

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Ústav geologie a paleontologie



Disertační práce

**ENVIRONMENTÁLNÍ ZMĚNY A BIOSTRATIGRAFIE INTERVALU
EMS-EIFEL (SPODNÍ-STŘEDNÍ DEVON) V PRAŽSKÉ PÁNVI,
BAZÁLNÍ CHOTEČSKÝ EVENT**

Stanislava Berkyová

Praha 2010

Školitel: Doc. RNDr. Jiří Frýda, Dr., ČGS a ČZU, Praha

Konzultant: Doc. RNDr. Jaroslav Marek, CSc., ÚGP PřFUK Praha

Čestné prohlášení

Tímto prohlašuji, že jsem tuto disertační práci vypracovala samostatně pod odborným vedením školitele a použila jsem pouze prameny, které cituji a uvádím v seznamu použité literatury. Práce, ani její podstatná část, nebyla předložena k získání jiného, nebo stejného akademického titulu.

.....
Mgr. Stanislava Berkyová
V Praze 28.10.2010

Obsah

1	ÚVOD	8
2	DŮVODY STUDIA PROBLEMATIKY, CÍLE PRÁCE A JEJÍ STRUKTURA	10
2.1	Důvody studia problematiky a řešené otázky.....	10
2.2	Cíle práce	10
2.3	Struktura práce	11
3	SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ STUDOVANÉ PROBLEMATIKY	12
3.1	Bazální chotečský event.....	12
3.2	Faunistické změny v úrovni bazálního chotečského eventu dokumentované v pražské pánvi	13
3.3	Současný stav poznání: faunistické změny v úrovni bazálního chotečského eventu dokumentované ve světě.....	14
3.4	Historický vývoj pojmenování stratigrafických jednotek dalejsko-třebotovského souvrství (třebotovských a suchomastkých vápenců) a chotečského souvrství (chotečských a akantopygových vápenců) a jejich pojetí	15
3.5	Litologie a faciální rozšíření třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů	16
3.6	Sedimentologické a petrografické výzkumy třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů	18
3.7	Mechanismy sedimentace a interpretace sedimentárního prostředí třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů	20
3.8	Paleontologické výzkumy třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů	21
3.9	Na konodontech založená biostratigrafie intervalu ems-eifel	22
4	STRUČNÝ ÚVOD KE GEOCHEMII STABILNÍCH IZOTOPŮ UHLÍKU A KYSLÍKU	24
5	IZOTOPOVÁ TERMOMETRIE	26
6	ÚVODNÍ POZNÁMKY KE GEOCHEMICKÉ ANALÝZE ORGANICKÉ HMOTY	28
7	METODIKA PRÁCE	29
7.1	Terénní práce.....	29
7.2	Příprava vzorků pro mikropaleontologickou analýzu (studium konodontů) a poznámky k taxonomickému přístupu	29
7.2.1	<i>Laboratorní příprava vzorků</i>	29
7.2.2	<i>Poznámky k taxonomii konodontů</i>	30
7.3	Geochemické analýzy: $\delta^{13}\text{C}$ karbonátu, $\delta^{18}\text{O}$ apatitu	31
7.3.1	<i>Analýza izotopického složení uhlíku karbonátů</i>	31
7.3.2	<i>Analýza izotopického složení kyslíku apatitu konodontových elementů</i>	31
7.4	Mikrofaciální analýza třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů.....	32
8	VÝSLEDKY	34
8.1	Taxonomie konodontů a biostratigrafie intervalu ems-eifel pražské pánve založená na konodontech	34
8.1.1	<i>Poznámky k systematické části</i>	34
8.1.2	<i>Biostratigrafie intervalu ems-eifel pražské pánve založená na konodontech</i>	35
8.2	Sedimentologické analýzy.....	36
8.2.1	<i>Mikrofaciální analýza</i>	36
8.2.2	<i>Základní petrografické charakteristiky chotečského souvrství</i>	37
8.3	Geochemické analýzy	39
8.3.1	<i>$\delta^{13}\text{C}$ karbonátů</i>	39
8.3.2	<i>$\delta^{18}\text{O}$ apatitu elementů konodontů a akrotetidních brachiopodů</i>	40
8.3.3	<i>Analýza organické hmoty</i>	42
9	DISKUZE	43

9.1	Faunistické změny v úrovni bazálního chotečského eventu.....	43
9.2	Mechanismy sedimentace třebotovských a chotečských vápenců	44
9.3	Poznámky k petrografii chotečského souvrství	46
9.4	Diskuze k výskytům mikritizovaných kalcisfér, peloidů, <i>Girvanelly</i> a prasinofytních řas	48
9.5	$\delta^{13}\text{C}$ karbonátů intervalu ems-eifel.....	51
9.6	$\delta^{18}\text{O}$ apatitů elementů konodontů intervalu ems-eifel	52
9.7	$\delta^{18}\text{O}$ apatitů akrotretidních brachiopodů intervalu ems-eifel	54
9.8	Geochemická analýza organické hmoty	56
10	SHRNUTÍ A ZÁVĚRY	58
11	POUŽITÁ LITERATURA	62

Seznam příloh

- Příloha I.** Berkyová, S. 2009. Lower-Middle Devonian (upper Emsian-Eifelian, *serotinus-kockelianus* zones) conodont faunas from the Prague Basin, the Czech Republic. *Bulletin of Geosciences* 84 (4), 667-686.
- Příloha II.** Elrick, M., Berkyová S., Klapper, G., Sharp, Z., Joachimski, M., Frýda, J. 2009. Stratigraphic and oxygen isotope evidence for My-scale glaciation driving eustasy in the Early-Middle Devonian greenhouse world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276, 170-181.
- Příloha III.** Berkyová, S. & Munnecke, A. (přijato). “Calcspheres” as source of lime mud and peloids – evidence from the Devonian of the Prague Basin, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*.
- Příloha IV.** Berkyová, S., Frýda, J., Suttner T.J. & Koptíková, L. (předloženo). Environmental changes close to the Lower-Middle Devonian boundary, the Basal Choteč event in the Prague Basin (Czech Republic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Příloha V.** Berkyová, S., Frýda, J., Lukeš, P. 2007. Unsuccessful predation on Middle Paleozoic plankton: Shell injury and anomalies in Devonian dacryoconarid tentaculites. *Acta Palaeontologica Polonica* 52 (2), 401-406.

Poděkování

Je mi velice milou povinností poděkovat zde všem, kteří mi byli nápomocni při realizaci této disertační práce. Zásadní úlohu po celou dobu mého studia hráli moji rodiče, můj přítel a budoucí muž RADEK VODRÁŽKA a též jeho rodiče. Těmto všem za neustálou psychickou, morální a též materiální podporu patří upřímný dík. Svému otci, Ing. STANISLAVU BERKYMU, velice děkuji za skvělé překlady velkého množství čínských a ruských publikací. Velký dík patří mému školiteli a učiteli, Doc. JIŘÍMU FRÝDOVI, kterému jsem vděčná za nespočet rad, inspirativních diskusí a značné pomoci v terénu, rovněž však za trpělivost a velkou shovívavost. Svému školiteli jsem vděčná též za materiální podporu a umožnění tak účastnit se světových symposií a studijních cest, které sehrály klíčovou úlohu při mé práci. Školitelem mi byly zajištěny skvělé podmínky k práci, což je však v rozporu s délkou mého studia - o to více si cením jeho trpělivosti.

Dále bych chtěla poděkovat těmto kolegům a přátelům za velice cenné rady, četné diskuse a inspiraci během mého studia (a mnohdy též za tuny hornin odnošené z Barrandienu do barrandovské laboratoře): Prof. GILBERT KLAPPER (University of Iowa, USA), Prof. MIKE MURPHY (University of California, USA), Prof. MAYA ELRICK (University of New Mexico, USA), Dr. PAWEL FILIPIAK (University of Silesia, Poland), Mgr. RADEK VODRÁŽKA (ČGS, Praha), Doc. JINDŘICH HLADIL, Dr. LADISLAV SLAVÍK a Mgr. LEONA KOPTÍKOVÁ (všichni z GÚ AV ČR), Dr. THOMAS J. SUTTNER (University of Graz, Austria), Dr. MICHAEL JOACHIMSKI a Dr. AXEL MUNNECKE (University of Erlangen-Nürnberg, Germany), Prof. KLAUS BANDEL (University of Hamburg, Germany), Dr. RUDOLF PROKOP, Mgr. MARTIN VALENT (oba Národní muzeum, Praha). Dr. VOJTĚCHU TURKOVI, Mgr. MARTINU VALENTOVI a Mgr. JANU SKLENÁŘI (všichni z Národního muzea v Praze) tímto děkuji za umožnění přístupu a asistenci při fotodokumentaci na mikroskopu Olympus SZX-12 v paleontologickém oddělení Národního muzea v Praze. Poděkování patří též Mgr. PETŘE TONAROVÉ za skvělé překlady některých francouzských textů. Velký dík patří též Mgr. JAKUBOVI TRUBAČOVI (Česká geologická služba), který mi byl nápomocen při řešení několika problémů s grafickou úpravou textu. Rovněž děkuji Dr. MARTINU MAZUCHOVI (PřF UK, Praha) za asistenci při SEM dokumentaci na katedře geologie a paleontologie PřF UK. Dr. ZDĚNKU TÁBORSKÉMU a Dr. TAMARĚ SIDORINOVÉ děkuji za zapůjčení polarizačního mikroskopu.

Velmi významnou podporu a nezbytné zázemí pro sepsání této práce mi poskytla Česká geologická služba, jejímuž vedení patří můj dík. Tato práce vznikla za finanční

podpory následujících grantů: projekt KJB 307020602 Grantové agentury Akademie věd ČR (vedoucí projektu Mgr. Stanislava Berkyová), projekty České geologické služby 332500 a 323000 (vedoucí projektů Doc. Jiří Frýda a Dr. Eva Břízová), projekt česko-americké kooperace Kontakt ME088011 (vedoucí projektu Doc. Jiří Frýda).

1 ÚVOD

Devonský útvar představuje zcela mimořádné období ve vývoji planety Země. Všeobecně bývá považován za období teplé, bez přítomnosti významnějších kontinentálních ledovců a polárních čepiček (spodní a střední devon), charakteristické rozsáhlými mělkými epikontinentálními moři (jejichž moderní analogie neznáme) a intenzivními orogenetickými procesy. Toto vše představuje předpoklady pro zásadní změny v mořském i terestrickém ekosystému. Prosperující stromatoporoidové a korálové útesy představují nejrozsáhlejší rifové komplexy v historii fanerozoika (Copper & Scotese 2003). Objevují se první amonoidní hlavonožci, vápnitý zooplankton – dakryokonaridní tentakuliti (obě skupiny jsou vedle konodontů klíčové pro biostratigrafii devonu) a tetrapodi, probíhá adaptivní radiace ryb. Právě radiace ryb, zejména zástupců třídy Chondrichthyes a Placodermi, bývá společně s diversifikujícími fylokaridními korýši spojována s intenzivněnou durofágní predací, v souvislosti s níž se mluví o tzv. paleozoické mořské revoluci (Signor & Brett 1984). K zásadním změnám v planktonních společenstvech, kromě již zmíněného objevení se planktonních tentakulitů, patří rovněž vymírání graptoloidů a objevení se planktotrofního způsobu výživy larev gastropodů, tzv. paleozoická revoluce planktonu (Nützel & Frýda 2003). Klíčové změny související s evolucí cévnatých rostlin se odehrávají na souši, dochází k intenzivnímu chemickému zvětrávání, pedogenezi a k změnám v hydrologickém cyklu (Algeo & Scheckler 1998). Úzké provázání obou ekosystémů, mořského i terestrického, se kromě již zmíněných „revolucí“ projevuje zejména řadou dokumentovaných eutrofizačních eventů (v důsledku zmíněného intenzivního zvětrávání a nadměrného přínosu živin), které mimo jiné vedly k ukládání anoxických či dysoxických sedimentů. S tím související pohřbívání značného množství organické hmoty pravděpodobně vedlo k výraznému snížení parciálního tlaku CO₂ v atmosféře a následně k ochlazení a zalednění, které je dokumentováno ve svrchním devonu (Caputo 1985).

Devonský útvar je tedy obdobím velice dynamickým, zásadní změny odehrávající se na souši ovlivňují rovněž mořský ekosystém a globální klima, není proto s podivem, že v devonu bylo rozpoznáno a popsáno několik geologických eventů a biologických krizí, přičemž dvě z nich, vymírání při hranici frasn/famen (Kellwasserský event) a devon/karbon (Hangenbergský event) patří mezi nejmasovější vymírání v historii fanerozoika. Tyto eventy a mnohé další, které byly rozpoznány mnohdy i v globálním měřítku (např. bazální pražský, dalejský, bazální chotečský a kačácký event) byly a jsou předmětem intenzivních multidisciplinárních studií. Pozornost se soustředí zejména na vzájemnou provázanost a

kauzalitu změn abiotických a biotických parametrů prostředí (rovněž terestrických a extraterestrických). Přesný mechanismus změn zůstává povětšinou neodhalen. Mnohé nezodpovězené otázky představují „geologické záhady“, např. původ oscilací hladiny světového oceánu třetího řádu (~1-5 milionů let), které jsou pro devon typické. Přijmeme-li dosud uznávanou hypotézu o nepřítomnosti větších ledovcových pokryvů v období spodního a středního devonu, pak oscilace tohoto řádu nelze jednoduše vysvětlit. Objevují se však i hypotézy nové a dosavadní představa devonu, jakožto teplého období bez ledovcových pokryvů, již není tak jednoznačná. Naopak se zdá, že pozdní spodní a raný střední devon byl charakteristický podstatně chladnějšími klimatickými podmínkami, než bylo dosud předpokládáno (Elrick et al. 2009, Joachimski et al. 2009).

2 DŮVODY STUDIA PROBLEMATIKY, CÍLE PRÁCE A JEJÍ STRUKTURA

2.1 DŮVODY STUDIA PROBLEMATIKY A ŘEŠENÉ OTÁZKY

Jak je zmíněno v předchozí kapitole, v devonu bylo rozpoznáno několik geologických „eventů“ a biologických krizí, přičemž řada z nich byla dokumentována globálně. Např. vymírání během již zmíněného Kellwasserského a Hangenbergského eventu patří mezi nejmasovější v historii fanerozoika a logicky tak tyto události přitahují pozornost badatelů. Ve srovnání s tím jsou naše znalosti o některých jiných devonských událostech, byť globálního rozsahu, malé. Jedním z relativně málo prozkoumaných eventů je i tzv. bazální chotečský event (střední devon, eifel), který byl poprvé popsán z pražské pánve – ta je tedy jeho typovou oblastí (Chlupáč & Kukul 1986). Předkládaná práce si proto klade cíl tento event charakterizovat, popsat mechanismy environmentálních změn, a rovněž také pátrat po příčinách těchto změn. Během několika let, kdy jsem na tomto tématu pracovala, vyvstalo mnoho nových otázek, na které se hledaly odpovědi, ale zároveň od řešení jiných otázek muselo být upuštěno. Původním záměrem bylo, kromě charakterizace environmentálních změn, rovněž posouzení vlivu těchto změn na faunistická společenstva. V průběhu času se tento problém ukázal být jako neřešitelný pro jednotlivce. Studovaný interval byl sice předmětem intenzivních paleontologických studií téměř 150 let, velké množství materiálu však pochází z tzv. bílých vrstev, tedy určitých izolovaných poloh o omezeném počtu a stratigrafickém rozsahu. U ostatních publikovaných dat mnohdy chybí přesné biostratigrafické údaje či údaje o metráži. Během práce se rovněž ukázala nutnost zpřesnění existujících biostatigrafických škál, či sestavení škál nových u profilů, které pro biostratigrafické účely nikdy vzorkovány nebyly - novým úkolem této disertace se tedy stala též taxonomie konodontů.

2.2 CÍLE PRÁCE

Cíle této práce se dají sumarizovat následovně: pomocí metod geochemických (analýza stabilních izotopů), sedimentologických (mikrofaciální analýza) a paleontologických (taxonomické studie) popsat mechanismus a rovněž příčiny změn související s bazálním chotečským eventem v pražské pánvi, typové oblasti této události. Otázka korelací je zde zcela zásadní, mezi základní cíle tedy patří **sestavení křivek $\delta^{13}\text{C}_{\text{karbonátů}}$ na několika profilech pražské pánve**, přičemž analýza stabilních izotopů též poskytne **informace o geochemických cyklech oceánu**. Dále je cílem práce **zpřesnit existující a sestavit nové**

biostratigrafické škály na několika profilech pražské pánve. Pro posuzování environmentálních změn je nezbytně nutné charakterizovat sedimentární prostředí – dalším cílem je proto **mikrofaciální analýza a rekonstrukce sedimentárního prostředí.** Výsledkem tohoto multidisciplinárního přístupu by mělo být vytvoření **modelu bazálního chotečského eventu.**

2.3 STRUKTURA PRÁCE

Výsledky této disertační práce jsou zde prezentovány jako autorské a spoluautorské publikace (Příloha I, II a V), manuskript odeslaný k posouzení (Příloha IV) a práce přijata do tisku (Příloha III). Ústředním tématem manuskriptu odeslaného k posouzení (předloženo) jsou environmentální změny související s bazálním chotečským eventem, proto byl manuskript zahrnut do této kompilační práce. Klíčové pro tuto disertaci jsou publikace označené jako Příloha I-IV, tyto se přímo týkají environmentálních změn spojených s bazálním chotečským eventem a biostratografií studovaného intervalu. Příloha V (Berkyová et al. 2007) pojednává o dokladované predaci na dakryokonaridních tentakulitech stáří ems - eifel (spodní-střední devon). Tato práce nepojednává o chotečském eventu, přesto byla do tohoto kompilátu zahrnuta, neboť práce je mimo jiné založena na studiu dakryokonaridních tentakulitů studovaného intervalu (třebotovské vápence). Zmiňované přílohy jsou opatřeny úvodní částí disertační práce, kde je popsán současný stav studované problematiky (kapitola 4). Kapitoly 5 a 6 představují stručný úvod do geochemie stabilních izotopů a organické geochemie. Tyto kapitoly slouží zejména jako vysvětlení, z jakého důvodu a jakým způsobem byly určité geochemické analýzy aplikovány. Kapitoly 7 až 10 představují vlastní odbornou část, kde je popsána metodika práce, její výsledky a diskuse. Závěrečnou část této disertace představují souhrnné poznámky a závěry.

