraných vzorcích byly petrografickým výzkumem **potvrzeny následující** horninové typy: písčité vápence (45,3 %), **pískovce s kalcitickým** tmelem (38,1 %) oolitické vápence (7, 1 %) a pískovce (9,5 %). Ojediněle byla prokázána přítomnost bazaltového tufu s písčitou příměsí a valounů křemene, hojné jsou naproti tomu zbytky malty.

Písčité vápence reprezentují jednu z nejrozšířenějších součástí studovaného kamenného materiálu zdiva. Jsou převážně bělavé až světle šedé, většinou bez zjistitelné vrstevnatosti. Některé bývají měkké až rozpadavé, jiné se naopak vyznačují relativně značnou pevností. Jednotlivé vzorky obsahují téměř vždy zbytky schránek dírkovců a měkkýšů, svědčící podle údajů J. Štelcla, J. Tejkala (1961, 1963) o jejich brakickém charakteru a sarmatském stáří.

Popisované písčité vápence se vyznačují organodetritickou strukturou. Kromě organických zbytků

skládají horninu rovněž zrnka kalcitu tvořící drobnozrnné agregáty, v nichž bývají navíc rozptýleny větší úlomky křemene a vzácnějšího kyselého plagioklasu, ojediněle též zrnka zeleně zbarveného turmalínu.

Pískovce s kalcitickým tmelem jsou makroskopicky jemnozrnné a mívají šedavě až hnědavě zelenou barvu. Nápadná je jejich deskovitá vrstevnatost. Mocnost jednotlivých vrstev v řezech kolmých k plochám vrstevnatosti se pohybuje kolem 1,0-2,0 cm.Podle převládající velikosti součástí klastické složky (0,1-0,25mm) patří uvedené pískovce do skupiny jemnozrnných psamitů s drobně až středně zrnitou psamitickou strukturou. Na plochách vrstevnatosti bývají často vyvinuty nápadně stříbřitě lesklé lupínky muskovitu.

Mikroskopicky lze v popisovaných pískovcích rozlišit klastickou složku a tmel. Klastickou složku představuje křemen, kyselý plagioklas, K-živec, muskovit, mírně chloritizovaný biotit a úlomky hornin (křemence, rohovce a vzácnější prachové břidlice). Akcesoricky je zastoupena celá řada těžkých minerálů (apatit, kyanit, granát, rutil, sillimanit, staurolit, titanit, turmalín a zirkon). Tmel je kalcitický. Podle poměru ke klastické složce lze jeho strukturu označit jako bazální.

Faunistické zbytky nejsou v popisovaných vzorcích zastoupeny buď vůbec, nebo jen ve formě velmi obtížně identifikovatelných mikrofosilií.

Oolitické vápence jsou světle šedé, žlutošedé až okrově hnědé horniny s výraznou oolitickou strukturou. Některé vzorky jsou značně rozpadavé. Ooidy mají kulovitý nebo mírně sploštělý tvar a jejich velikost se pohybuje od 0,2 do 1,5 mm. Povrch ooidů je většinou hladký, jen výjimečně bývá mírně zdrsnělý. Centrem ooidů bývají velmi často schránky dírkovců, kolem nichž dochází ke krystalizaci jemnozrnné až afanitické kalcitické hmoty, která se ukládá v četných koncentrických zónách kolem krystalizačního centra. Jen vzácně může být jádro ooidu tvořeno křemenem nebo živcem.

Z makrofauny v uvedených typech vápenců vysoce převládají úlomky schránek měkkýšů, obvykle pevně spojené s okolní horninou. Společenstva jsou druhově poměrně značně pestrá, avšak pro velmi nepříznivý stupeň zachování organických zbytků nelze podat jejich podrobnější a jednotnou charakteristiku.

Pískovce představují jemnozrnné psamity s průměrnou velikostí zrna 0,1-0,2 mm. Mají světle hnědou barvu. Na povrchu zvětralých vzorků bývá patrná asi 2 mm mocná, hnědá až rezavě hnědá vrstvička, tvořená hydroxidy železa. Mikroskopicky lze v hornině rozlišit klastickou složku a tmel. Klastickou složku tvoří hlavně křemen, vzácnější plagioklas, K-živec, muskovit, biotit, těžké minerály a úlomky hornin. Tmel skládá asi třetinu celkového objemu horniny. Obsahuje limonit a jemnozrnný agregát, tvořený s největší pravděpodobností jílovými minerály. Podle poměru ke klastické složce má charakter tmelu pórového.