3 SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ STUDOVANÉ PROBLEMATIKY

3.1 BAZÁLNÍ CHOTEČSKÝ EVENT

Bazální chotečský event byl poprvé pojmenován a popsán z pražské pánve Chlupáčem & Kukalem (1986, 1988), kteří popisují náhlou změnu v sedimentačním režimu pánve (hranice třebotovských a chotečských vápenců) jako „...náhlý nástup sedimentace tmavých biomikritických a biosparitových vápenců...“ (str. 125), autoři popisují též faunistické změny (viz kapitola 4.2.), zároveň však zdůrazňují pozvolnost těchto změn (viz též Chlupáč & Kukul 1986). Walisser (1985) tento event pojmenoval jako *jugleri* event, poukazujíc tak na goniatitový taxon *Pinacites jugleri*, který se v této úrovni objevuje a rychle rozšiřuje. Stratigraficky tato událost odpovídá bázi stupně eifelu (střední devon), konkrétně bázi konodontové zóny *costatus* (nejvyšší *partitus*-bazální *costatus*), bázi tentakulitové zóny *Nowakia (Dmitriella) sulcata sulcata* a bázi goniatitové zóny *Pinacites jugleri* (stratigrafie tohoto intervalu společně s odpovídajícími referencemi je detailně popsána v Berkyová et al., předloženo, příloha IV).

Tento event je v literatuře často charakterizován jako událost menšího významu, ale globálního rošíření. Např. Chlupáč & Kukul (1988) uvádí, že jde o „poněkud významný event - *rather important event*“. Ebbighausen et al. (2004) uvádí, že tento event je všeobecně považovaný za „méně významný globální event – *minor global event*“, podobně jako Schröder & Soto (2007) a Becker & Braun (2008). Podle Wallisera (1996) tento event charakterizují „*mírné faunistické změny - gentle faunal turnovers*“ (faunistické změny viz níže). Bazální chotečský event je všeobecně považovaný za důsledek eustatického zdvihu hladiny. Např. Chlupáč & Kukul (1988) uvádí: „*Změna barvy a nárůst množství organické hmoty ukazuje na graduální nastolení částečně anoxických podmínek způsobených prohlubováním pánve*“ (str. 127), podobně Chlupáč & Kukul (1986) uvádí, že „*event je v hlubokovodnějších faciích čistě anoxický, pravděpodobně nejlépe vysvětlitelný rychlým zdvihem úrovně hladiny moře*“ (str. 174). Spíše jako hypoxický tento event označuje např. Kaufmann (1998, Maroko), House (2002) požívá oba termíny – event označuje za dysoxický až anoxický. Klug (2002, Maroko) zmiňuje nedostatek volného kyslíku, upozorňuje však na přítomnost lingulátních brachiopodů v životní pozici, poukazujíc tak na oxické podmínky u dna. Tato událost je v globálním měřítku charakterizovatelná zejména náhlou faciální změnou – dobře to ilustruje tab.1 přílohy IV, kde jsou uvedeny publikované faciální změny v odpovídající stratigrafické úrovni. Fakt, že jde o událost globální, kromě této tabulky, ilustruje i obr. 1 v práci Berkyová et al. (příloha IV).

3.2 FAUNISTICKÉ ZMĚNY V ÚROVNI BAZÁLNÍHO CHOTEČSKÉHO EVENTU DOKUMENTOVANÉ V PRAŽSKÉ PÁVNI

Rozdílného faunistického obsahu chotečských vápenců si všimli již starší autoři. Např. Hanuš (1923) píše o fauně vyšších chotečských vápenců (Wähnerův oddíl G_{3γ}) následující: „...tato zvířena jest paleontologicky velmi zajímavá, poněvadž ukazuje na naprostou degeneraci zvířeny pásem předcházejících a vyhynutí u nás všech jejich impozantních forem“ (str. 107). Pro chotečské souvrství charakteristické faunistické asociace popisují např. Svoboda & Prantl (1953), Chlupáč (1955b, 1956, 1957a,b; 1959). Chlupáč (1956, 1957b, 1959) zdůrazňuje svrchnoeifelský charakter faun této jednotky. Významné změny trilobitových faun v úrovni bazálního chotečského eventů popisuje Chlupáč (1977, 1983, 1994) a Chlupáč et al. (2000); jak ovšem zdůrazňuje Chlupáč (1977, 1983), změny lze pozorovat i ve svrchních vápencích třebotovských, kde popisuje některé nové formy a rovněž dokumentuje rostoucí diverzitu proetidních trilobitů. Změny trilobitových faun v této úrovni považuje Chlupáč (1994) za méně „dramatické a statisticky méně významné“. Na základě publikovaných dat (viz výše) lze uvést následující významné události ve vývoji trilobitových společenstvech kritického intervalu: ve svrchních třebotovských vápencích (zóna *partitus*) se poprvé objevují zástupci taxonů *Struveaspis maroccanica* ALBERTI, *Thysanopeltis speciosa* HAVLE & KORDA a skupiny kolem *Cyphaspidetes holynensis* RŮŽIČKA, byla dokumentována zvýšená diverzita proetidních trilobitů. V úrovni bazálního chotečského eventů (chotečské souvrství, zóna *costatus*) vymírají zástupci rodu *Paralejurus* HAVLE & KORDA, poprvé se objevují zástupci taxonů např. *Leonaspis (Kettneraspis) pigra* BARRANDE, *Aulacopleura bohemica* PŘIBYL, *Proetopeltis neglecta* BARRANDE, *Struveaspis fugitiva* BARRANDE atd.

Nápadnější změny v úrovni bazálního chotečského eventů spatřují Chlupáč & Turek (1983) a Chlupáč (1994) ve složení goniatitových faun, zejména v rámci Pinacitidae SCHINDENWOLF (objevení se zástupců rodů *Foordites* WEDEKIND, *Pinacites* MOJSISOVICS, *Holzapfeloceras* MILLER, *Wedekindella* SCHINDENWOLF), Anarcestidae STEINMANN (charakterističtí jsou zástupci rodu *Werneroceras* WEDEKIND) a Agoniatitidae HOLZAPFEL (objevení se zástupců taxonu *Agoniatites (Fidelites)* CHLUPÁČ & TUREK).

Prokop (1987) zmiňuje výrazné změny krinoidových faun v chotečském souvrství. Taxony hojně v třebotovských vápencích (i nejvyšších polohách) mizí s nástupem sedimentace chotečského souvrství (jde o zástupce rodů *Aureocrinus* PROKOP, *Eohalysiocrinus* PROKOP, *Ramacrinus* PROKOP, *Edriocrinus* HALL, *Tiaracrinus* SCHULZE atd.).

Změny gastropodových společenstevch v úrovni bazálního chotečského eventu popisují Frýda et al. (2008), kteří zmiňují zánik společenstva *Palaeozygopleura-Boucotonus*, které lze sledovat v pražské pánvi od báze stupně lochkovu do úrovně bazálního chotečského eventu. Změny diverzity rutoceratoidních nautiloidů zmiňují Manda & Turek (2009).

3.3 SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ: FAUNISTICKÉ ZMĚNY V ÚROVNI BAZÁLNÍHO CHOTEČSKÉHO EVENTU DOKUMENTOVANÉ VE SVĚTĚ

Významné faunistické změny trilobitových faun v úrovni zóny *costatus* (úroveň odpovídající bazálnímu chotečskému eventu a nástupu sedimentace chotečského souvrství v pražské pánvi) popisují např. Morzadec (1992), Chlupáč et al. (2000), Schraut & Feist (2004) – uveďme vymření zástupců rodu *Paralejurus* a drastický pokles diverzity asteropygidních trilobitů (dokumentovaný však již na bázi stupně eifelu).

Změny goniatických faun diskutují např. House (1989, 1996), Becker & House (1994) (informace o změnách viz výše).

Pokles diverzity rugózních korálů Nevady této stratigrafické úrovně popisuje Pedder (2010). Rovněž Oliver (1990) popisuje změny korálových faun v zóně *costatus*, ovšem připouští nepříznivý vliv lokálních environmentálních podmínek. Avlar & May (1997) v této úrovni naopak nedokumentují žádné významné změny ve složení korálových a stromatoporových faun Rýnského břidličného pohoří.

Důležité faunistické změny zaznamenal Struve (1982, 1990), který v oblasti pohoří Eifel (Německo) dokumentoval vymizení význačného brachiopodového společenstva, tzv. OCA fauny (společenstvo s *Uncinulus orbignyianus* VERNEUIL, *Paraspirifer cultrijugatus* ROEMER a *Alatiformia alatiformis* DREVERMANN) právě v úrovni zóny *costatus* (Struve tuto událost nazývá jako „Kirgberg event“). Vymizení tohoto společenstva bylo dokumentováno též v Polsku (Struve 1982), Španělsku (Garcia-Alcalde 1995) a v Německu v oblasti Rýnského břidličného pohoří (Avlar & May 1996).

Pík v diverzitě ostrakodů této stratigrafické úrovně v oblasti západní Kanady dokumentují Becker & Braun (2008). Změny ostrakodových faun menšího významu dokumentované v Maroku zmiňuje též Dojen et al. (2010). Brett et al. (2009), zmiňují litologické změny v Apalačském pohoří ve stejné stratigrafické úrovni (černé Nedrow vápence souvrství Odondaga), poznamenávají však, že nebyly zaznamenány žádné faunistické změny – podobné faunistické asociace dokumentovali jak nad, tak i pod touto jednotkou.

3.4 HISTORICKÝ VÝVOJ POJMENOVÁNÍ STRATIGRAFICKÝCH JEDNOTEK DALEJSKO-TŘEBOTOVSKÉHO SOUVRSTVÍ (TŘEBOTOVSKÝCH A SUCHOMASTKÝCH VÁPENCŮ) A CHOTEČSKÉHO SOUVRSTVÍ (CHOTEČSKÝCH A AKANTOPYGOVÝCH VÁPENCŮ) A JEJICH POJETÍ

Barrande (1852) rozdělil devonské horninové sledy Barrandienu na „etáže“, které označil písmeny F-H. Třebotovské a chotečské vápence a jejich ekvivalenty odpovídají jeho označení Gg3 (Barrande 1865). Krejčí (1877) navrhuje pro interval Gg3 označení „hlubočepské vápence“. Wähner (1916) rozdělil hlubočepské vápence na základě litologického vývoje na tři oddíly: g3 α , g3 β a g3 γ , avšak až na výjimky¹ se naprostá většina autorů s tímto rozdělením vzhledem k rozdílnostem ve faciálním vývoji neztotožňovala (např. Kodym 1918, 1921; Svoboda & Prantl 1947, Chlupáč 1957b). Kettner & Kodym (1919) zavádějí pro hlubočepské vápence označení G γ . Svoboda & Prantl (1947) vyčleňují spodní část hlubočepských vápenců jako samostatnou stratigrafickou jednotku a označují ji jako třebotovské vápence, později Svoboda & Prantl (1948a) vyčleňují jednotku chotečských vápenců. Jako hlavního rozlišovacího znaku těchto jednotek se přitom v praxi využívalo zbarvení hornin (třebotovské=červené, chotečské=šedé). Jak však poznamenal Chlupáč (1957b), barevné změny nenastávají v různých oblastech ve stejné stratigrafické výši, a proto provedl revizi obou jednotek a hranici položil do stratigraficky vyšší úrovně, kde rovněž popisuje litologické a faunistické změny. Prvním polohám chotečských vápenců odpovídá podle Chlupáče (1957b) nástup sedimentace „zrnitých, organodetritickým vápenců“.

Vápencové sledy, které v koněpruské oblasti nasedají přímo na koněpruské vápence, jsou ve starší literatuře vykládány různě. Původně tento sled Kodym (1919) označil za ekvivalent vápenců sliveneckých (staršími autory označované jako vápence měňanské) a tak jsou také v literatuře uváděny (např. Kodym 1921, Svoboda & Prantl 1949b, Chlupáč 1955a,b).

Až Chlupáč (1956, 1957a,b) a Chlupáč & Vaněk (1957) rozpoznali v těchto sledech díky detailnímu studiu fosilního obsahu stratigrafický ekvivalent vápenců chýnických (bazální část sledu) a třebotovských. Chlupáč (1957a) označuje tento vápencový sled v nadloží koněpruských vápenců jako „suchomastské mramory“, později (Chlupáč 1968) zavádí označení suchomastské vápence. Vápencové sledy v nadloží suchomastkých vápenců rovněž nebyly vykládány jednoznačně. Svoboda & Prantl (1949b) je vyčleňují jako samostatnou

¹ K rozdělení pásma G₃ na tři oddíly alespoň v pražském okolí se přiklání Woldřich (1919), Eckert (1925), Petránek (1951a).

stratigrafickou jednotku a označují je jako akantopygové vápence („vápence s *Acanthopyge haueri*“), považují je však za ekvivalent vápenců dvorecko-prokopských (dříve prokopských *sensu* Kettner & Kodým 1919), později je korelují s vápencovými sledy z oblasti Tobolky a Kody, tzv. tobolskými vápenci (Svoboda & Prantl 1950b). Chlupáč (1955b) upozornil na stratigrafickou příslušnost akantopygových vápenců ke střednímu devonu, rovněž je však koreluje v vápenci tobolskými (dle tehdejšího chápání hranice spodního a středního devonu). Při zkoumání fosilního obsahu chotečských vápenců v oblasti Hostíma došel Chlupáč (1957b) k názoru, že vápence akantopygové jsou stratigrafickým ekvivalentem vápenců chotečských. Později Chlupáč (1981) sdružil členy třebotovských a suchomastských vápenců společně s dalejskými břidlicemi do dalejsko-třebotovského souvrství, chotečské a akantopygové vápence pak do chotečského souvrství.

3.5 LITOLOGIE A FACIÁLNÍ ROZŠÍŘENÍ TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ A JEJICH EKVIVALENTŮ

Poznámka: poměrně vyčerpávající shrnující poznatky o sedimentologii, stratigrafii a faciálním rozšíření třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů lze nalézt např. v publikacích Chlupáč et al. (1979) a Chlupáč et al. (1992, 1998). V této části se tedy soustředím nejprve na prvotní výzkumy a zmiňuji nejvýznamnější poznatky, které byly během téměř stopadesátileté historie studia těchto intervalů učiněny.

Jak z výše uvedeného textu vyplývá, třebotovské a chotečské vápence jsou předmětem zkoumání badatelů již od 19. století (první bádání se soustředila zejména na okolí Prahy). Litologické popisy těchto jednotek jednotlivých autorů se v hrubých rysech v podstatě shodují. Např. Barrande (1865) popisoval bázi třebotovských vápenců jako pestře zbarvené vrstvy („*couches biggarées*“) s vápnitými nodulemi, které směrem do nadloží získávají charakter pravých vápnitých vrstev již bez břidlic. Krejčí (1877) popisuje sled třebotovských a chotečských vápenců jako „*šedý, celistvý, peckovitý vápenec s peckami rohového křemene ke spodu blíže styku s břidlicemi tentakulitovými má obyčejně barvu rudo-hnědou, ke svrchu přechází ve vápenec křemitou hmotou proniknutý a proto tvrdší*“ (str. 445). Wähner (1916) popisuje bazální třebotovské vápence (Barrandovy *couches bigarrées*) jako tence vrstevnaté hlíznaté vápence (jeho oddíl g3 α), svrchní část třebotovských vápenců (oddíl g3 β) popisuje jako šedivé hlíznaté vápence na bázi tenčeji vrstevnaté než ve svrchní části a jeho poslední oddíl g3 γ (chotečské vápence) popisuje jako tence vrstevnaté vápence s radiolariovými rohovci. Woldřich (1919) zmiňuje podobnost s dvorecko-prokopskými a zlíčovskými vápenci (tehdy pásmem Gg1 *sensu* Barrande), což zmiňuje už i Barrande (1865) a popisuje

celý sled třebotovských i chotečských vápenců následovně: „...na bázi lze sledovat šedě-červenavé hlíznaté vápencové lavice, potom následuje masivní lavice vápenců a nakonec tmavé, plátovité vápence s rohovci a břidličnými vložkami“ (str. 90).

Souhrnně lze na základě publikovaných dat charakterizovat celý sled třebotovských a chotečských vápenců následovně: třebotovské vápence jsou charakteristické pozvolným přechodem z podložních dalejských břidlic, tj. postupným přibývání vápencových vložek (např. Barrande 1865, Wähner 1916, Woldřich 1919, Kodym 1921, 1924, 1936; Prantl 1940, Svoboda & Prantl 1947, Petránek 1951a, Chlupáč 1957b, 1959). Dále jsou charakteristické červenavou barvou a hlíznatou a uzlovitou texturou (např. Barrande 1865, Wähner 1916, Woldřich 1919, Kettner & Kodym 1919, Kodym 1921, Petránek 1944, Svoboda & Prantl 1947, Chlupáč 1957b, Svoboda et al. 1957). Nad těmito červenavými vápenci jsou vápence masivní, světle šedé barvy a hlíznaté textury (např. Woldřich 1919, Kodym 1921, Prantl 1940, Svoboda & Prantl 1947, 1948a). Nadložní vápence tmavší barvy s rohovci (chotečské vápence) popisují Barrande (1865), Krejčí (1877), Wähner (1916), Kodym (1918, 1936), Kettner & Kodym (1919), Woldřich (1919), Prantl (1940), Petránek (1946a,b), Svoboda & Prantl (1947), Chlupáč (1957b, 1959), Svoboda et al. (1957).

Suchomastské vápence popisují Svoboda & Prantl (1949b) jako „...hrubě zvrstvené, krystalické, často krinoidové, narůžovělé, nazelenalé, červené až sytě červené vápence obsahující čočky celistvých slinitých vápenců kalové barvy...“ (str. 23-24). Litologické popisy této jednotky nalezneme též v publikacích: Svoboda & Prantl (1949a, 1955b), Chlupáč (1955a,b; 1957a,b; 1959), Svoboda et al. (1957), Havlíček & Kukul (1991).

Akantopygové vápence popisují Svoboda & Prantl (1949b) jako „...světle šedé, krystalické vápence s *Acanthopyge haueri*...“ (str. 27), ve vyšších polohách pak s vložkami bílých či žlutavých „mydláků“, výše pak s petrograficky i faciálně významnou polohou „deskovitých, jemně krystalických nebo jen zrnitých vápenců spongiových, často s poněkud uzlovitým vrstevním povrchem“ (str. 27). V jejich nadloží pak popisují tzv. vápence s *Amplexus hercynicus bohemicus* jako dobře zvrstvené, hrubě krystalické, obvykle krinoidové vápence. Chlupáč (1955b) popisuje poměrně ostrou litologickou (brekciová poloha) a též faunistickou hranici mezi suchomastskými a akantopygovými vápenci.

Faciální vývoj třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů v různých částech pražské pánve detailně studovali zejména Kodym (1921), Prantl (1940), Svoboda & Prantl (1947, 1948a,b,c; 1949a,b; 1950a,b; 1951, 1953, 1955a,b), Petránek (1944), Chlupáč (1955b, 1956, 1957b, 1959) a Chlupáč et al. (1979).

Řada autorů popisuje rozdíly ve faciálním vývoji třebotovských a chotečských vápenců v různých částech pánve, často zmiňují rozdíly ve vývoji v severovýchodní, centrální i jihozápadní části pánve. Např. Kodym (1924), Prantl (1940), Svoboda & Prantl (1947), Petránek (1951a) a Chlupáč (1959) dokumentují v jz. části pánve převážně vápencový vývoj bazálních třebotovských vápenců, oproti sv. části pánve (okolí Hlubočep), kde jsou bazální třebotovské vápence charakteristické hojnějšími břidličnými vložkami. Rozdílný charakter sedimentace v oblasti Hostíma a Srbska v údolí řeky Berounky dokumentují též např. Barrande (1865), Kodym (1924), Petránek (1944), Svoboda & Prantl (1947, 1948b,c), když zmiňují nepřítomnost dalejských břidlic - podložní jednotky třebotovských vápenců. Tektonické vymáčknutí této jednotky v oblasti Hostíma a Srbska předpokládali Svoboda & Prantl (1948b,c; 1953). Naopak Kodym (1924)² a Chlupáč (1957b) předpokládali vývoj ve vápencové facii v tomto stratigrafickém intervalu. V podobném smyslu autoři zmiňují též vzácnost či nepřítomnost rohovců svrchní části chotečských vápenců v okolí Hostíma a Srbska (ubývání množství rohovců směrem k jz.) (např. Kodym 1921, Svoboda & Prantl 1947, 1948b,c; Chlupáč 1959). Polohy hrubozrnných, často krinoidových vápenců a též brekcí v chotečských vápencích popisují, zejména v oblasti Hostíma a Srbska, Bouček (1938), Svoboda & Prantl (1948b,c; 1951), Svoboda et al. (1957), Chlupáč (1959), Budil (1995). Svoboda & Prantl (1947) dokonce zmiňují krinoidové vápence „poloútesového rázu“ v okolí Karlštejna a Srbska.

Chlupáč (1957b) popisuje polohu diabasů v rámci třebotovských vápenců - původně byly tyto polohy popisovány mezi polohami dalejských břidlic a třebotovských vápenců (např. Kodym 1924, Prantl 1940).

Rozdílná povaha sedimentace v oblasti koněpruské (mělkovodní suchomastské a akantopygové vápence) je považována za důsledek přítomnosti koněpruského rifu (elevace na mořském dně) a též možné predispozice pre-paleozoickým reliéfem (např. Svoboda & Prantl 1949b, Chlupáč 1959).

3.6 SEDIMENTOLOGICKÉ A PETROGRAFICKÉ VÝZKUMY TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ A JEJICH EKVIVALENTŮ

První detailní petrografické studie provedli Petránek (1946b, 1951a,b), Svoboda et al. (1957) a Kukul (1963). Petránek (1946b, 1951a,b) si jako první při studiu petrografických

² Kodym (1924) však za ekvivalent dalejských břidlic považoval vápencové sledy náležející chotečským vápencům – srov. Chlupáč 1957b, str. 250.

výbrusů všiml zvláštní mikrostruktury chotečských vápenců, kterou označil jako „chuchvalcovitou strukturu“ (viz Petránek 1946b, tab.1, obr.1; tab.2, obr.2), podle francouzského „structure grumeleuse“. Popisuje částice kryptokrystalické struktury (chuchvalce) dosahující velikosti až 0,05 mm. Chuchvalcovitá struktura není podle Petránka (1946b) vyvinuta všude identicky. Popisuje typy, kde „*chuchvalce nejsou dosud zcela individualisovány, jsou jakoby rozplývavé, jindy zase lze pozorovati náběh ke klastické struktuře*“ (str. 262). V této práci autor popisuje možné vzniky chuchvalcovité struktury tak, jak byly popisované v literatuře (viz reference v Petránek 1946b). Uvádí přímé srážení CaCO_3 , srážení CaCO_3 za aktivní účasti bakterií a rovněž popisuje možný vznik chuchvalců redepozicí nezpevněného vápenného kalu. Jaké z těchto procesů se mohly podílet na vzniku „chuchvalcovité struktury“ chotečských vápenců není v práci explicitně uvedeno, autor však uvádí, že „*chuchvalcovitá struktura...je výrazem určitého chemického složení původního sedimentu*“ (str. 270-271). O „chuchvalcovité struktuře“ pojednává kapitola 9.3. v této disertační práci. Petránek (1946b, 1951a,b) se rovněž zabýval možným vznikem rohovců v chotečských vápencích. Autor se domnívá, že deskovité rohovce jsou raně diagenetického původu (jako důkaz uvádí např. nálezy lépe zachované fauny než v okolních vápencích). Zdrojem SiO_2 jsou podle Petránka (1951a) křemité schránky organismů (autor zmiňuje radiolárie a jehlice silicispongií). Svoboda et al. (1957) popisují několik struktur barrandienských karbonátových hornin, mimo jinými též chuchvalcovitou a kalovou strukturu, které jsou podle autorů typické pro chotečské vápence. Strukturu chuchvalcovitou považují Svoboda et al. (1957) za strukturu diagenetickou (např. tab. X, obr. 1 v Svoboda et al. 1957). Kalovou strukturu uvádí též Petránek (1951a) pro třebotovské a chotečské vápence. Na rozdílnou povahu chotečských vápenců upozorňuje též Kukal (1963). Autor se domnívá, že zatímco třebotovské vápence vznikaly „*mechanickým usazováním vápenné drti a kalu*“, vápence chotečské vznikaly „*převážně chemogenním nebo biochemickým srážením čistě vápenného kalu*“ (str. 127-128). Autor uvádí, že „*kalové vápence jsou většinou mechanického původu a jen devonské vápence chotečské a akantopygové vznikly za podobných podmínek jako bahamity*“ (str. 156). V této práci se autor mimo jiné zabývá též vznikem hlíznatých vápenců (pomocí diagenetické diferenciace karbonátového a jílovitého materiálu), původem červeného zbarvení sedimentů (zdroje Fe jsou terigenního původu) a vznikem rohovců (vrstevnaté rohovce jsou převážně biogenního původu).

Z dalších sedimentologických a petrologických studií zabývající se tímto intervalem zmiňme práce Kukul (1972), Suchý (1988, 1991), Havlíček & Kukul (1991), Dieken (1996), Plusquellec & Hladil (2001), Hladil (2005), Koptíková (přijato).

3.7 MECHANISMY SEDIMENTACE A INTERPRETACE SEDIMENTÁRNÍHO PROSTŘEDÍ TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ A JEJICH EKVIVALENTŮ

Charakteristický rys chotečských vápenců, tj. střídání „zrnitých“ vápenců s vápenci kalovými, dokumentují Svoboda & Prantl (1948c, 1950b, 1953, 1955a), Petránek (1951a), Chlupáč (1957b), Svoboda et al. (1957) a zejména pak Chlupáč (1959). Svoboda et al. (1957) pokládají „frakcionovanou sedimentaci“ některých poloh chotečských vápenců a nedokonalé vytrídění materiálu za důsledky „náhlého splachu a překotného transportu.“ Svoboda & Prantl (1949b) popisují možný vznik organodetritických vápenců (nejen suchomastských a akantopygových vápenců) „mechanickým splavením zbytků organismů...“ (str. 34) (viz též Prantl 1939b), popisují též dynamickou sedimentaci krinoidových vápenců střídající se s obdobím sedimentačního klidu, kdy docházelo k ukládání např. „mydláků“.

Chlupáč (1959) popisuje rychlé střídání obou litotypů chotečských vápenců - kalových i organodetritických vápenců, polohy brekcií, gradační zvrstvení a pokládá tyto jevy za důkaz značného sedimentačního neklidu. Podle výše zmíněného autora přínos hrubšího organodetritického materiálu probíhal v periodicky se opakujících intervalech, zdrojovou oblastí pak měla být mělkovodní jihozápadní část pánve. Třebotovské vápence oproti tomu vznikaly podle Chlupáče (1959) v klidném prostředí, bez vlivu činnosti mořských proudů. Suchomastské vápence reprezentují podle tohoto autora sedimenty vzniklé v „*relativně nejmělkším prostředí, v němž se výrazně uplatňoval vliv mořských proudů*“ (str. 41), podobně jako vápence akantopygové.

Petránek & Komárková (1953) provedli analýzu orientace schránek nautiloidních hlavonožců z hraničního intervalu třebotovských a chotečských vápenců („*světle šedo zelený až žlutavý vápenec*“, str. 6) a na základě výsledků interpretují sedimentární prostředí jako klidné („*snad rozsáhlejší záliv*“, str. 10), bez vlivu mořského proudění.

Jako extrémně mělkovodní sedimenty sebchové interpretuje chotečské vápence Suchý (1988), později je však interpretuje jako bouřkové sedimenty, tj. tempestity (Suchý 1991). Podobnost bazálních chotečských vápenců s distálními tempestity zmiňují též Plusquellec & Hladil (2001). V publikaci Havlíček & Kukul (1991) je mimo jiné prezentován detailní petrografický i faciální výzkum suchomastských a akantopygových vápenců. Autoři

interpretují suchomastké vápence jako sedimenty velice mělkého moře karbonátové platformy, které nesou znaky sedimentace jak ve vysokoenergetickém, tak i v nízkoenergetickém prostředí. Akantopygové vápence jsou zde interpretovány jako sedimenty extrémně mělkovodního prostředí, autoři popisují klasty připomínající „grapestony“ typické pro bahamskou platformu – mluví o tzv. bahamitech. V základní hmotě hornin popisují autoři rovněž strukturu „grumeleuse“ (viz Petránek 1946b) a přiklánějí se ke způsobu vzniku této struktury rekrystalizací karbonátové základní hmoty.

Hemipelagickou sedimentaci a sedimentaci z gravitačních proudů (kalciturbidity) předpokládají Plusquellec & Hladil (2001) pro svrchní část třebotovských vápenců (Holyně u Prahy). Podobně Koptíková (přijato) pokládá třebotovské vápence za distální sedimenty turbiditních proudů o nízké hustotě, rovněž dokumentuje zvýšený přínos detritického karbonátového materiálu v chotečských vápencích (uloženiny turbiditních proudů). Chlupáč (1959) prostředí sedimentace třebotovských vápenců srovnává s prostředím sedimentace podložních dalejských břidlic, zmiňuje menší přínos terigenního materiálu do pánve v době sedimentace třebotovských vápenců a rovněž větší množství přítomných bentických a sesilně bentických forem ve srovnání s dalejskými břidlicemi. Zásadnějšího rozdílu mezi prostředím sedimentace dalejských břidlic a třebotovských vápenců nespátřují ani Svoboda et al. (1957) - kromě již zmíněného zvýšeného přínosu pelitického materiálu v době sedimentace dalejských břidlic.

3.8 PALEONTOLOGICKÉ VÝZKUMY TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ A JEJICH EKVIVALENTŮ

Třebotovské a chotečské vápence a jejich mělkovodní ekvivalenty jsou předmětem zkoumání paleontologů již téměř 150 let. První taxonomické studie a faunistické seznamy poskytl Barrande (1852-1887, 1865), další faunistické seznamy lze nalézt např. v publikacích Woldřich (1919), Hanuš (1923), Růžicka (1941), Chlupáč et al. (1977), Chlupáč (1982, 1985) Galle & Hladil (1991) a rovněž ve stratigrafických studiích uvedených výše (např. Svoboda & Prantl 1947, 1948a, 1950b; Chlupáč & Vaněk 1957, Chlupáč 1959, Chlupáč et al. 1979, Chlupáč et al. 1992). Velká část paleontologických a taxonomických studií se zaměřuje na výzkum tzv. bílých vrstev, které byly dokumentovány v okolí Hlubočep a Holyně u Prahy (lom Prastav a řada malých lůmků sv. od lomu Prastav). Taxonomické studie jsou uvedeny v Tab. 1 a Tab. 2 Studie paleontologické a paleoekologické vztahující se k faunistickým změnám v úrovni bazálního chotečského eventu jsou uvedeny v kapitole 4.2.

3.9 NA KONODONTECH ZALOŽENÁ BIOSTRATIGRAFIE INTERVALU EMS-EIFEL

V daném intervalu v pražské pánvi využila konodonty pro biostratigrafické účely poprvé Šteinerová (1959), která provedla první orientační výzkum. Detailní studie probíhaly od 70. let minulého století (viz reference v Berkyová 2009), zejména v souvislosti s řešením otázky hranice spodního a středního devonu. Klapper (1977) a Klapper et al. (1978) rozpoznal v intervalu ems-eifel pražské pánve následující biozóny: *gronbergi*, *laticostatus*, *serotinus*, *patulus*, *partitus*, *costatus*, *australis*, *kockelianus*. Kalvoda v Galle & Hladil (1991) identifikoval v tzv. svrchním tmavém intervalu nejvyšších akantopygových vápenců („upper dark interval“ *sensu* Hladil et al. 1993) v Jiráskově lomu koněpruské oblasti též zónu *ensensis*. Nelze však vyloučit, že tento tmavý interval je již stratigrafickým ekvivalentem kačáckých vrstev srbského souvrství (viz diskuse v Hladil & Kalvoda 1993, Hladil et al. 1993, Berkyová 2004).

Trilobita		Gastropoda		Anthozoa	
Chlupáč 1977	T,Ch,S,A-více lokalit v PP	Horný 1992	Holyně-T	Hladil 1993b	Koněprusy-A
Příbyl 1949	Holyně-Ch	Echinodermata		Kettnerová 1933	Holyně-Ch
Příbyl 1971	Koněprusy-S,A	Hotchkiss et al. 1999	Holyně (P)-T,Ch	Plusquellec & Hladil 2001	Holyně-T
Příbyl 1978	Holyně-T Koněprusy-A	Bouška 1956	Holyně, Ch	Počta 1902	Holyně-Ch
Prantl & Příbyl 1949, 1954	Holyně, Hlubočepy-Ch	Prokop 1970	Holyně-T	Prantl 1938	Holyně-Ch
Rů ička 1938	Holyně	Prokop 1976	Holyně(P)-T	Prantl 1939a	Holyně-Ch
Šnajdr 1960	Holyně-T Koněprusy-S,A	Prokop 1993	T, Ch	Brachiopoda	
Šnajdr 1980	T,Ch,S,A-více lokalit v PP	Prokop & Petr 1991	Holyně (P)-T,Ch	Havlíček 1953	Holyně,Ch
Gastropoda		Prokop & Petr 1995	Holyně-T	Havlíček 1956	Holyně
Frýda 1998a	Holyně-T	Prokop & Petr 1997	Holyně (P)-T Barr.-Ch	Havlíček 1959	Holyně-T Koněprusy-A
Frýda 1998b	Holyně-T	Prokop & Petr 1998	T,Ch-více lokalit v PP	Havlíček 1961	Koněprusy-S
Frýda 1999a	Holyně-T	Prokop & Petr 2004	Holyně (P)-T	Havlíček 1967	Holyně-T Koněprusy-S,A
Frýda 1999b	Holyně-T	Vermes		Havlíček 1977a	Holyně-T,Ch Koněprusy-S,
Frýda 1999c	Holyně-T	Prokop 2002	Holyně-Ch	Havlíček 1977b	Chýnice-Ch, Holyně-T Hlubočepy-Ch
Frýda & Bandel 1997	Holyně-T,Ch	Anthozoa		Mergl 2001	více lokalit v PP T, Ch, S, A
Horný 1955	Holyně, Hlubočepy-Ch	Galle 1994	Koněprusy-A		
Horný 1963	Holyně-T	Hladil 1993a	Koněprusy-A		

Tab. 1. Taxonomické studie vztahující se k jednotlivým skupinám s uvedenými nalezišti a stratigrafickými jednotkami pražské pánve. Použité zkratky: T – třebotovské vápence, Ch – chotečské vápence, S – suchomastské vápence, A – akantopygové vápence, PP – pražská pánev, Barr – lokalita dálniční zářez Barrandov, P – lom Prastav v Holyni.