Bazaltový tuf s písčitou příměsí byl v popisované horninové asociaci zastoupen pouze jedním vzorkem tmavě šedé až šedočerné barvy. Hornina má výrazně pórovitou texturu. Strukturu lze označit jako porfyrickou s hemikrystalickým charakterem základní hmoty. Mikroskopicky je ve výbruse možno rozlišit porfyrické vyrostlice a základní hmotu. Hypautomorfně omezené vyrostlice představují přibližně 0,5 mm velké krystaly olivínu a větší jedinci klinopyroxenu, dosahující místy velikosti až 1,0 mm. Základní hmota obsahuje výrazný podíl skla. Z krystalických komponent je tvořena místy zcela rozloženými zrny pyroxenu, olivínu (?) a bazických plagioklasů. Akcesoricky byla v hornině zaznamenána přítomnost oválných zirkonů.

Podstatnou součástí popisovaného vzorku je písčitá klastická příměs reprezentovaná převážně ostrohrannými až zcela zaoblenými úlomky křemene o průměrné velikosti kolem 0, 03 mm.Vzácně byla v klastické složce zjištěna i přítomnost horninových úlomků (prachovce, křemence).

Z petrografického charakteru kamenného stavebního materiálu odkrytého základového zdiva vyplývá jeho identita s horninami známými na řadě významných archeologických lokalit v regionu jižní Moravy, odkud jsou popsány mj. z objektů velkomoravských hradišť Pohansko u Břeclavi, Mikulčice a Staré Město (viz např. Štelcl, Tejkal 1961, 1963, 1963a, Štelcl 1971).

Vyjdeme-li z tohoto poznatku a z předpokladu výše uvedených autorů, je možné původ hornin využitých ve studovaném základovém zdivu analogicky spatřovat na jihozápadních svazích Bílých Karpat a v sousedních okrajových částech Vídeňské pánve. Jejich hlavní těžební centrum lze klást s největší pravděpodobností do okolí Skalice, kde se uvedené horniny paleogenního a sarmatského stáří v hojné míře vyskytují.

Ojedinělý nález bazaltového tufu s písčitou příměsí odpovídá obdobným horninovým typům vystupujícím na jižním Slovensku v oblasti tzv. slovenských neovulkanitů. Tyto horniny nesloužily jako vlastní stavební materiál, avšak byly s oblibou využívány jako přísady pro úpravu a zkvalitňování malty. Hodnocený vzorek bazaltového tufu

tak představuje pravděpodobně některý ze zbytků, které při výrobě malty nebyly použity.

Rovněž z chemického hlediska odpovídá použitý stavební materiál svojí provenienci jedné zdrojové oblasti, v níž se usazoval za lokálně odlišných podmínek (rozdílné obsahy železa u petrograficky analogických horninových typů).

Obdobné závěry lze konstatovat rovněž pro hodnocené malty,vyznačující se téměř shodným množstvím křemíku, vápníku a navzájem si odpovídajícím zastoupením železa. Určitou výjimku v tomto směru představuje pouze jediný vzorek charakteristický nápadně nízkým podílem SiO_2 vázaným především na křemen tvořící podstatnou součást ostřiva malty a naopak výrazným obsahem CaO a MgO. Jeho výjimečný charakter vyplývá i z postavení v trojkomponentním diagramu CaO-FeO-MgO. Z uvedeného lze předpokládat, že převážná většina vzorků malt vznikla ve shodném časovém období za použití látkově obdobného materiálu. Výše zmíněná výjimka by mohla dokumentovat buď časově odlišnou etapu svého vzniku, nebo, což je pravděpodobnější, rozdílný účel použití, a to jako stěnová vápenná malta, zatímco malty ze zemních částí stavby se vyznačují chemickým složením majícím spíše odolávat agresivním účinkům spodních vod.

Literatura:

Štelcl J. (1971): Kamenné památky velkomoravského Pohanska.-Mikulov.

Štelcl J., Tejkal J. (1961): Petrografický příspěvek k výzkumu velkomoravského hradiska Pohanska u Břeclavi.- Spisy přír. fak.UJEP, F9, 1961/9, 427, Brno

Štelcl J., Tejkal J. (1963): Petrografické příspěvky k výzkumu velkomoravských hradišť Mikulčic a Pohanska - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., Geol. 1, IV/1, Brno

Štelcl J., Tejkal J. (1963a): Petrografické příspěvky k archeologickému výzkumu velkomoravského hradiště Veligradu-Starého Města.- Folia Fac. Sci Nat. Univ.Purk. Brun., Geol. 3, IV/5, Brno.

SLEDOVÁNÍ KONCENTRACE PŘIROZENÝCH RADIOAKTIVNÍCH PRVKŮ VE VYBRANÝCH JESKYNÍCH SEVERNÍ A STŘEDNÍ ČÁSTI MORAVSKÉHO KRASU

RESEARCH OF CONCENTRATION OF NATURAL RADIOACTIVE ELEMENTS IN THE CHOICE CAVES IN NORTHERN AND CENTRAL PARTS OF THE MORAVIAN KARST

(24-41 Vyškov,24-23 Protivanov)

Jindřich Štelcl[1] - Jan Surý[2] - Oldřich Navrátil[2]
[1]Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2 611 37 Brno
[2]Katedra chemického vojska a speciální chemie VVŠ PV Vyškov

key words: Moravian Karst, speleotherapy, limestones, clastic sediments, natural radioactivity

Již od počátku své existence je člověk vystaven působení zdrojů radioaktivního záření, a to jednak zdrojů umělých, jednak přírodních. K přírodním zdrojům radioaktivity patří kosmické záření a přirozená radioaktivita hornin, hydrosféry a atmosféry. Významný podíl na výsledné dávce záření absorbovaného jedincem (asi 55 %) má radon, který se uvolňuje z hornin a stavebních materiálů a jehož tzv. dceřiné produkty vznikající radioaktivní přeměnou (např. Po-218, Pb-214, Bi-214) se při vdechování usazují na plicních tkáních a dlouhodobě vnitřně ozařují organismus s možností vyvolání karcinogenních změn.

Přes vzpomínané negativní působení přírodních radionuklidů na lidský organismus lze v ojedinělých případech zaznamenat i jejich kladný vliv na osoby postižené akutními dýchacími potížemi astmatického charakteru. Těchto účinků je zejména v posledním období u nás i ve světě úspěšně využíváno v jeskynní léčbě uvedených onemocnění, označované jako speleoterapie.

Speleoterapie jako léčebná metoda je u nás v současnosti praktikována v nejrozsáhlejším turisticky

přístupném jeskyním komplexu severní části Moravského krasu - v jeskyních Sloupsko-šošůvských. Studium koncentrace přirozených radioaktivních prvků, které by mohlo mít zásadnější význam pro objasnění zdrojů radonu a jeho dceřiných produktů, bylo na této lokalitě prováděno prozatím buď jen orientačně, nebo mělo pouze nárazový charakter.

Z uvedeného důvodu jsme od března 1992 prováděli detailní měření obsahu radioaktivního draslíku, uranu a thoria v karbonátových horninách a klastických fluviálních sedimentech jeskynních výplní v části Sloupsko-šošůvských jeskyní, využívané pro potřeby Dětské léčebny se speleoterapii v Ostrově u Macochy (viz např. Navrátil et al. 1992, Navrátil, Surý, Štelcl 1993). Od roku 1993 pak bylo toto monitorování rozšířeno na celý jeskynní systém a na jeskyni Císařskou, uvažovanou v rámci speleoterapie perspektivně jako hlavní léčebné centrum. Naměřené výsledky jsme pro možnost vzájemného srovnání doplnili orientačně údaji z jeskyně Býčí skála, nejrozsáhlejšího podzemního komplexu centrální části Moravského krasu.