Ostracoda		Cephalopoda	
Příbyl & Šnajdr 1950	Holyně, Ch	Chlupáč & Turek 1977	Hlubočepy-Ch
Příbyl 1951	Holyně, Ch	Chlupáč & Turek 1983	více lokalit v PP-T, Ch, S, A
Příbyl 1955	Holyně, Ch	Radiolaria	
Šlechta 1996	Barr-T,Ch	Braun & Budil 1999	Hlubočepy, Karlštejn-Ch
Šnajdr 1951	Holyně, Ch	Storm 1935	Hlubočepy-Ch
Tentaculitoidea			
Berkyová 2004	Koněprusy-A	Flóra	
Bouček 1964	více lokalit v PP T, Ch, S	Bezděkovská 1938	Holyně-Ch
Lukeš 1977	více lokalit v PP-T	Dašková & Vacek 2009	Hlubočepy-Ch
Lukeš 1989	Barr-T,Ch	McGregor 1979	Hlubočepy-T,Ch Holyně (P)-Ch
Conodonta		Obrhel 1958	Choteč-Ch
Berkyová 2009	více lokalit v PP-T, Ch, S, A	Obrhel 1968	více lokalit v PP-Ch
Klapper et al. 1978	více lokalit v PP-T, Ch, S, A		
Zusková 1991	Barr-T, Ch		
Foraminifera			
Holcová 2004	více lokalit v PP-T, Ch, S, A		

Tab. 2. Taxonomické studie vztahující se k jednotlivým skupinám s uvedenými nalezišti a stratigrafickými jednotkami pražské pánve. Použité zkratky viz Tab. 1.

4 STRUČNÝ ÚVOD KE GEOCHEMII STABILNÍCH IZOTOPŮ UHLÍKU A KYSLÍKU

Izotopy jsou nuklidy lišící se počtem neutronů v atomovém jádře a tedy i atomovou hmotností. Stále se však jedná o tentýž chemický prvek s totožným počtem protonů, stejnou elektronovou konfigurací a tedy i stejnými chemickými vlastnostmi. Ovšem právě rozdílná hmotnost atomů izotopů téhož prvku způsobuje jejich rozdílné fyzikální a fyzikálně-chemické vlastnosti, na čemž je v podstatě založena celá disciplína geochemie stabilních izotopů. Tyto rozdílné fyzikální a fyzikálně-chemické vlastnosti izotopů způsobují změny v zastoupení stabilních izotopů ve sloučeninách či fázích, v nichž se daný prvek vyskytuje (tzv. *frakcionace izotopů*). Např. změny poměrů lehkého a těžkého izotopu kyslíku vody jsou spjaty s frakcionací během procesů hydrologického cyklu, jako jsou odpařování, transport vodních par a kondenzace. Při evaporaci jsou vodní páry přednostně obohacovány o molekuly složené z lehčích izotopů a naopak při kondenzaci jsou ochuzovány o molekuly složené z těžkých izotopů. Právě evaporace a kondenzace (ovlivňující též salinitu vody) jsou nejvýznamnějšími procesy ovlivňující poměry zastoupení lehkého a těžkého izotopu kyslíku a je tedy jasné, jak významnou úlohu zde hraje klimatická situace. Navíc, jak bylo prokázáno (např. Urey 1948), frakcionace izotopů kyslíku je teplotně závislá. Což v praxi znamená, že zjištěním izotopického složení kyslíku, např. schránek organismů, zjistíme též teplotu, při které ke srážení schránky došlo (podle empiricky odvozené, tzv. paleoteplotní rovnice). Tomuto tématu se detailněji věnuje kapitola 5.1.

Dalším příkladem procesu, kdy dochází k značné izotopové frakcionaci, je fotosyntéza. Pro fotosyntetizující organismy je energeticky výhodnější inkorporovat lehčí izotop uhlíku, čímž dochází k obohacování okolního rezervoáru o těžší izotop uhlíku. Možné konsekvence dobře ilustruje model tzv. biologické pumpy. Fotosyntetizující organismy přednostně inkorporují lehčí uhlík, čímž dochází k nabožení DIC ve vodním rezervoáru („dissolved inorganic carbon“, celková suma rozpuštěného CO_2 , HCO_3^- a CO_3^{2-}) o těžší izotop. Po smrti těchto organismů jejich těla (a fekální pelety je obsahující) klesají vodním sloupcem směrem na dno rezervoáru. Při klesání, a na dně samotném, dochází k oxidaci organické hmoty - do systému se tak vrací „izotopicky lehčí“ uhlík. Výsledkem je tedy rozdílné izotopické složení DIC: zatímco v povrchových vrstvách vodního sloupce je DIC obohacen o těžší uhlík (nebo lehčí je „spotřebováván“ autotrofními organismy), dnové vody jsou těžší uhlík ochuzeny (v podstatě jde o „pumpování“ atmosférického CO_2 do hloubek oceánu). Rozdíly v izotopickém složení DIC v obou rezervoárech tedy přímo závisí na

biologické produkci, která je závislá na přínosu živin. Izotopy uhlíku se analyzují z karbonátových hornin (mikritu) či karbonátových schránek organismů. Je důležité uvědomit si, že k srážení a tvorbě obou dochází ve vodním prostředí, tedy izotopické složení uhlíku DIC se promítne do izotopického složení uhlíku schránek organismů či karbonátových hornin. Tedy pokud dojde z nějakého důvodu k poklesu či naopak nadbytku primární produkce, analýza stabilních izotopů dokáže takové události „vystopovat“. Analýzou izotopického složení uhlíku karbonátových hornin či karbonátových schránek organismů lze tedy zjistit izotopické složení uhlíku DIC vody, ze které k srážení CaCO_3 docházelo. A jelikož to je závislé na množství produkovaného organického uhlíku (intenzita primární produkce), jeho pohřbívání (závislé na množství volného kyslíku u dna, rychlosti sedimentace, zrnitosti sedimentu a množství „spadané“ organické hmoty) a také na změnách ve strukturách a cirkulaci vodních mas, lze izotopy uhlíku úspěšně využívat jakožto indikátory změn (tzv. proxy) těchto procesů.

V souhrnu lze tedy říci, že změny v izotopickém složení kyslíku a uhlíku lze využívat jakožto indikátory změn klimatických a oceánografických podmínek v geologické historii Země. Je tu ovšem ještě jeden, nesmírně cenný aspekt geochemie stabilních izotopů. Díky z geologického hlediska nepatrné době potřebné pro směšování a homogenizaci oceánských mas (a systému atmosféra-oceán, řádově tisíce let), lze výkyvy v izotopickém složení paleo-oceánů považovat za téměř izochronní události. Tedy tzv. chemostratigrafie (nejlépe kombinovaná s biostratigrafií a/ nebo s magnetostratigrafií) se stala výborným nástrojem globálních korelací.

5 IZOTOPOVÁ TERMOMETRIE

Jak již bylo stručně nastíněno v kapitole 4, izotopy kyslíku mohou sloužit jako cenný nástroj pro určování teplot vody, ze které došlo ke srážení studovaného materiálu. V tomto smyslu byla metodika poprvé aplikována Emilianim (1955). Emiliany studoval izotopické složení schránek foraminifer a zjistil významné změny v $\delta^{18}\text{O}$ odpovídající periodickým oscilacím teplot během pleistocénu a poukázal též na přímou souvislost teplotních minim s dobami ledovými. Tuto práci následovaly mnohé další studie (např. Emiliany 1972, Shackleton & Kennett 1975), jejichž výsledkem jsou detailní paleoteplotní křivky pro celý kvartér. Ovšem jak se ukázalo, analýza izotopického složení kyslíku vápnitých schránek organismů je značně limitována geologickým stářím studovaného materiálu. Pravděpodobnost dobrého zachování vápnitých schránek, tj. bez známek diagenetické alterace a rekrystalizace, klesá s narůstajícím geologickým časem (zajímá nás pouze primární izotopické složení vody, ze které se schránka vysrážela a nikoliv složení diagenetických roztoků).

Tyto okolnosti tedy vedly k hledání alternativ a jako nejlepším kandidátem pro izotopové studie se ukázal být biogenní apatit (např. Tudge 1960, Longinelli 1965, Kolodny & Luz 1991, Sharp et al. 2000). Bylo prokázáno, že zubní sklovina má vysoký potenciál zachovat primární izotopické hodnoty (Koch et al. 1994). Tedy např. zuby ryb by mohly být zdrojem významných paleoklimatologických zjištění. Ovšem zuby ryb jsou v sedimentárním záznamu spodního paleozoika poměrně vzácné. Tkáň pravděpodobně homologická se zubní sklovinou je známá u jiné skupiny mořských organismů, a sice konodontů (např. Dzik 1986, Sansom et al. 1992, Donoghue 1998). Všudypřítomnost konodontů v mořských sedimentech od kambria do triasu a rychlá evoluce dělají z této skupiny výborné vůdčí fosílie, jak se ovšem navíc ukazuje, rovněž výborné indikátory paleoklimatu. Vysoký stupeň krystalinity elementů (Pucéat et al. 2004) dělá z konodontů diagenезi velmi odolný materiál. Zdůrazněme, že elementy konodontů jsou velice drobné útvary (v řádu desítek mikronů), tedy pro vlastní analýzu bylo potřebné jejich velké množství. Proto existuje jen nemnoho prací, které by elementy konodontů pro paleoklimatologické studie v tomto stupni prozkoumanosti využívaly (např. Luz et al. 1984). Zavedení nových mikroanalytických metod, konkrétně laserové ablace (Sharp & Cerling 1996) a vysokoteplotní redukce (např. Kornexl et al. 1999), umožnilo analyzovat malé množství elementů (méně než 1mg), což v podstatě znamenalo průlom v paleoklimatologických studiích (např. Joachimski & Buggisch 2002, Joachimski et al. 2006, Bassett et al. 2007, Joachimski et al. 2009). Elementy konodontů nepředstavují jedinou skupinu fosfatických fosilií, které se pro paleoklimatologické studie využívají. Pozornost se

soustředila též na lingulátní brachiopody (např. Lécuyer et al. 1996, Lécuyer et al. 1998, Wenzel et al. 2000, Rodland et al. 2003). Jak však výsledky těchto studií mnohdy ukazují, nejčastěji diagenetická alterace či dokonce vitální efekt (Rodland et al. 2003) dosti znesnadňují použití fosfatických schránek brachiopodů pro tyto účely.

Jak z výše uvedeného textu vyplývá, analýza stabilních izotopů kyslíku a uhlíku nám může poskytnout základní paleoklimatologické a paleooceánografické charakteristiky, jako je např. teplota, salinita, chemismus, míra primární produkce, intenzita cirkulace vodních mas atd. Každá metodika má samozřejmě svá úskalí, není tomu jinak ani zde (viz kapitoly 9.5.-9.7.). Při interpretaci výsledků je na místě nejvyšší opatrnost a je potřeba brát v úvahu všechny možné aspekty, které mohly výsledky ovlivnit.

Poznámka: izotopické složení studovaných látek se vyjadřuje jako hodnota δ [‰], která je definována jako: $\delta_{\text{vzorku}} = \{(R_{\text{vzorku}} - R_{\text{standardu}}) / R_{\text{standardu}}\} * 1000$, kde

$R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ pro kyslík a ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ pro uhlík.

Tedy neměří se absolutní hodnoty, nýbrž se porovnává izotopické složení vzorku s laboratorním standardem.

6 ÚVODNÍ POZNÁMKY KE GEOCHEMICKÉ ANALÝZE ORGANICKÉ HMOTY

Analýzy sedimentární organické hmoty jsou nedílnou součástí paleoklimatologických a sedimentologických studií. Jsou nezbytným základem pro posuzování typu organické hmoty, procesů, které řídily její ukládání a umožnily její zachování, či naopak způsobily její degradaci a rovněž její přeměny při diagenetických pochodech. Charakterizace sedimentární organické hmoty je založena na různých analytických metodách. Jednou z nejvyužívanějších metod je tzv. Rock-Eval pyrolýza (Espitalié et al. 1977). Tato analýza byla aplikována na vzorky karbonátů profilu lom Na Škrábku, kde bylo analyzováno 10 vzorků kritického intervalu (konodontové zóny *partitus-costatus*, hraniční interval třebotovských a chotečských vápenců). Metodika zde není popisována, neb kompletní analýza byla provedena laboratoří organické geochemie České geologické služby (Dr. Juraj Franců, Dr. Eva Franců). Výsledky analýzy jsou diskutovány v kapitole 9.8. Od původního záměru provést analýzu biomarkerů muselo být z důvodu nedostatečného množství organické hmoty odstoupeno.

7 METODIKA PRÁCE

7.1 TERÉNNÍ PRÁCE

Pro účely mikropaleontologické, geochemické a mikrofaciální analýzy byly studovány následující profily pražské pánve: lom Prastav v Holyni, zaniklý lom JZ od lomu Prastav v Holyni, lom Na Škrábku v Chotči, lom Jelínkův mlýn v Chýnici, dálniční zářez Barrandov, profil Na vyhlídce u Hostíma, profil U Němců v Karlštejně a Červený lom u Suchomast. V terénu byl proveden základní sedimentologický průzkum, profily byly detailně změřeny a zakresleny, byly studovány základní litologické a mikrofaciální charakteristiky. Pro sestavení hrubé biostratigrafické škály byly odebrány průměrně 3-4 kg vzorky vápenců ze všech uvedených profilů zhruba v metrových intervalech. V kritických intervalech, a pro účely získání detailní biostratigrafické škály, byl interval vzorkování podrobnější. Pro účely analýzy izotopického složení uhlíku byly vzorky odebírány v ca. 50-100 cm, v kritických intervalech ca. 20 cm intervalech. Vzorky určené k zhotovení výbrusů pro účely mikrofaciální analýzy byly odebírány v závislosti na sedimentologickém vývoji jednotek (zhruba v metrových a menších intervalech). Nebyly vzorkovány jen výrazné litotypy, ale rovněž i na makroskopické úrovni se monotónně jevící intervaly.

7.2 PŘÍPRAVA VZORKŮ PRO MIKROPALEONTOLOGICKOU ANALÝZU (STUDIUM KONODONTŮ) A POZNÁMKY K TAXONOMICKÉMU PŘÍSTUPU

7.2.1 LABORATORNÍ PŘÍPRAVA VZORKŮ

Vzorky odebírané pro mikropaleontologickou analýzu byly zpracovány v mikropaleontologické laboratoři České geologické služby. Vzorky byly zbaveny nečistot tlakovou vodní pistolí, zmenšeny na velikost odpovídající velikosti zhruba menší meruňky, uloženy do plastových perforovaných košů a ponořeny do plastových nádob o objemu 4 l s 6%ním roztokem CH_3COOH . Kyselina octová byla v 24-48 hodinových cyklech obměňována. V týdenních intervalech se reziduum z rozpouštění šetrně sítovalo a promývalo přes síta o velikosti ok 2 mm a 85 μm . Na závěrečnou fázi promývání byla používána výhradně destilovaná voda. Suchá rezidua byla separována na separační koloně s použitím netoxického polywolframanu sodného (sodium polytungstate, SPT), firmy Sometu (Německo). Vzhledem k faktu, že minerálem elementů konodontů je frankolit, minerál se specifickou hustotou pohybující se v rozmezí 2.8-3.1 g/cm^3 , byla pro separaci použita kapalina SPT o specifické hustotě 2.82 g/cm^3 . Separací oddělená těžká frakce byla na mikropaleontologické vybírací misce prohlížena pod binokulární lupou Carl Zeiss při zvětšení

6.3-40x. Kromě elementů konodontů byly vybírány i jiné fosfatické fosílie: lingulární brachiopodi a mikrovertebrální elementy. Elementy konodontů, společně s ostatními fosfatickými fosíliemi, byly dokumentovány na elektronovém mikroskopu JEOL JSM 6380 Ústavu Geologie a Paleontologie PřF UK.

7.2.2 POZNÁMKY K TAXONOMII KONODONTŮ

Předmětem zkoumání byli zejména zástupci čeledi Polygnathidae BASSLER vyznačující se přítomností šesti různých morfologických typů elementů tvořící skeletální aparát (Klapper & Philip 1971, Clark et al. 1981, Sweet 1988). Skeletální aparát konodontů studované stratigrafické úrovně byl rekonstruovaný u následujících taxonů (Klapper & Philip 1971 a zejména Sparling 1981): *Polygnathus angusticostatus* WITTEKINDT, *P. angustipennatus* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. costatus costatus* KLAPPER a *P. linguiformis linguiformis* HINDE. Jak poznamenali Klapper & Philip (1971), při vývoji elementů se uplatnila mozaiková evoluce, tedy vývoj elementů probíhal rozdílným tempem. Evoluce platformních elementů (Pa elementy *sensu* Sweet 1988 či P1 elementy *sensu* Purnell et al. 2000) byla rychlejší než evoluce ostatních typů elementů – ty jsou ve svém vývoji dosti konzervativní a v podstatě neodlišitelné – proto pro taxonomické účely nepoužitelné (např. Klapper & Philip 1971, Weddige & Ziegler 1979, Sparling 1981). Z tohoto důvodu byly pro taxonomii konodontů studované stratigrafické úrovně použity pouze platformní elementy. Termíny použité v taxonomické části publikace Berkyová (2009) vychází z terminologii uvedené v Clark et al. (1981) a Sweet (1988). Vezmeme-li však v úvahu přirozenou orientaci elementů v orálním aparátu konodontů – tak, jak byla na základě nálezů přirozených uskupení elementů na vrstevních plochách hornin rekonstruována - potom je potřeba připustit, že terminologie navržená Purnellem et al. (2000) je vhodnější, neb vychází z biologické podstaty konodontů. Potom termíny „upper side (view), lower side (view), anterior, posterior, inner platform, outer platform“ by měly být nahrazeny termíny „oral, aboral, ventral, dorsal, caudal, rostral“.

7.3 GEOCHEMICKÉ ANALÝZY: $\delta^{13}\text{C}$ KARBONÁTU , $\delta^{18}\text{O}$ APATITU

7.3.1 ANALÝZA IZOTOPICKÉHO SLOŽENÍ UHLÍKU KARBONÁTU

Při přípravě vzorů se pozornost soustředila na mikritové složky hornin. Byly analyzovány všechny profily uvedené v sekci 7.1, vyjma zaniklého lomu JZ od lomu Prastav v Holyni a Červeného lomu u Suchomast³.

Veškeré produkty zvětrávání a diagenese jsou pro zjištění primárních hodnot $\delta^{13}\text{C}$ velice nežádoucí, důraz byl tedy kladen na čerstvost vzorků a nepřítomnost diagenetických produktů. Vhodné vzorky byly vybírány pomocí binokulární lupy, nadrceny v achátových miskách a předány k vlastní analýze oddělení Geochemie stabilních izotopů České geologické služby.

Vzorky byly analyzovány standardní metodou (McCrea 1950), tj. rozklad karbonátu 100% H_3PO_4 a následná analýza uvolňovaného CO_2 na hmotnostním spektrometru (Finnigan MAT 251). Přesnost měření byla kontrolována opakovanými měřeními laboratorních standardů. Celková chyba stanovení hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ odpovídá $\pm 0.15 \text{ ‰}$ (1σ). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ jsou vztaženy ke standardu PDB (Pee Dee Belemnite). Část vzorků (26 vzorků z chotečských vápenců z profilu U Němců v Karlštejně) byla zpracována laboratoří stabilních izotopů univerzity v Erlangenu s užitím hmotnostního spektrometru ThermoFinnigan 252.

7.3.2 ANALÝZA IZOTOPICKÉHO SLOŽENÍ KYSLÍKU APATITU KONODONTOVÝCH ELEMENTŮ

Z důvodu vysokého počtu získaných elementů konodontů byly pro účely této analýzy vybrány profily lom Na Škrábku v Chotči a dálniční zářez Barrandov. Analýza byla provedena v laboratoří stabilních izotopů univerzity v Erlangenu. Příprava vzorků z profilu dálničního zářezu na Barrandově byla provedena autorkou této disertace, vzorky z lomu Na Škrábku byly připraveny zaměstnanci laboratoře. Přednostně byly používány jiné než platformní elementy, proto druhová příslušnost konodontů použitých pro analýzu není známa (viz kapitola 7.2.2.). Jak však bylo prokázáno předchozími studii (např. Joachimski et al. 2009), rozdíly hodnot $\delta^{18}\text{O}$ různých taxonů s rozdílnými paleoekologickými nároky nebyly zjištěny.

³ Kritický interval hranice suchomastských a akantopygových vápenců v Červeném lomu u Suchomast byl analyzován, ovšem nikoliv v přímé souvislosti s touto disertační prací a ve spolupráci s řešitelským týmem projektu, proto zde výsledky nejsou uváděny.

Principem přípravy vzorků je izolace skupiny $(\text{PO}_4)^{3-}$ apatitu $(\text{Ca}_5\text{Na}_{0.14}(\text{PO}_4)_{3.01}(\text{CO}_3)_{0.16}\text{F}_{0.73}(\text{H}_2\text{O})_{0.85})$ (Pietzner et al. 1968) jako Ag_3PO_4 . Bylo postupováno dle modifikované metody O'Niela et al. (1994). Na analytických mikrovahách Sartorius 2405 laboratoří České geologické služby bylo naváženo 0.75-1.3 mg elementů konodontů (ostatní přípravné práce probíhaly v laboratořích univerzity v Erlangenu, Německo).

K navážce elementů konodontů bylo přidáno 33 μl 2M HNO_3 . Roztok byl po ca. dvanácti hodinách neutralizován 33 μl 2M KOH a bylo přidáno 33 μl 4%ní HF za účelem odstranění Ca (vysráženého jako CaF_2). Vzorky byly po dobu 15 minut centrifugovány při 3000 otáčkách. Pomocí mikropipety byl nad sraženinou CaF_2 odsát čirý supernatant. Tento fosfát obsahující roztok byl přepipetován do nové, zvážené mikrozkušavky. K roztoku bylo posléze přidáno 500 μl směsi AgNO_3 , NH_4NO_3 a NH_4OH . Vzorky byly následně sušeny 8 hodin při teplotě 60°C . Došlo k vysrážení žlutavých krystalů Ag_3PO_4 , které se po vysušení zvážily a homogenizovaly. Do Ag -kapslí bylo poté naváženo 0.17-0.3 mg získaného Ag_3PO_4 . Každý jednotlivý vzorek byl naplněn do tří Ag -kapslí (vzorky tedy byly analyzovány triplicitně). Tyto kapsle byly předány pracovníkům laboratoře k vlastní analýze.

Bylo analyzováno izotopické složení kyslíku oxidu uhelnatého, který vznikl redukcí Ag_3PO_4 v TCEA („Temperature Conversion Elemental Analyzer“) připojeném na hmotnostní spektrometr ThermoFinnigan Delta plus. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou uváděny v [‰], vztažené ke standardu V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Poznámka 1: paralelně se vzorky konodontových elementů byly analyzovány fosfatické schránky lingulátních brachiopodů z identických poloh (postup přípravy vzorků k analýze je totožný).

Poznámka 2. K výpočtu teplot byla použita rovnice Kolodnyho et al. (1983):

$t [^\circ\text{C}] = 113,3 - 4,38 * (\delta_{\text{fosfát}} - \delta_{\text{voda}})$, kde $\delta_{\text{fosfát}}$ a δ_{voda} odpovídá izotopickému složení kyslíku fosfátu, resp. mořské vody a t odpovídá teplotě mořské vody.

7.4 MIKROFACIÁLNÍ ANALÝZA TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ A JEJICH EKVIVALENTŮ

Pro účely mikrofaciální analýzy byly studovány petrografické výbrusy formátu 3x5, 4x5 a 5x5 cm zhotovené laboratoří pro přípravu mikroskopických preparátů České geologické služby, geologického ústavu AV ČR a Univerzity v Grazu (řezy hornin byly vedené kolmo na vrstevnatost). Celkem bylo studováno přes 240 výbrusů. Studovány byly rovněž leštěné

nábrusy hornin (studované profily jsou uvedeny v kapitole 7.1.). Petrografické výbrusy byly dokumentovány pomocí mikroskopů Nikon Eclipse E600 a Nikon Eclipse 80I a kamer Pixelink PL-A642 a Nikon DS-Fi1 na pracovištích České geologické služby a zkoumány pomocí mikroskopu Jenapol Carl Zeiss. Při popisu hornin byla použita klasifikace navržená Dunhamem (1962). Množství komponent v petrografických výbrusech byla odhadována pomocí diagramů přílohy Flügel (2004).

8 VÝSLEDKY

8.1 TAXONOMIE KONODONTŮ A BIOSTRATIGRAFIE INTERVALU EMS-EIFEL PRAŽSKÉ PÁNVE ZALOŽENÁ NA KONODONTECH

Výsledky jsou uvedeny a diskutovány v publikaci Berkyová (2009), příloha I. Zde jsou proto uvedeny jen některé souhrnné a doplňující informace.

8.1.1 POZNÁMKY K SYSTEMATICKÉ ČÁSTI

Poznámka 1: následující text slouží jako úvodní poznámka osvětlující použití níže uvedené klasifikace. Vzhledem k tomu, že součástí disertace není samostatná kapitola pojednávající obecně o konodontech, byl text zařazen do oddílu výsledků.

Klasifikace konodontů od úrovně řádu k nižším klasifikačním úrovním následuje v této studii koncept publikovaný Sweetem (1988). Vyšší klasifikační úrovně jsou předmětem diskusí a stále představují poněkud kontroverzní téma. Na systematické příslušnosti konodontů ke kmeni Chordata se dnes shodne naprostá většina autorů, avšak na postavení této skupiny v rámci tohoto kmene se názory různí. Nicméně ve světle nových výzkumů se zdá být systematická příslušnost konodontů k podkmeni Vertebrata pravděpodobná (např. Aldridge et al. 1986, Sansom et al. 1992, Janvier 1995, Donoghue 1998, Donoghue et al. 2000, Sweet & Donoghue 2001, Dong et al. 2005, Donoghue et al. 2008), někteří autoři se však s touto teorií neztotožňují (Nicoll 1995, Kemp & Nicoll 1996, Schultze 1996, Kemp 2002a,b).

Vzácné nálezy kompletních orálních aparátů konodontů skládajících se z několika morfologických typů elementů v původní pozici na vrstevních plochách hornin (přehled např. v Sweet & Donoghue 2001), vedly ke zrodu konceptu taxonomie zohledňující biologickou podstatu konodontů, tzv. „multielement taxonomy“. Kompletní aparáty konodontů zachované na vrstevních plochách hornin či z hornin chemicky extrahované přirozené shluky elementů, jsou velice vzácné. Většina autorů tedy přistupovala k rekonstrukci aparátů empiricky (např. na základě konstantního poměru určitých typů elementů ve vzorku), k tomu je však potřeba značné množství elementů a zároveň je nezbytně nutné posoudit všechny možné tafonomické i laboratorní procesy, které mohly poměry elementů ve vzorku ovlivnit (shrnutí v Bitter & Purnell 2005). Podle výše uvedeného lze na studovaný fosilní materiál aplikovat následující klasifikační schéma:

Kmen: Chordata BATESON, 1886
Podkmen: Vertebrata LAMARCK, 1801
Třída: Conodonta EICHENBERG, 1930

Řád: Ozarkodinida DZIK, 1976
 Čeleď: Polygnathidae BASSLER, 1925
 Rod: *Polygnathus* HINDE, 1879
 Čeleď: Spathognathodontidae HASS, 1959
 Rod: *Tortodus* WEDDIGE, 1977

Řád: Prioniodontida DZIK, 1976
 Čeleď: Icriodontidae MÜLLER & MÜLLER, 1957
 Rod: *Icriodus* BRANSON & MEHL, 1938

Řád: Protopanderodontida SWEET, 1988
 Čeleď: Protopanderodontidae LINDSTRÖM, 1970
 Rod: *Pseudooneotodus* DRYGANT, 1974

Poznámka 2: V rámci této studie byly nalezeny také nové druhy rodu *Polygnathus*. Tyto zde nejsou diskutovány neb v současné době probíhá studium konodontů stejného stratigrafického intervalu oblasti Roberts Mountains (Nevada) ve spolupráci s M.A. Murphym (University of California) a G. Klapperem (University of Iowa). Nové taxony z pražské pánve jsou výše uvedenými kolegy diskutovány a srovnávány s materiálem z Nevady, nejedná se tedy o autorčinu zcela samostatnou práci a proto popis a diskuse nových taxonů není součástí této disertační práce.

8.1.2 BIOSTRATIGRAFIE INTERVALU EMS-EIFEL PRAŽSKÉ PÁNVE ZALOŽENÁ NA KONODONTECH

Studované třebovské a suchomastské vápence (dalejsko-třebovské souvrství) a chotečské a akantopygové vápence (chotečské souvrství) zahrnují zóny *serotinus*, *patulus*, *partitus*, *costatus*, *australis* a *kockelianus*. Indexovými taxony těchto zón jsou *Polygnathus serotinus* TELFORD, *P. costatus patulus* KLAPPER, *P. c. partitus* KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA, *P. c. costatus* KLAPPER, *Tortodus kockelianus australis* (JACKSON IN PEDDER et al.) a *T. k. kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER). Jak je ze seznamu patrné, indexové taxony zón

patulus-costatus představují poddruhy taxonu *P. costatus* KLAPPER a indexové taxony zón *australis-kockelianus* představují podruhy taxonu *Tortodus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER). Z tohoto faktu plynou obtíže jak při regionálních, tak i globálních korelacích, zvláště u skupiny *costatus*. Totiž zvláště u této skupiny je určování taxonů do úrovně poddruhu mnohdy otázkou velice subjektivní (zejména u *P.c. patulus*). Není to však jediný problém. Mnohem závažnější je stratigrafický překryv některých taxonů, totiž v pražské pánvi se *P. serotinus* vyskytuje v zónách *serotinus-partitus*, *P.c. patulus* se vyskytuje v zónách *patulus-costatus*, *P. partitus* se vyskytuje v zónách *partitus-costatus*. *P. costatus* se vyskytuje v zónách *costatus-australis*. Pro detailní stratigrafii je tedy velice žádoucí využít doprovodnou faunu (nejen konodontovou), ale rovněž jiné stratigrafické prostředky, jako je chemostratigrafie (viz kapitoly 8.3.a 9.5-9.6.) či magnetická susceptibilita.

8.2 SEDIMENTOLOGICKÉ ANALÝZY

8.2.1 MIKROFACIÁLNÍ ANALÝZA

Výsledky jsou uvedeny a diskutovány v příloženém manuskriptu Berkyová et al. (předloženo, příloha IV), zde je proto uvedena jen stručná sumarizace.

Při studiu výše uvedených jednotek bylo vyčleněno celkem 8 mikrofaciálních typů, jejichž výčet je uveden níže, detailní popis, interpretace facií a obrazová dokumentace je součástí přílohy IV.

Třebotovské vápence

mikrofaciální typ 1: světle šedý, bioturbovaný skeletální wackestone s nemnoha izolovanými filamenti *Girvanelly* a mikritizovanými kalcisférami.

Tento typ odpovídá spodním částem sledů třebotovských vápenců (zóny *serotinus*-bazální *partitus*), tak jak byly zaznamenány na lokalitách dálniční zářez Barrandov, Jelínkův mlýn u Chýnice, lom Na Škrábku v Chotči a lom Prastav v Holyni.

mikrofaciální typ 2: šedý, peloidální packstone s nemnoha izolovanými filamenti *Girvanelly*, mikritizovanými kalcisférami a mikritizovanými kosterními elementy krinoidů.

Tento typ odpovídá spodní části sledu třebotovských vápenců (zóna *serotinus*) zaznamenanému na lokalitě Na vyhlídce, Hostim.

mikrofaciální typ 3: červenavý „provrtaný“ (burrowed) lime-mudstone a wackestone s izolovanými filamenti *Girvanelly* a mikritizovanými kalcisférami.

Tento typ odpovídá spodní části sledu třebotovských vápenců (zóny *serotinus* – bazální *partitus*) zaznamenanému na lokalitě U Němců, Karlštejn.

mikrofaciální typ 4: šedý peloidální wackestone s fenestrálními strukturami.

Tento typ odpovídá úrovni spodní části sledu třebotovských vápenců (6 m pod bází chotečských vápenců, zóna *serotinus*) zaznamenanému na lokalitě U Němců, Karlštejn.

Suchomastské vápence

mikrofaciální typ 5: červenavý-šedý skeletální wackestone se stromataky a hojnými kosterními elementy krinoidů a krinoidový packstone-grainstone.

Tento typ odpovídá sledu suchomastských vápenců (zóny *serotinus-partitus*), tak jak byl zaznamenán v Červeném lomu u Suchomast.

Chotečské souvrství

Mikrofaciální typ 6: peloidální grainstone s kosterními elementy krinoidů a pozitivní gradací a krinoidový grainstone s peloidy a pozitivní gradací.

Tento typ byl zaznamenán na všech studovaných lokalitách chotečských a akantopygových vápenců.

Mikrofaciální typ 7: tmavě šedý „provrtaný“ (burrowed) až bioturbovaný wackestone a laminovaný, místy „provrtaný“ lime-mudstone.

Tento typ byl zaznamenán na všech studovaných lokalitách chotečských vápenců.

Mikrofaciální typ 8: tmavý, laminovaný až „provrtaný“ (burrowed) radiolarový wackestone s rohovci.

Tento typ odpovídá svrchním částem sledů chotečských vápenců (zóny svrchní *costatus* – *kockelianus*), tak jak byly zaznamenány na lokalitách Jelínkův mlýn u Chýnice, lom Na Škrábku v Chotči a Na vyhlídce, Hostím.

8.2.2 ZÁKLADNÍ PETROGRAFICKÉ CHARAKTERISTIKY CHOTEČSKÉHO SOUVRSTVÍ

Jak již bylo zmíněno v kapitole 4.6., chotečské vápence jsou z petrografického hlediska výjimečnou jednotkou, jejíž rozdílnosti si všimli již starší autoři (např. Petránek 1946b, 1951b; Svoboda et al. 1957, Kukul 1963). V rámci této studie byly dokumentovány následující význačné komponenty chotečského souvrství: mikritizované kalcisféry, několik

typů peloidů, zástupci taxonu *Girvanella* a prasinofytní řasy. Jejich charakteristiky a interpretace paleoprostředí je součástí publikace Berkyová et al. (předloženo, příloha IV) a Berkyová & Munnecke (přijato, příloha III), zde jsou proto uvedeny jen souhrnné informace.

Mikritizované kalcisféry

Kalcisféry dokumentoval již Petránek (1951b), který uvádí tzv. nepravé kalcisféry (viz kapitola 4.6). O těchto problematikách pojednává rovněž publikace Berkyová & Munnecke (přijato, příloha IV). Masové výskyty kalcisfér různých stupňů degradace byly v této studii zaznamenány v alochtonních polohách chotečských a akantopygových vápenců. V autochtonních mikritických horninách chotečského souvrství byly rovněž dokumentovány, ovšem pouze v podřadném množství. Kalcisféry byly prokázány rovněž v třebotovských vápencích, ovšem poměrně vzácně. Výjimku tvoří nejvyšší polohy třebotovských vápenců, kde byly zaznamenány jejich zvýšené akumulace. Kalcisféry nebyly zaznamenány ve facii suchomastských vápenců.