V případě Sloupsko-šošůvských a Císařské jeskyně bylo měření přirozené radioaktivity prováděno na stěnách tvořených vilémovickými vápenci a sekundárními karbonátovými výplněmi.Současně byla sledována aktivita fluviálních sedimentů, reprezentovaných ve výše uvedených jeskynních systémech včetně Býčí skály psefitickým štěrkovým materiálem, v němž jsou největším podílem zastoupeny valouny spodnokarbonských drob. Zastoupení valounů ostatních horninových typů (břidlice, vápence, křemence) je, s výjimkou Býčí skály, zcela zanedbatelné.

Štěrkové akumulace se vyskytují obvykle jako součásti vrstevního sledu společně s písky a písčitými jíly. Jednotlivé klasty bývají v uvedených formacích rozmístěny chaoticky a obvykle se vzájemně nedotýkají. V základní hmotě obsahují často podstatné množství jílové frakce. Psamitické sedimenty nevytvářejí ve zkoumané části jeskyně větší samostatné akumulace, ale střídají se nejčastěji s psefity a pelity.

K citlivému stanovení koncentrací K, U a Th jsme využili terenní multikanálový gamaspektrometr GS-256 (výrobce Geofyzika Brno), pracující se scintilačním detektorem.

VÝSLEDKY MĚŘENÍ:

1) Sloupsko-šošůvské jeskyně:

Z výsledků uskutečněných měření vyplývá, že obsahy přirozených radioaktivních prvků ve vilémovických vápencích a jeskynních klastických sedimentech se vyznačují nehomogenním ozložením a poměrně variabilními hodnotami. Tyto se v případě karbonátových hornin a sekundárních kalcitových výplní pohybují v rozmezí 0,0- 1,6 % pro draslík, 0, 6- 3,7 ppm pro uran a 0,0 - 8, 8 ppm pro thorium.

V klastických fluviálních sedimentech jsou naproti tomu vyšší obsahy draslíku (0,5-3, 5 %) a thoria (1, 6-14,9 ppm, a naopak nižší průměrné zastoupení uranu (0, 8-4,9 ppm).

Zajímavým poznatkem je zjištění lokálně vyšších koncentrací uranu na vápencových stěnách, dosahující hodnot 4,0-5,4 ppm při současně relativně nízkém zastoupení thoria. Tyto jakési ''uranové anomálie'' lze obvykle sledovat na ploše několika m². Lze důvodně předpokládat, že původně nekontaminovan vápencové stěny jsou nepravidelně potaženy povlaky (prozatím nezjištěné mocnosti) obohacenými sloučeninami uranu. Jejich přítomnost souvisí s největší pravděpodobnosti se stékajícími vodami, které obsahovaly, resp. stále obsahují rozpustné karbonátokomplexy uranu, popř. jiné substance v nich rozpuštěné. V této souvislosti bude třeba částečně přehodnotit doposud známé názory, preferující jako prakticky jediný zdroj radioaktivity v jeskyních klastické sedimenty jeskynních výplní.

2) Císařská jeskyně:

Koncentrace přirozených radioaktivních prvků naměřené v suché i trvale zaplavené části Císařské jeskyně jsou srovnatelné s výsledky stanovenými v jeskyních Sloupsko- šošůvských U karbonátových sedimentů dosahuje draslík hodnot 0,0-0,5 %, uran 0,9-5,4 ppm a thorium 0,0-3,4 ppm, u fluviálních jeskynních výplní draslík 0.4-1,5 %, uran 1,9-4,6 ppm, thorium 2,1-9,9 ppm. Ve srovnání se Sloupsko- šošůvskými jeskyněmi zde výše popisované uranové anomálie nejsou nápadněji zastoupené a nebývají natolik výrazné. Zajímavým a charakteristickým rysem vodní části jeskyně je naprostá absence thoria, kterou bude možné blíže objasnit až po zmapování radiační situace v celém podzemním profilu.

3) Jeskyně Býčí skála

Měření uskutečněná v roce 1993 v Býčí skále byla prováděna jen orientačně na materiálu klastických jeskynních sedimentů (fluviální štěrky s valouny spodnokarbonských drob a břidlic, písky, písčité jíly a jíly, místy s vkleslými polohami pestře zbarvených rudických vrstev) v prostoru Předsíně, Jižní odbočky, Hlavní chodby, Staré štoly, Dómu překvapení a Dómu potápěčů. Zatímco naměřená množství draslíku a thoria jsou zhruba

srovnatelná s výše uvedenými jeskyněmi severní části Moravského krasu (K = 0,2-1,7%, Th = 3,2-12,3ppm) vyznačují sevšechna měřená místa v jeskyni Býčí skála mimořádně vysokými koncentracemi uranu (9,7-61,1 ppm). V další etapě práce bude proto potřebné blíže zhodnotit petrografický charakter klastik a jejich podíl na složení zkoumaných sedimentů.