Byly dokumentovány dva základní morfotypy kalcisfér: kalcisféry o průměru 80-120 μm a mocnosti stěny 20-30 μm nesoucí na povrchu výběžky (radiosphaeridní kalcisféry), druhý morfotyp kalcisfér je hladký, s průměrem pohybujícím se od 120-180 μm a s mocností stěny odpovídající 20-30 μm . Vnější a vnitřní povrch kalcisfér je charakteristický přítomností tmavého lemu - mikritické obálky. Bylo zaznamenáno několik stádií degradace kalcisfér – od dobře zachovaných jedinců s mikritickými obálkami až po kulovité mikritické útvary, kde vnitřní, původně dutá část kalcisféry, je již téměř nepozorovatelná.

Peloidy

Peloidy byly v chotečském souvrství dokumentovány již Petránkem (1946b, 1951b „chuchvalce“) a Havlíčkem & Kukalem (1991, „bahamity“). V rámci této studie bylo dokumentováno několik typů peloidů: kulovité shluky mikritu o velikosti 80-200 μm , peloidy větších rozměrů (100-2000 μm) a nepravidelných tvarů (většinou suboválný mnohoúhelník). U těchto peloidů nebyla pozorována žádná vnitřní struktura. Jednotlivé filamenty *Girvanelly* byly pozorovány u třetího typu peloidů – a sice peloidů tvaru suboválného mnohoúhelníku různých velikostí vzniklých abrazí sinicových porostů.

Peloidy byly dokumentovány zejména v alochtonních polohách (masové výskyty) a v nejvyšších polohách třebotovských vápenců (peloidální packstone). Peloidy nebyly zaznamenány ve facii suchomastských vápenců. Peloidy kulovitého tvaru o velikosti 80-200 μm byly zaznamenány zejména v distálních turbiditech chotečských vápenců (bazální a vyšší

části sledu, peloidální grainstony s kosterními elementy krinoidů), druhá skupina peloidů bez vnitřní struktury byla pozorována zejména v proximálních uloženinách chotečských vápenců (krinoidový grainstone s peloidy). I když byl společný výskyt uvedených typů peloidů zaznamenán a je běžný, preferenční výskyt určitých typů peloidů v určitém litotypu je zcela zjevný (viz výše).

Girvanella

Výskyty této sinice byly dokumentovány již Obrhelem (1968), který uvádí taxon *Girvanella* z chotečských vápenců lomu Na Škrábku a z akantopygových vápenců. Výskyty v akantopygových vápencích jsou na rozdíl od výskytů v chotečských vápencích podle tohoto autora autochtonní. V rámci této studie byly jednotlivé filamenty této sinice dokumentované též ve facii třebotovských vápenců (zejména na lokalitách Na vyhlídce, Hostím a v úrovni 6 m pod bází chotečských vápenců U Němců v Karlštejně) a mikritických autochtonních polohách chotečských vápenců. Shluky filamentů byly zaznamenány též v chotečských, akantopygových a suchomastských vápencích. Nejde však o hojnou komponentu, v mikritických horninách bylo dokumentováno 5-20 jednotlivých filamentů/výbrus, v alochtonních grainstonech se počet shluků pohybuje mezi 1-2/ výbrus. V některých polohách však nebyly dokumentovány vůbec, tím se liší od mikritizovaných kalcisfér a peloidů, které jsou v alochtonních grainstonech přítomné vždy.

Prasinofytní řasy

Akumulace prasinofytních řas na bázi chotečských vápenců zmiňují již Chlupáč et al. (1979). Phycomata těchto řas byly v této studii zaznamenány v nejvyšších polohách třebotovských vápenců (peloidální packstone) a v chotečských vápencích. Masové výskyty byly dokumentovány v bazálních chotečských vápencích (peloidální grainstone) v lomu Na Škrábku, kde jejich akumulace tvoří až 90% nerozpustného zbytku horniny. Phycomata prasinofytních řas představují typickou komponentu jak autochtonních tak alochtonních poloh chotečských vápenců, zejména na lokalitě U Němců v Karlštejně. Průměrná velikost phycomat se pohybuje mezi 200-250 μm , zejména bazální chotečské vápence v lomu Na Škrábku jsou však charakteristické přítomností phycomat o velikosti až 500 μm .

8.3 GEOCHEMICKÉ ANALÝZY

8.3.1 $\delta^{13}\text{C}$ KARBONÁTŮ

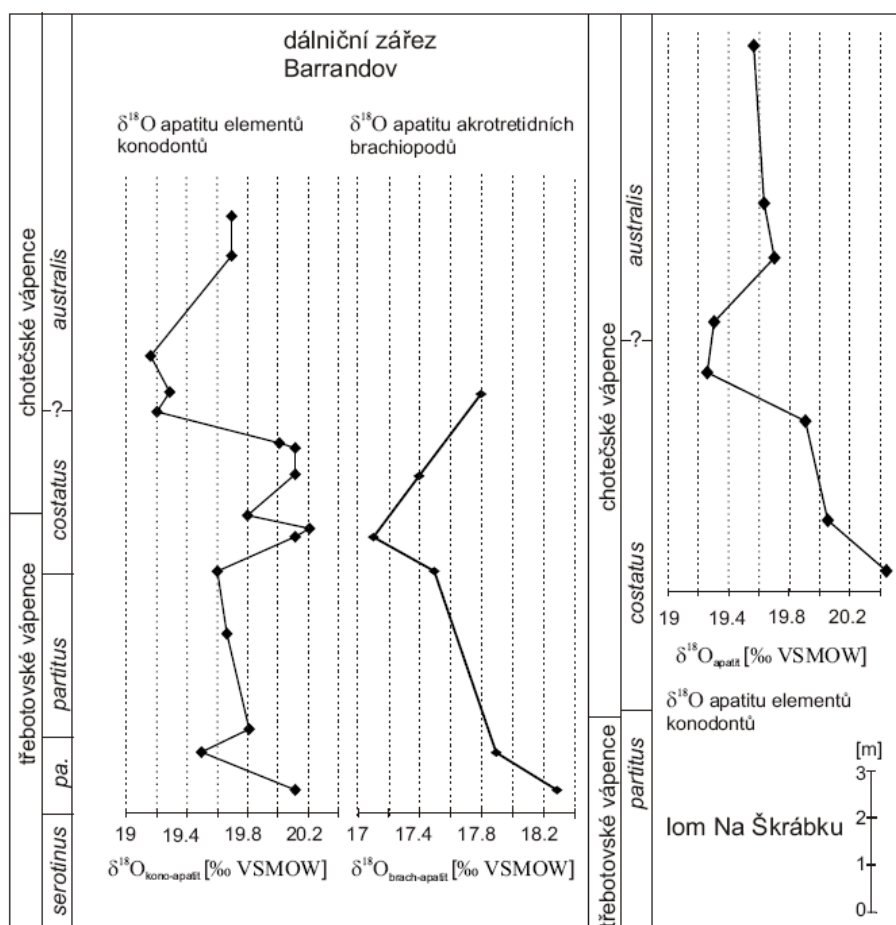
Výsledky jsou uvedeny a diskutovány v předložené práci Berkyová et al. (příloha IV), zde je proto uveden jen stručný souhrn.

Byla provedena analýza $\delta^{13}\text{C}$ karbonátů následujících profilů pražské pánve: lom Prastav v Holyni, lom Na Škrábku v Chotči, lom Jelínkův mlýn v Chýnici, profil U Němců v Karlštejně, dálniční zářez Barrandov a profil Na vyhlídce u Hostíma. Výsledky analýzy izotopického složení uhlíku karbonátů z výše uvedených profilů lze shrnout následovně: pozvolný růst hodnot a pík byl zaznamenán ve spodní části zóny *serotinus* (od 1,5‰ do 1,7‰, pouze na profilech dálniční zářez Barrandov a lom Jelínkův mlýn), dále pokles hodnot o ca. 0,5 ‰ na nejnižší hodnoty odpovídající 1,1 ‰ v úrovni hranice spodního a středního devonu (báze zóny *partitus*) a pozvolný nárůst hodnot $\delta^{13}\text{C}$ ca. o 1 ‰ v zóně *costatus*.

8.3.2 $\delta^{18}\text{O}$ APATITU ELEMENTŮ KONODONTŮ A AKROTRETIDNÍCH BRACHIOPODŮ

Analýza izotopického složení kyslíku apatitu elementů konodontů byla provedena na profilech lom Na Škrábku a dálniční zářez Barrandov (obr. 1), kde byla provedena rovněž analýza fosfátu schránek akrotretidních brachiopodů z některých identických poloh.

Výsledky byly částečně publikovány a diskutovány v Elrick et al. 2009 (příloha II).



Obr. 1. Izotopické složení kyslíku apatitu elementů konodontů a akrotretidních brachiopodů lokalit dálniční zářez Barrandov a lom Na Škrábku.

Dálniční zářez Barrandov - $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ elementůkonodontů

Analyzovaný interval odpovídá hraničnímu intervalu třebotovských a chotečských vápenců v rozsahu konodontových zón *patulus-australis*. Zóna *australis* zde byla identifikována na základě výskytu taxonu *Polygnathus pseudofoliatus* WITTEKINDT (viz Berkyová 2009) a je tedy vedena s otazníkem. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se zde pohybují v rozsahu 19,2-20,2 ‰ (obr. 1). Pokles hodnot byl zaznamenán v zónách *patulus* a *partitus*, v zóně *costatus* byly zaznamenány maximální hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ odpovídající až 20,2 ‰. Pokračující trend vykazuje pokles hodnot $\delta^{18}\text{O}$ na bázi zóny *australis* a následný opětovný nárůst.

Iom Na Škrábku - $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ elementůkonodontů

Hraniční interval třebotovských a chotečských vápenců zde nebyl analyzován z důsledku nedostatečného množství extrahovaných elementů. Byla provedena analýza $\delta^{18}\text{O}$ apatitu elementů konodontů chotečských vápenců odpovídající zóně *costatus* a bázi zóny *australis* (vedené na základě výskytu taxonů *P. pseudofoliatus* WITTEKINDT a *P. trigonicus* BISCHOFF & ZIEGLER). Trendy i hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ jsou velice podobné odpovídající hodnotám zaznamenaným v případě profilu dálniční zářez Barrandov (obr. 1). Hodnoty klesají a dosahují minima v úrovni zóny *costatus* a zaznamenávají nárůst přibližně od báze zóny *australis*.

dálniční zářez Barrandov - $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ akrotretidních brachiopodů

Kromě analýzy apatitu konodontových elementů byly z identických poloh analyzovány též schránky akrotretidních brachiopodů (obr. 1). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se zde pohybují v rozsahu 17,1-18,3 ‰. Byl zaznamenán pokles hodnot v zónách *patulus-partitus*, minimální hodnoty odpovídající 17,1‰ na bázi zóny *costatus* a následný nárůst hodnot v zónách *costatus-australis*.

8.3.3 Analýza organické hmoty

Kompletní analýza byla zpracována laboratoří organické geochemie České geologické služby (pracoviště Brno), výsledky jsou zde prezentovány ve formě tabulky (tab. 3) zhotovené zaměstnanci laboratoře. Výsledky jsou diskutovány v kapitole 9.8.

Vzorek	T max [°C]	S1 [mgH C/ g rock]	S2 [mgHC/ g rock]	S3 [mgCO ₂ / g rock]	TOC [%]	HI [mgHC/ g TOC]	OI [mgCO 2/gTOC]	total TIC [%]
1	357	0.01	0.02	0.15	0.05	40	300	10.74
2	437	0.01	0.05	0.27	0.10	50	270	11.29
3	443	0.02	0.09	0.17	0.09	100	189	11.90
4	445	0.02	0.13	0.10	0.15	87	67	11.91
5	454	0.01	0.03	0.16	0.08	38	200	11.37
6	471	0.01	0.05	0.12	0.08	63	150	11.50
7	436	0.04	0.18	0.23	0.13	138	177	11.40
8	444	0.02	0.34	0.38	0.19	179	200	11.02
9	448	0.02	0.10	0.16	0.14	71	114	11.71
10	446	0.02	0.09	0.17	0.11	82	155	11.62

Tab. 3. Výsledky pyrolýzy Rock-Eval profilu lom Na Škrábku zpracované laboratoří organické geochemie České geologické služby.

9 DISKUZE

9.1 FAUNISTICKÉ ZMĚNY V ÚROVNI BAZÁLNÍHO CHOTEČSKÉHO EVENTU

Posuzování míry a charakteru faunistických změn v úrovni bazálního chotečského eventu pražské pánve není jednoznačné. Dokumentovaný fosilní obsah třebotovských a chotečských vápenců pochází z velké části z tzv. bílých vrstev (okolí Holyně a Hlubočep), tedy izolovaných poloh omezeného počtu a stratigrafického rozšíření v rámci těchto jednotek. Tento fakt dobře ilustrují tab. 1 a tab. 2., zmiňují ho též Chlupáč et al. (1979). Samotné chotečské vápence jsou faunisticky poměrně chudé, např. Hanuš (1923) zmiňuje, že „v *g₃* udá se samému paleontologovi vytlouci málo“ (str. 107). Z publikovaných faunistických dat z pražské pánve i ze světa vyplývá, že nejzásadněji ovlivnily environmentální změny v úrovni zóny *costatus* bentické organismy, zejména trilobity a brachiopody (např. Struve 1982, Chlupáč 1994) a nektonní organismy – viz dokumentovaný rozmach zástupců určitých čeledí goniatitů (např. House 1989). Uvážíme-li též zaznamenaný pokles provincialismu rugózních korálů (Pedder 2010) a zvýšenou migraci phacopidních trilobitů (Chlupáč 1977) v této stratigrafické úrovni, lze považovat zdvih hladiny světového oceánu za rozumné vysvětlení faunistických změn (např. Chlupáč & Kukul 1986, 1988). V této souvislosti vyvstávají dvě otázky: co je příčinou této transgresní události a jaký je její podíl na změnách v organickém světě. První otázka je předmětem diskuse kapitoly 9.6., ovšem za současného stavu poznání na ní nemáme jednoznačnou odpověď. V souvislosti s druhou otázkou je nutné připomenout některé poznatky zmíněné v kapitole 8.2.2. (viz též příloha IV). V několika úrovních chotečských vápenců byly dokumentovány rozkvěty prasinofytních řas, zejména při bázi této jednotky. Phycomata těchto řas jsou charakteristické velkými rozměry (až 500 μm) a silnými stěny. Velké množství řas a jejich velké rozměry jsou zde interpretovány jako důsledek zvýšeného přínosu živin. Je zde navržena hypotéza, že právě deficit rozpuštěného kyslíku u mořského dna způsobený oxidací zvýšeného množství organické hmoty, hrál společně se zvýšenou úrovní hladiny moře významnou roli v poklesech diverzity či dokonce vymírání bentických organismů. Jinými slovy – kyslíkový deficit u dna nemusel být v tomto případě způsoben pouze zvýšením úrovně hladiny moře (vertikální migrace zóny s nedostatkem voleného kyslíku), ale rovněž zvýšenou primární produkcí, resp. oxidací organické hmoty.

Je také důležité uvědomit si, že ve skupinách planktonních a nektonních, jako jsou dakryokonaridní tentakuliti či konodonti, nebyly zaznamenány žádné větší změny. Ovšem je nutno zmínit migraci konodontového taxonu *Polygnathus serotinus* mimo pražskou pánev

v této úrovni. Tento taxon je nejhojnějším taxonem třebotovských vápenců, nebyl však zaznamenán v nadložních chotečských vápencích (Berkyová 2009). Tato migrace může být považována za důsledek změněných hloubkových poměrů pánve, např. v Nevadě (kde je *P. serotinus* běžný též v zóně *costatus*) je tento taxon charakteristický pro spíše mělkovodní uložení (Ch. Sandberg, písemná komunikace). Jak vyplývá rovněž z právě probíhajícího studia akrotetidních brachiopodů (Mergl & Berkyová, v přípravě), rovněž v rámci této skupiny nebyly rozpoznány žádné změny v diverzitě. Autorka této disertační práce se přiklání k epiplanktonickému způsobu života této skupiny a tedy její nezávislosti na množství volného kyslíku u dna.

Frýda (ústní sdělení, manuskript v přípravě) dokumentoval na základě velkého datového souboru trilobitových taxonů významné změny, konkrétně zaznamenal 90% úbytek druhů, ale zejména 50% úbytek rodů trilobitů v chotečském souvrství. Navíc dokumentoval migraci určitých taxonů trilobitů („habitat tracking“) – určité taxony přítomné v třebotovských vápencích nenalezl v nadložních chotečských vápencích, ale v mělkovodních vápencích akantopygových (stratigrafický ekvivalent chotečských vápenců). Což opět potvrzuje povahu environmentálních změn, tj. zvýšená úroveň hladiny moře a/nebo zvýšený deficit volného kyslíku u dna.

Při posuzování faunistických změn je nesmírně důležitá otázka korelací, tj. odpovídají-li dokumentované změny opravdu úrovni zóny *costatus* a rovněž jaký je charakter vlastních změn – jde o reakci faunistických společenstev na environmentální změny, či jde o výraz vnitřní evoluční dynamiky té které skupiny?

I přesto, že faunistické změny v této úrovni nemůžeme označit jako zásadně dramatické, důležitým faktem zůstává, že bazální chotečský event sehrál významnou roli v evoluci mnoha skupin mořských organismů.

9.2 MECHANISMY SEDIMENTACE TŘEBOTOVSKÝCH A CHOTEČSKÝCH VÁPENCŮ

Jak je již zmíněno v kapitole 4.7., prostředí sedimentace třebotovských vápenců bylo interpretováno Chlupáčem (1959, 1977) jako klidné, bez významnější činnosti mořských proudů. Za distální sedimenty turbiditních proudů o nízké hustotě střídající se s pomalu se usazujícími hemipelagity, považují svrchní třebotovské vápence Plusquellec & Hladil (2001) a Koptíková (přijato), používaje termínu kalciturbidity. Koptíková (přijato) uvádí, že jemnozrné distální kalciturbidity jsou více typické pro spodní části sledu třebotovských

vápenců. V rámci mého studia třebotovských vápenců však znaky (až na výjimku, viz níže) ukazující na ukládání sedimentu z gravitačních proudů, jako je např. gradační zvrstvení, nebyly zjištěny. Výjimku tvoří oblast Hostíma, kde byly dokumentovány peloidální packstony bazálních třebotovských vápenců s poměrně dobře vyříděnými elementy krinoidů. Tyto sedimenty (viz MF typ 2) jsou zde interpretovány jako distální uloženiny turbiditních proudů. Rozdílného charakteru třebotovských vápenců této oblasti si všimli již Svoboda & Prantl (1950b, 1953) a Chlupáč (1959), kteří zdůrazňují zejména jejich chudý fosilní obsah. Tento fakt potvrzuje i tato studie, je však s podivem, že v těchto sedimentech jsou kromě bentických organismů vzácní též dakryokonaridní tentakuliti, kteří tvoří hlavní složku třebotovských vápenců v jiných částech pánve. Interpretace tohoto prostředí není zcela jednoznačná, dají se předpokládat rozdílné hloubkové poměry v této oblasti v době sedimentace třebotovských vápenců v důsledku tektonické predispozice pánve (viz Kříž 1991). Domnívám se však, že použití generelního označení kalciturbidit pro třebotovské vápence není vhodné. Turbidit je genetický a interpretativní termín, mluvíme-li o třebotovských vápencích jako o turbiditech, naznačujeme tím mechanismy vzniku sedimentu a sice ukládání z gravitačních (turbiditních) proudů, které pro celý sled třebotovských vápenců aplikovatelné, jak se domnívám, nejsou.

Mechanismy sedimentace z turbiditních proudů jsou však aplikovatelné pro chotečské souvrství – o alochtonní povaze určitých poloh se zmiňuje např. Chlupáč (1957, 1959). V chotečských vápencích studovaných lokalit byly pozorovány některé jednotky tzv. Boumovy sekvence (Bouma 1962), jako je ostrá erozní báze a pozitivně gradované sedimenty přecházející do jemnozrnných, někdy laminovaných poloh. Kompletní schéma pozorováno nebylo – jednak zachování kompletní sukcese je v karbonátech poměrně vzácné (Bouma svůj sled popisuje v siliciklastikách) a jednak se v případě chotečských vápenců jedná o turbidity distální, kde zachování celé sukcese rovněž není běžné (Flügel 2004). Domnívám se, že pro interpretace paleoprostředí je důležitý fakt, že jde o uloženiny gravitačních proudů. Např. Suchý (1991) interpretoval chotečské vápence jako tempestity. S tímto nesouhlasil např. Chlupáč v Chlupáč et al. (1998), který zdůrazňoval duální povahu fosilních společenstev chotečských vápenců (mělkovodní fauna v alochtonních, hlubkovodní v autochtonních sedimentech). Tempestity jsou mělkovodní uloženiny, vzniklé mechanickými disturbancemi sedimentu v důsledku intenzivních vln a proudů za bouřek (viz např. Aigner 1985) a právě mělkovodní společenstva jsou typická jak pro uloženiny bouřkové, tak pro sedimenty vzniklé „za pěkného počasí“. To však nelze říci o uloženinách turbiditních proudů. V rámci tohoto studia byly v chotečských vápencích rovněž dokumentovány znaky bouřkových sedimentů,

jako jsou rýhové stopy, přítomnost hojných intraklastů a sedimentárních brekcií, hřbítkovité zvrstvení (HCS, „hummocky cross stratification“) a symetrické čeřiny. Právě HCS a symetrické čeřiny jsou pro tempestity typické. HCS bylo dokumentováno na profilu u silnice mezi Hostímem a Srbskem v zóně *kockelianus*. Podobně ve vyšších chotečských vápencích v lomu Na Škrábku (zóna *australis*) byly dokumentovány dvě symetrické čeřiny. Zdá se tedy, že v těchto intervalech bouřkové vlnění ovlivňovalo sedimentaci chotečských vápenců. Lze se domnívat, že v tomto intervalu dochází ke krátkodobé regresi (pravděpodobně lokální jev tektonického původu), v případě oblasti kolem Hostíma je nutno vzít v úvahu též tektonickou predispozici pánve – tato oblast byla ve srovnání s centrální a severovýchodní částí pánve charakteristická mělkovodnější sedimentací, jak ostatně poznamenávají např. již Svoboda & Prantl (1947, 1948c) a Chlupáč (1959). Tomuto změlnění mohou též odpovídat hrubozrnné polohy sedimentů a brekcií vyšších chotečských vápenců, které v oblasti kolem Hostíma, Karlštejna a Srbska dokumentovali Bouček (1938), Svoboda & Prantl (1948b,c; 1951), Svoboda et al. (1957), Chlupáč (1959) a Budil (1995). Je důležité zmínit, že uvedené znaky bouřkové sedimentace jsou vzácné a nepředstavují charakteristický rys chotečských vápenců této úrovně (viz např. výše zmiňovaný počet symetrických čeřin). Nemůžeme však vyloučit, že turbiditní proudy, z nichž k sedimentaci docházelo, byly inicializovány právě bouřemi. Viz kapitola 4.7.

9.3 POZNÁMKY K PETROGRAFII CHOTEČSKÉHO SOUVRSTVÍ

Jak je uvedeno v kapitole 4.6., první petrografické výzkumy chotečských vápenců provedli Petránek (1946b, 1951a,b), Svoboda et al. (1957) a Kukul (1963).

Petránek (1946b) popisuje tzv. chuchvalcovitou strukturu, kterou též zmiňují Svoboda et al. (1957). Petránek (1946b) dává vznik této struktury do souvislosti s chemismem sedimentu, Svoboda et al. (1957) se přiklání k druhotnému vzniku, konkrétně rekrystalizací základní karbonátové hmoty.

Na základě zkoumání několika desítek výbrusů chotečských vápenců se domnívám, že peloidy, které poprvé rozpoznal Petránek (1946b), a které označoval jako „chuchvalce“, představují intenzivně mikritizované kalcisféry. Bylo dokumentováno několik stádií degradace kalcisfér – od dobře zachovaných po pouhé kulovité shluky mikritu (Berkyová & Munnecke, přijato, příloha III). Petránek (1951a) rovněž popisuje kulovité útvary „*s lemem bituminózní povahy*“ a domnívá se, že jde o kalcifikované radiolárie. V tomto smyslu je nutno zmínit, že „kalcisféra“ je umělé a negenetické označení. Taxonomická příslušnost této

skupiny je nejistá a je stále předmětem diskusí (viz reference v Berkyová & Munnecke, přijato). Taxonomická příslušnost kalcisfér k radiolariím byla rovněž diskutována (Antoshkina 2006) a je velice pravděpodobné, že mnoho kulovitých vápnitých mikrofosilií označovaných v literatuře jako kalcisféry, mohou ve skutečnosti být kalcifikované radiolarie. Petránek (1951a) uvádí pro své kulovité útvary velikost 0,15-0,21 mm, což jsou shodné velikosti kalcisfér zjištěné během tohoto studia. Petránek (1951a) však zmiňuje i samotné kalcisféry a označuje je jako nepravé kalcisféry. Podle tohoto autora tmavě zbarvený lem kalcisfér je konstantní tloušťka, on ovšem dokumentoval nepravidelnou tloušťku lemu, a proto uvádí označení „nepravé kalcisféry“. Na základě publikovaných fotografií (Petránek 1951a, tab. II, obr. 2) se domnívám, že může jít o tzv. radiosphaeridní kalcisféry, tj. vápnité kulovité objekty s výběžky. Tyto výběžky jsou v důsledku mikritizace a/nebo transportu špatně zachované a proto se lem kolem kalcisfér mohl jevit jako nepravidelný. Ovšem taxonomická příslušnost radiosphaeridních kalcisfér je rovněž neznámá, Kaźmierczak & Kremer (2005) se domnívají, že jde o posmrtně kalcifikované acritarcha. Určení taxonomické příslušnosti kalcisfér nebylo cílem tohoto studia, je zřejmé, že vápnité kulovité útvary, které označujeme jako kalcisféry, mohla produkovat řada organismů, nemůžeme ani s jistotou říci, jedná-li se individuální organismy či reproduktivní struktury. Tedy názor Petránka (1951a), že jde o radiolarie, nelze vyloučit - avšak ani potvrdit. Nelze se však ztotožnit s názorem Svobody et al. (1957), kteří pokládají chuchvalcovitou strukturu za diagenetickou. Jak již bylo naznačeno výše, z našeho výzkumu vyplývá, že peloidy (chuchvalce) jsou ve skutečnosti intenzivně mikritizované kalcisféry. Nedomníváme se, že mikritizace je v tomto případě diagenetický proces (viz diskuse v Berkyová & Munnecke, přijato, příloha IV). Dle našeho názoru jde o mikrobiální degradaci klastů (mikritizace *sensu* Bathurst 1966), tedy o jev, který je všudypřítomný v současných tropických mořích (např. Alexandersson 1972, Bathurst 1975). Navíc, uvážíme-li fakt, že výskyt peloidů je vázán na mělkovodní prostředí (peloidy byly dokumentované zejména v alochtonních grainstonech) a na konkrétní období (sedimentace chotečského souvrství), potom se spíše nabízí myšlenka nastolení speciálních environmentálních podmínek – v tomto případě byl navržen eutrofizační model, tj. intenzivní činnost mikrobiálních organismů (způsobujících mikritizaci zrn) v důsledku zvýšeného přísunu živin. Pro zvýšený přísun živin se nám nabízejí i jiné indicie a sice intenzivní rozvoj prasinofytních řas, který byl v chotečských vápencích dokumentován (viz kapitola 9.4.).

Je důležité zmínit, že v této studii bylo dokumentováno několik typů peloidů, kromě již výše zmíněných jde rovněž o peloidy větších rozměrů a nepravidelného tvaru a peloidy

vzniklé abrazií sinic (*Girvanella*). Původ peloidů větších rozměrů a nepravidelného tvaru neznáme, je však pravděpodobné, že se jedná o kosterní elementy krinoidů - soudě na základě faktu, že hlavním typem klastů, které se podílejí se na stavbě grainstonů jsou právě elementy krinoidů.

Peloidy chotečského souvrství zmiňuje též Havlíček & Kukul (1991), kteří uvádí klasty akantopygových vápenců podobné grapestonům z bahamské platformy, autoři tedy označují akantopygové vápence jako bahamity a na základě toho interpretují sedimentární prostředí jako extrémně mělkovodní. Nedomnívám se však, že pro takovou interpretaci je dostatečné množství důkazů. Co se týče hloubkových poměrů nelze říci mnoho, snad jen že sedimentace probíhala částečně též nad úrovní dosahu bouřkového vlnění (dokumentované křížové zvrstvení ve střední části sledy akantopygových vápenců v Červeném lomu u Suchomast). Domnívám se, že pro vznik peloidů není extrémně mělkovodní prostředí nutné. Přijmeme-li hypotézu, že mikritizace je důsledkem aktivity mikrobiálních organismů (mikritizace *sensu* Bathurst 1966) a uvážíme-li fakt, že vznik peloidů se děje v mělkovodním prostředí (viz výše), potom můžeme spíše uvažovat o klidném, nízkoenergetickém prostředí (jen tak mohou organismy kolonizovat substrát) snad ve fotické zóně (je však prokázáno, že mikritizaci mohou způsobovat též heterotrofní organismy – např. houby či foraminifery, viz reference v Berkyová et al., předloženo, příloha IV).

Můžeme tedy shrnout, že podmínky sedimentace chotečského souvrství byly velice speciální (důsledek bazálního chotečského eventu) a lišily se od podmínek, které známe z podložních i nadložních jednotek. Je důležité zmínit, že tohoto zcela výjimečného charakteru chotečského souvrství si všimli již starší autoři (např. Petránek 1946b, 1951a,b), Kukul (1963) a Havlíček & Kukul (1991).

9.4 DISKUZE K VÝSKYTŮM MIKREDITIZOVANÝCH KALCISFÉR, PELOIDŮ, *GIRVANELLA* A PRASINOFYTNÍCH ŘAS

Jak je uvedeno v kapitole 8.2.2., v chotečských vápencích byly dokumentovány masové výskyty mikreditizovaných kalcisfér a různých typů peloidů. Na základě dokumentovaných stádií mikreditizace kalcisfér byla vyslovena hypotéza (Berkyová et al., předloženo, Berkyová & Munnecke, přijato), že kulovité peloidy (shluky mikritu) o rozměrech 80-200 μm představují intenzivně mikreditizované kalcisféry. Centripetální mikreditizace byla zaznamenána též u kosterních elementů ostnokožců. Na základě společného výskytu těchto elementů společně s elementy bez mikritických obálek a rovněž s peloidy o tvaru suboválného mnohoúhelníku byla formulována domněnka, že tento typ peloidů

představuje původně kosterní elementy ostnokožců (zejména krinoidů). Kalcisféry, elementy krinoidů a oba typy peloidů (z výše uvedených odvozené) představují základní komponentu alochtonních poloh chotečského souvrství. Jak již zmínil Chlupáč (1957, 1959) „zrnité“ polohy představují transportovaný materiál z mělkovodního prostředí (dokumentoval též mělkovodní charakter faun těchto poloh). Všechny uvedené komponenty byly zaznamenány též v autochtonních, mikritických polohách chotečského souvrství, ovšem jen v podřadném množství, domnívám se tedy, že jde o materiál „vyvátý“ ze zdrojové oblasti. Facie této mělkovodní zdrojové oblasti („karbonátové továrny“), není zachována, což znesnadňuje paleoenvironmentální interpretace. Avšak na základě složení sedimentů transportovaných z této oblasti se lze domnívat, že sedimentární prostředí této zdrojové oblasti bylo charakteristické přítomností krinoidových porostů, které tvořily jakousi ochrannou bariéru oblasti, kde docházelo k sedimentaci kalcisfér a mikritizaci klastů (obr. 2). V tomto prostředí se dají rovněž očekávat porosty sinic, jejichž abrazované fragmenty či „vyváté“ filameny byly dokumentovány z hlubších částech pánve (*Girvanella*). Další charakteristikou období sedimentace chotečských vápenců jsou rozkvěty prasinofytních řas. Phycmata těchto řas byly zaznamenány jak v autochtonních, tak v alochtonních polohách. V této souvislosti zde vyvstává několik otázek – proč docházelo k periodickým snosům materiálu do hlubších částí pánve? Proč v období sedimentace chotečských vápenců docházelo k rozkvětům kalcisfér a prasinofytních řas a proč docházelo v tomto období k intenzivní mikritizaci a tvorbě peloidů? Pro zvýšenou aktivitu turbiditních proudů nemáme jednoznačné vysvětlení, je však nutné vzít v úvahu zvýšený tektonický neklid v důsledku nastupující variské orogeneze, vyloučit nemůžeme ani projevy klimatických změn – např. zvýšená četnost bouří a hurikánů – tak jak předpokládal Suchý (1991). V úvahu teoreticky připadají rovněž projevy změn úrovně hladiny moře třetího řádu. Interpretaci paleoprostředí na základě výskytu kalcisfér znesnadňuje nejasné systematické postavení této skupiny. Z literatury ovšem vyplývá (viz reference v Berkyová & Munnecke, přijato), že paleozoické kalcisféry jsou typické pro příbřežní uložení, zálivy či laguny s klidnou sedimentací a dostatečným přísunem živin. Rovněž výskyty prasinofytních řas jsou spojené s eutrofickými vodami. Peloidy jsou v této studii pokládány za výsledek bioerozní činnosti mikrobiálních organismů neznámého původu (mikritizace *sensu* Bathurst 1966). Vazba peloidů na mělkovodní prostředí může naznačovat autotrofní původ těchto organismů – to je však spekulativní, neb je známo, že mikritizaci způsobují též heterotrofní organismy (např. Friedman et al. 1971). Přestože nemůžeme heterotrofní původ původců mikritizace vyloučit, jejich autotrofní povaha se zdá být pravděpodobná. Je však zřejmé, že aktivita organismů způsobujících mikritizaci klastů byla

v době sedimentace chotečských vápenců velmi vysoká. Je zajímavé, že ve facii suchomastkých vápenců nebyly zaznamenány kalcisféry ani peloidy. Jak již bylo zmíněno výše, kalcisféry či také izolované filamenty *Girvanelly* byly pozorovány v třebotovských vápencích (stratigrafický ekvivalent suchomastských vápenců), i když poměrně vzácně, představující „vyvátý“ materiál z mělkých vod. Zdá se tedy, že facie suchomastkých vápenců, představující zdrojovou oblast kalcisfér a *Girvanelly*, není zachována. Je však potřeba vzít v úvahu další možnost a sice: kalcisféry byly v době sedimentace suchomastských vápenců zastoupeny nehojně. Dále je nutné připomenout, že peloidy nebyly zaznamenány v suchomastských vápencích vůbec. Lze tedy předpokládat jisté specifické podmínky během sedimentace chotečského souvrství. Vezmeme-li v úvahu všechny typické komponenty chotečských vápenců, uvědomíme si, že mají cosi společného – za masovými výskyty kalcisfér, prasinofytních řas a intezivní bioerozivní činností organismů může stát zvýšený přísun živin do pánve. Původ těchto látek je neznámý, je však zajímavé, že Koptíková (přijato) interpretovala změny v distribuci vzácných prvků a změny magnetické susceptibility jako zvýšený přísun eolického materiálu do pánve. Podobně Hladil et al. (2008) interpretovali reverzní vzory hodnot magnetické susceptibility v úrovni bazálního chotečského eventu (a rovněž kačáckého eventu) jako možný důsledek klimatických disturbancí, konkrétně zvýšeného přísunu terigenního materiálu. Tento zdroj živin se jeví býti jako pravděpodobný, uvážíme-li zvláště též zvýšené výskyty bouří a hurikánů, které pro období sedimentace chotečských vápenců předpokládá Suchý (1991). Důkaz pro toto tvrzení však nemáme, a proto musíme uvažovat také jiné možné zdroje živin – nemůžeme např. vyloučit recyklaci živin při transgresně-regresních událostech či „upwelling“ živin.