Vyjdeme-li z předpokladu, že z hlediska potenciálního rizika lze za nízké (tj. běžné) koncentrace přirozených radioaktivních prvků považovat hodnoty do 4 ppm U a 9 ppm Th, za střední (mírně zvýšené) 4-10 ppm U a 9-18 ppm Th a za vysoké (anomální) nad 10 ppm U a 18 ppm Th, bylo by možné v případě studovaných jeskynních systémů označit obsahy přirozených radioaktivních prvků v horninovém materiálu za nízké až mírně zvýšené, v případě uranu ve fluviálních sedimentech Býčí skály pak jako jednoznačně anomální.

Literatura:

Navrátil O., Říčný D., Sandri B., Slavík P., Surý J., Štelcl J. (1992): Die Radioaktivität der Höhlenatmosphäre.-Proc. Inter. Symposium of speleotherapy, Bad Bleiberg (Austria).

Navrátil O., Surý J., Štelcl J. (1993): Zhodnocení radiační situace v sloupsko-šošůvských jeskyních za období březen 1992 - březen 1993 (část sloupských jeskyní v okolí speleoterapeutické léčebny astmatických dětí v Ostrově u Macochy).- Záv. zpráva výzk. úkolu, MS, 1-29, Vyškov.

INTERPRETACE OXIDAČNĚ-REDUKČNÍHO POTENCIÁLU V PŘÍRODNÍM PROSTŘEDÍ

NATURE AND INTERPRETATION OF REDOX POTENTIALS IN NATURAL ENVIRONMENT

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

key words: redox potential

Většinu chemických reakcí, které probíhají v povrchových částech zemské kůry ve vodném prostředí můžeme přiřadit k acidobazickým reakcím tj. reakcím, při kterých dochází k přenosu, uvolnění nebo vázání protonů (srážení či rozpouštění karbonátů, zvětrávání silikátů atd.). Jednou z nejdůležitějších charakteristik je pak pH. Druhou nejrozšířenější skupinou reakcí jsou oxidačně-redukční reakce, při kterých dochází k přenosu elektronů a u reagujících látek dochází ke změně oxidačního stupně. (zvětrávání minerálů, které obsahují Fe, S, As, Mn atd.). Pro charakterizaci prostředí se pak používá oxidačně-redukčního potenciálu Eh, který je běžně definován jako elektrický potenciál reakce (přesněji elektrického poločlánku)

$$Red = Ox + e^-$$

pro niž platí Petersova-Nernstova rovnice

$$Eh = Eh^\circ + RT/nF \ln (a_{Ox}/a_{Red})$$

kde Eh je oxidačně redukční potenciál, Eh° je standardní oxidačně-redukční potenciál (potenciál při jednotkových aktivitách reagujících látek), R je plynová konstanta, T je absolutní teplota, n je počet vyměňovaných elektronů, F je Faradayova konstanta a a_{Ox} a a_{Red} jsou aktivity oxidovaná a redukovaná forma téže chemické látky musí být v termodynamické rovnováze. Tato podmínka je v elektrochemických oxidačně-redukčních systémech zřídka splněna a v geochemických systémech je komplikována problémy, které budou zmíněny níže.

Petersova-Nernstova rovnice se stala dobře známou kolem roku 1900 a rychle si našla cestu i do geochemických studií. V dalších padesáti letech bylo nashromážděno velké množství experimentálních dat i terénních měření, která vyústila v publikování zásadních prací (např. Garrels 1954, Garrels, Christ 1965, Baas-Beeking et al. 1960, Sato 1960 atd.), které jsou hojně citovány do současnosti. Pokud byla potvrzena platnost Petersovy-Nernstovy rovnice porovnáním naměřeného potenciálu s výpočtem, panovala spokojenost. To se však v přírodním prostředí stávalo zřídka a tak se hledaly cesty, jak dosáhnout lepších výsledků.

V 60. a 70. letech se zlepšovala metodika měření tak, aby se oxidačně-redukční potenciál měřil v co nejméně ovlivněných podmínkách (různé utěsňující a průtočné systémy - např. Sato 1960, Nordstrom et al. 1978 atd.). Do výpočtů byly postupně zahrnovány další a další faktory (vliv iontové síly, vznik komplexů, pevných minerálů) a

byly připravovány stále propracovanější modely a programy pro řešení rovnováh (např. Ball et al. 1979 - WATEQ2, Ball et al. 1987 - WATEQ4F). V některých případech byly tyto snahy korunovány částečným úspěchem, v mnoha případech však bylo dosaženo horších výsledků, než při použití nejjednodušších způsobů měření a výpočtů.

Díky tomu je možné v posledním desetiletí pozorovat tendenci, kdy se jak v základním a aplikovaném výzkumu, tak i v praxi od měření oxidačně-redukčního potenciálu upouští, protože informační hodnota je vzhledem k problémům s interpretací malá.

Pro pochopení podstaty toho, co označujeme jako oxidačně-redukční potenciál, je nutné se zabývat rychlostí elektrochemických reakcí, které jsou kromě normálních faktorů (teplota, tlak, aktivity jednotlivých složek) ještě výrazně ovlivňována elektrickým potenciálem. Každá oxidačně-redukční reakce se skládá ze dvou reakcí. Z katodické redukční reakce Ox + e⁻ | Red a z anodické oxidační reakce Red | Ox + e⁻ Ty jsou vzájemně spojeny přechodem elektronů v systému a tedy průchodem proudu. V systému se vždy samovolně ustaví takový potenciál, aby rychlost oxidační a redukční reakce byly stejné. V tomto případě je veškeré množství elektronů, které se uvolní oxidační reakcí, spotřebováváno redukční reakcí. Pokud by tomu tak nebylo, docházelo by k hromadění nebo spotřebě elektronů, což způsobí změnu potenciálu na takovou hodnotu, při které jsou obě reakce v rovnováze. Stejná zásada platí i pro kombinaci více než jednoho oxidačního a redukčního procesu a dokonce i v případě, kdy je podstata oxidační redukční reakce odlišná a nemusí se tedy jednat o termodynamicky rovnovážný proces.

Oxidačně-redukční potenciál v přírodním prostředí byl připisován oxidačně-redukční reakci kyslíku

$$O_2 + 4H^+ + 4e^- = H_2O$$

která však má standardní potenciál 1.23 V. V přírodním prostředí se však setkáváme s výrazně nižšími potenciály (od 700 mV níže). Proto byla hledána další reakce, která by lépe odpovídala naměřeným hodnotám. Taková reakce byla skutečně nalezena v podobě mezikroku v celkové reakci kyslíku na vodu přes peroxid vodíku

$$O_2 + 2H^+ + 2e^- = H_2O_2$$

s potenciálem 680 mV. Tato interpretace má však jeden základní nedostatek - peroxid vodíku je ve vodném prostředí jen zřídka identifikován a pokud se to podaří, pak jen ve velmi nízkých koncentracích. To však bylo připisováno jeho velké nestabilitě.

Jak už bylo zmíněno výše, oxidačně-redukční potenciál je obecně určován rovnováhou všech oxidačně-redukčních procesů, které v daném prostředí probíhají. Je třeba zdůraznit, že se nejedná o termodynamickou rovnováhu, ale o rovnováhu v uvolněných a spotřebovaných elektronech. Ve vodném prostředí připadají v úvahu kromě už uvedené reakce kyslíku i redukce H+ na H2 a dále reakce oxidačně-redukčních párů Fe^{2+}/Fe^{3+}, Mn^{2+}/MnO_2, $Cr^{2+}/Cr^{3+}/CrO_4^{2-}$ a některých dalších. Proto byla navržena a provedena řada dynamických měření závislostí potenciál-proud pro jednotlivé systémy a jejich kombinace, která poskytla následující výsledky:

(1) oxidačně redukční potenciál ve vodném prostředí je určován tzv. smíšeným potenciálem dvou reakcí - redukce kyslíku na vodu a redukce protonů na molekulární vodík. Tato dynamická rovnováha závisí na koncentraci rozpuštěného kyslíku a na pH prostředí.

(2) Pokud se ve vodě nacházejí i další oxidačně-redukční páry, pak je oxidačně-redukční potenciál určován jejich dynamickou rovnováhou s předešlými reakcemi.

Naměřené hodnoty jsou, na rozdíl od dřívějších interpretací, ve velmi dobrém souhlasu s výpočty a modelováním systémů. Při znalosti chování jednotlivých oxidačně-redukčních párů systému můžeme na tomto základě navíc naměřené hodnoty nejen interpretovat, ale i předvídat. Tím se opět otvírá cesta oxidačně-redukčního potenciálu zpět do geochemických studií.

Literatura:

Baas-Becking, L- G. M., Kaplan, J. R., Moore, D. (1960): Limits of the natural environments in terms of pH and oxidation - reduction potentials.- Journ. Geol. 68, 243-248.

Garrels, R. M., Christ, L. C. (1965): Minerals, solutions and equilibria - Horper and Row. New York

Sato, M. (1960): Oxidation of sulfide ore bodies.- I. Geochemical environments in terms of Eh and pH.- Econ. Geol., 55, 928-961.

Garrels, R. M. (1954):Mineral species as function of pH and oxidation - reduction potentials, with special reference to the zone of oxidation and secondary enrichment of sulphide ore deposits.- Geochim. Cosmochim Acta, 5, 153-167.

Bockris, J. O., Dražič, D. M. (1972):Electrochemical Science.- Taylor and Francis London

Časopis **GEOLOGICKÉ VÝZKUMY NA MORAVĚ A VE SLEZSKU V ROCE 1994**
je určen především pro publikování příspěvků týkajících se geologického výzkumu na území Moravy a Slezska. Příspěvky zpracované podle níže uvedených pokynů zasílejte na adresu:

Katedra geologie a paleontologie PřF MU
Kotlářská 2
611 37 Brno

nejpozději do 15. 1. 1995, výjimečně do 30.1. 1995

Příspěvky nebudou honorovány, každý autor si bude moci vyzvednout autorský výtisk publikace na Katedře geologie a paleontologie PřF MU v Brně v druhé polovině roku 1995.

Pokyny k přípravě rukopisu:

příspěvky jsou přijímány v češtině, rozsah do 4 normostran A4, název příspěvku a klíčová slova budou v angličtině, v případě účelnosti lze dodat anglické resumé

příspěvky zasílejte na disketách (3,5 ´ nebo 5,4 ´, DD, HD)

texty zpracujete přednostně v těchto editorech: MS Word for Windows, Write for Windows, T-602, Word Perfect, AmiPro v těchto znakových sadách ECMA 94 (ANSI), MS-Windows 3.1 (ANSI), Latin 2 (kódová stránka 852), Kamenický (kódová stránka 895), na disketě označtě typ editoru i znakovou sadu.

text neformátujte, odstavce neodsazujte, odstavce ukončit entrem

na disketách lze předložit i obrázky (nejlépe ve tvaru TIF, PCX a BMP) a grafy (editory Excel, Lotus 123, Quatro ap.)

spolu s disketou zašlete i jeden výtisk práce na listech formátu A4

pérovky (max. formát A4) musí být čitelné a kontrastní, fotografie lze otisknout pouze na úkor jejich kvality

za odborný obsah ručí autor

ve vyjímečných případech lze přijmout i rukopisné zprávy

Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993

Sestavil: RNDr. Jiří OTAVA, CSc.
Recenzoval: Doc. RNDr. Antonín PŘICHYSTAL, CSc.
Technická redakce: RNDr. Josef HORÁK, Filip OTAVA, RNDr. Pavel HANŽL, RNDr. Jiří OTAVA,CSc.
Návrh obálky: Věra OBROVÁ
Zpracování pro tisk: Page Maker 4

Tisk: AP
Náklad: 300 výtisků
Vydání: první, 1994
Vydala: Masarykova univerzita pro Sekci geologických věd přF MU a Český geologický ústav v Brně
Tematická skupina a podskupina 02/58

55-956A-94

ISBN 80-210-0963-2