Rozkvěty prasinofytních řas měly jeden významný důsledek a sice nedostatek volného kyslíku u dna. Prasinofytní řasy jsou zde interpretovány jako příčina kyslíkového deficitu a nikoliv jeho důsledek (viz kapitola 9.8.). Podmínky pro zachování organické hmoty nebyly v chotečských vápencích dobré, proto se přikláním k vysvětlení akumulací prasinofytních řas zvýšeným výskytem těchto řas a nikoliv pouze jejich lepším zachováním. Důsledky kyslíkové deficitu u dna jsou diskutovány v kapitole 9.1.

Jako sumarizaci výše zmíněného lze uvést následující: mezi základní charakteristiky chotečských vápenců patří jejich tmavá barva (zvýšený obsah organické hmoty), charakter sedimentace (turbiditní proudy) a výskyty peloidů, prasinofytních řas a kalcisfér – přičemž poslední tři zmíněné lze, jak se domnívám, považovat za ukazatele zvýšeného přínosu živin. Zvýšený přísun živin a neklidná sedimentace můžou být projevy klimatických změn

spojených s bazálním chotečským eventem. Je zajímavé, že pík v akumulaci prasinofytních řas odpovídá zaznamenanému ochlazení (viz kapitola 9.6.).

9.5 $\delta^{13}\text{C}$ KARBONÁTŮ INTERVALU EMS-EIFEL

Pokles hodnot $\delta^{13}\text{C}$ je v úrovni hranice spodního a středního devonu sice nepatrný, nicméně jasně rozeznatelný na všech zkoumaných profilech. Tento fakt v sobě skýtá značný korelační potenciál. Hranice spodního a středního devonu je vedena na základě taxonu *Polygnathus costatus partitus*. Identifikace tohoto taxonu není vždy jednoznačná, neb byl stanoven jakožto přechodná forma mezi *P.c. patulus* a *P.c. costatus*. Nicméně kombinováním křivek $\delta^{13}\text{C}$ a konodontové škály lze docílit velké korelační přesnosti, neb jak je uvedeno v kapitole 5, geochemické eventy dokumentované změnami $\delta^{13}\text{C}$ lze pokládat za více méně izochronní.

Celkový vývoj je charakteristický pozvolným nárůstem hodnot $\delta^{13}\text{C}$ zhruba od úrovně hranice spodního a středního devonu. Maximální hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ dosahují ca. 2 ‰ ve vyšších částech chotečských vápenců (zóna *costatus*). Vlastní hranice třebotovských a chotečských vápenců, která je charakteristická kulminací environmentálních změn, nepředstavuje změnu ve vývoji $\delta^{13}\text{C}$ – litologická hranice se s křivkou $\delta^{13}\text{C}$ setkává v rámci jejího rostoucího trendu. Tedy zvýšená produkce organické hmoty, charakteristická pro období sedimentace chotečských vápenců, nemá ve vývoji $\delta^{13}\text{C}$ výraznější odezvy. Tedy toky uhlíku mezi organickým a anorganickým rezervoárem - procesy spjaté s pohřbíváním organické hmoty a její remineralizací, probíhaly pravděpodobně v rovnováze díky neomezené cirkulaci vodních mas. Důležitým faktem je, že podobné výsledky byly zaznamenány i jinde v Evropě a severní Africe (např. Buggisch & Mann 2004) a rovněž v oblasti Apalačského pohoří USA (Fay a Salzman 2006), jde tedy o globální signál.

Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ chotečských vápenců jsou charakteristické svým rozptylem, který je ve srovnání s podložními třebotovskými vápenci značný. Chceme-li zjistit původ tohoto rozptylu je nutno vzít v úvahu též litologické charakteristiky. Chotečské vápence jsou charakteristické polohami krinoidových vápenců (uloženiny turbiditních proudů) střídající se s polohami tmavých, mikritických vápenců. Přednostně byla analyzována matrix vápenců, tedy mikrit, ovšem v případě grainstonů to z důvodu nepřítomnosti mikritu nebylo možné. Hlavní součástí grainstonů jsou skeletální elementy ostnokožců (zejména krinoidů), peloidy a v podřizném množství jiné bioklasty jako jsou ostrakodi, trilobiti a brachiopodi. Elementy krinoidů tvoří v podstatě základ horniny. Při interpretaci dat je tedy nutno vzít v úvahu zjištění několika

autorů (Weber & Raup 1966, 1968; Baumiller 2001), kteří popisují mezidruhové, vnitrodruhové a dokonce vnitroindividuální rozdíly v izotopickém složení uhlíku stereomu recentních ostnokožců. Dalším faktorem, který může ovlivnit izotopické složení uhlíku karbonátů je originální mineralogie složek podílející se na tvorbě horniny. Je totiž známo, že díky hustému hexagonálnímu uspořádání krystalové mřížky aragonitu je frakcionace mezi DIC („dissolved inorganic carbon“) roztoku (mořské vody) a aragonitem větší, než je tomu tak mezi DIC a nízko hořečnatým kalcitem (Emrich et al. 1970, O’Niel 1977, Romanek 1992). Výsledkem jsou rozdílné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ aragonitu a kalcitu, lišící se zhruba o 1%. Důležité je, že izotopické složení aragonitu zůstane zachováno i po rekrystalizaci (děje-li se v uzavřeném systému pro C) (Swart & Eberli 2005, Buggish & Joachimski 2006). Dalším důležitým faktorem je povaha mikritu jako taková. Karbonátová matrix, tedy mikrokrystalický kalcit (mikrit) vzniká několika způsoby (viz Berkyová & Munnecke přijato, příloha III, shrnutí v Flügel 2004), tedy při analýze izotopického složení uhlíku mikritu analyzujeme v podstatě látku neznámého původu.

Jak bylo uvedeno výše, chotečské vápence jsou charakteristické sedimentací krinoidových grainstonů, mikritických vápenců a rovněž přítomností velkých akumulací prasinofytních řas. Proto u každého vzorku, kde byla analýza $\delta^{13}\text{C}$ provedena, byly též posouzeny základní litologické charakteristiky. Nicméně souvislost mezi určitou hodnotou $\delta^{13}\text{C}$ a litologickým typem zjištěna nebyla. Bude to tedy pravděpodobně diagenetická alterace, která ovlivnila vývoj hodnot $\delta^{13}\text{C}$ chotečských vápenců - zejména litotypy grainstonů jsou náchylné k diagenetickým přeměnám v otevřeném systému díky vyšší původní porozitě (diagenetická fluida mohou lépe protékat).

9.6 $\delta^{18}\text{O}$ APATITU ELEMENTŮ KONODONTŮ INTERVALU EMS-EIFEL

Vyvstává zde klíčová otázka, jaké procesy jsou odpovědné za dokumentované rozdíly v hodnotách $\delta^{18}\text{O}$, tj. nárůst o 0,5 ‰ v úrovni báze zóny *costatus* lokality dálniční zářez Barrandov a pokles o 0,8 ‰ v úrovni báze zóny *australis* dokumentovaný na obou profilech.

V publikaci Elrick et al. (2009) byl navržen mechanismus glacieustáze a termoeustáze, tj. izotopické složení kyslíku mořské vody bylo ve spodním a středním devonu v důsledku klimatických změn řízeno změnami v objemu vody vázané v kontinentálních ledovcích a tepelné roztažnosti vody. Existují tu však určité problémy: předně, neexistují fyzické doklady zalednění ve středním a spodním devonu (což samo o sobě problém vlastně nepředstavuje). Nicméně přijmeme-li tuto hypotézu, měli bychom pozorovat určitou

provázanost mezi změnami úrovně hladiny moře (dokladované na základě sedimentologických, mikrofaciálních a paleontologických dat) a pozorovanými změnami hodnot $\delta^{18}\text{O}$. Jinými slovy, jsou-li transgresně-regresní cykly řízené klimatickými změnami a množstvím vody vázané v ledovcích, potom pozorovaná maxima hodnot $\delta^{18}\text{O}$ by měla odpovídat ochlazení a tedy regresi a naopak, minima $\delta^{18}\text{O}$ by měla odpovídat oteplení a tedy transgresním událostem. Porovnáme-li izotopické křivky a rekonstruované křivky změn úrovně hladiny moře (viz příloha IV, obr. 3, 5) obou profilů, potom musíme konstatovat, že jasná závislost mezi změnami $\delta^{18}\text{O}$ a změnami úrovně hladiny moře tu není.

V intervalu zón *partitus-costatus* bylo v rámci této práce dokumentováno prohloubení pánve, jehož maximum je předpokládáno pro interval odpovídající bazálním chotečským vápencům. Na lokalitě dálniční zářez Barrandov by tomu odpovídaly nejvyšší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (tedy ochlazení). Izotopické složení kyslíku mořské vody není řízeno pouze množstvím „izotopicky lehčí“ srážkové vody vázané v kontinentálních ledovcích v dobách glaciálu. Jak již bylo načrtnuto v kapitole 5.1., poměry $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mořské vody ovlivňují též procesy spjaté s evaporací a kondenzací, tedy s procesy ovlivňující salinitu mořské vody. Např. nižší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mořské vody mohou znamenat vyšší přísun „izotopicky lehčí“ meteorické vody do pánve – a tedy indikovat sníženou salinitu. Nicméně je nutno poznamenat, že žádné jiné indikátory možného snížení či zvýšení salinity nebyly v našem případě zaznamenány. Oproti salinitním výkyvům hovoří i jiný fakt, a sice - podobné trendy a hodnoty ve vývoji $\delta^{18}\text{O}$ zaznamenané v korelovatelných úrovních v Nevadě (Elrick et al. 2009), což naznačuje globální povahu zaznamenaných změn a tedy opět oživuje myšlenku glacioeustáze. Diskrepance mezi naměřenými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ a rekonstruovanými změnami úrovně hladiny moře mohou být též řízeny v případě pražské pánve lokální a regionální tektonikou – avšak transgresní událost na bázi zóny *costatus* byla zaznamenána globálně (viz tab.1 v příloze IV). Pro vyřešení tohoto problému je potřeba provést další analýzy, zahrnout minimálně jeden další profil pražské pánve a zejména více profilů celosvětově (v korelovatelné úrovni). Do té doby zůstane otázka fungování glacioeustatických mechanismů ve spodním a středním devonu otevřena. Nicméně jak prokázal Joachimski et al. (2009), období středního devonu bylo charakteristické mnohem nižšími průměrnými teplotami, než se dosud všeobecně předpokládalo. Přítomnost glacioeustatických mechanismů tedy úplně vylučovat nemusíme, nicméně jak již bylo řečeno, k ověření je potřeba analyzovat více profilů celosvětově a kritický přístup při interpretaci dat.

Jiný aspekt analýzy stabilních izotopů je zde zcela zřejmý – a sice chemostratigrafická korelace. Jak je vidět na obr. 1, izotopické křivky obou profilů jsou velice podobné, což potvrzuje biostratigrafická škála konodontová. Tento fakt je důkazem toho, že analýza izotopického složení kyslíku apatitu konodontových elementů je důvěryhodná a opravdu odráží primární hodnoty. Navíc se potvrzuje zjištění vyplývající ze sedimentologických a paleontologických dat, a sice že sedimentace na lokalitě dálniční zářez Barrandov měla kondenzovaný charakter. Chotečské vápence jsou zde pouze 5 m mocné, což neodpovídá mocnosti v celé pražské pánvi, která může dosahovat až ca. 60 m (Chlupáč 1959). Vlastní kontakt s nadložními horninami srbského souvrství sice odkryt není a tedy nelze vyloučit jeho tektonický charakter, nicméně pro kondenzovanou sedimentaci hovoří též vyšší množství extrahovaných fosfatických fosilií a menší mocnosti hornin odpovídající jednotlivým biozónám chotečských vápenců.

O přítomnosti či nepřítomnosti kontinentálních ledovců můžeme polemizovat, nicméně pozitivní pík v zóně *costatus* je zde interpretován jako ochlazení (bez nutné odezvy úrovně hladiny moře, tedy regrese) neboť pro zvýšenou salinitu nejsou jiné důkazy. Podle přítomné fauny se jedná o normální mořské prostředí, mezi jinými jsou přítomni zejména ostnokožci, což jsou stenohalinní organismy (např. Dodd & Stanton 1990). Je zajímavé, že právě s nástupem ochlazení (odpovídající 3°C) byl zaznamenán první rozkvět prasinofytních řas v nejvyšších polohách třebotovských vápenců. Je možné, že kromě vyššího přísunu živin to mohla být právě nižší průměrná teplota, která těmto zeleným řasám prospívala. Prasinofytní řasy jsou dnes rozšířené zejména v chladných vodách vyšších zeměpisných šířek (Wrenn et al. 1998) a jejich rozkvět je právě často spojován s chladnými klimatickými výkyvy (např. Tyson 1995, Prauss 2007).

9.7 $\delta^{18}\text{O}$ APATITU AKROTRETIDNÍCH BRACHIOPODŮ INTERVALU EMS-EIFEL

Intepretace $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ akrotretidních brachiopodů je problematická. Původním záměrem analýzy $\delta^{18}\text{O}$ elementů konodontů a brachiopodů z identických vzorků bylo zjištění teplot vody prostředí, které bylo organismy obýváno. Konodonti jsou považováni za nektonní organismy žijící v podpovrchových vrstvách vodního sloupce, u některých taxonů se nevyklučuje nektobentický způsob života (viz přehled např. v Clark 1981, Sweet 1988). Podobně je tomu u akrotretidních brachiopodů. Pro některé je předpokládán bentický způsob života, pro jiné epiplanktonní (např. Rowel & Krause 1974, Williams a Lockley 1983, Mergl 2001). Teploty u mořského dna a v povrchových vrstvách vodního sloupce se jistě liší a toto

by mohlo být analýzou $\delta^{18}\text{O}$ odhaleno. Jak se však ukazuje, potvrzuje se názor, že fosfatičtí brachiopodi nejsou vhodným předmětem tohoto zkoumání (např. Lécuyer et al. 1998, Wenzel et al. 2000). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ v rozmezí 17,1-18,3 ‰ odpovídají teplotám mořské vody 33-38,4°C což jsou hodnoty s největší pravděpodobností neodpovídající realitě. Teploty vody nad 33°C jsou pokládány za již překračující optima většiny ektotermních mořských organismů (např. Hochachka & Somero 2002, Willmer et al. 2004). Teploty nad 38°C již představují hodnoty s letálními důsledky (Brock 1985). Ve srovnání s tím teploty vypočtené na základě $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ elementů konodontů se pohybují v rozsahu 25-29°C, což je srovnatelné s teplotami povrchových vrstev současného oceánu nízkých zeměpisných šířek (viz www.nodc.noaa.gov/dsdt/sst_ani.htm). Tedy zjištěné hodnoty $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ akrotretidních brachiopodů neodpovídají primárním hodnotám. Vystává zde tedy otázka, jakým způsobem byly hodnoty alterovány. Při diagenetické alteraci dochází k snižování hodnot $\delta^{18}\text{O}$ (Marshall 1992), což pravděpodobně nastalo i v tomto případě. Nemůžeme však vyloučit ani tzv. vitální efekt, tedy možnost, že organismus nevylučoval schránku v izotopické rovnováze s mořskou vodou, nýbrž svými metabolickými pochody izotopické složení schránky ovlivňoval. Uvážíme-li fakt, že ve fosfatických schránkách brachiopodů je přítomno též velké množství organické hmoty, potom se diagenetická alterace hodnot jeví být pravděpodobná. Degradace organické hmoty přítomné ve schránce může být totiž spojená s lokálním poklesem pH, rozpuštěním a znovuvysrážením apatitu (např. Nemliher & Kallaste 2002), jehož izotopické složení kyslíku by bylo rozdílné.

Souhrnem lze říci, že křivky izotopického složení kyslíku apatitu elementů konodontů jsou spolehlivých nástrojem globálních korelací a odrážejí podmínky vzniku studovaného materiálu, tedy teploty vody, ze které k srážení apatitu docházelo. Při interpretaci dat je potřeba kritický přístup, zvážit též jiné okolnosti, které mohly k pozorovaným změnám přispět (např. změny salinity). I když se analýza $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatitu}}$ elementů konodontů jeví jako vysoce spolehlivá metoda zjištění paleoteplot mořské vody, což potvrzuje i tato studie, obezřetnost je na místě. Další studie zaměřující se na izotopické složení kyslíku apatitu rozličných konodontových elementů různých i totožných taxonů je nezbytná. Poměrně alarmující jsou výsledky prezentované na mezinárodní paleontologické konferenci v Londýně v roce 2010 (Wheelely et al. 2010). Tento autorský kolektiv zde uvádí faktory, které mohou mít vliv na izotopické složení kyslíku apatitu konodontů, jako je např. použití určitého typu těžké kapaliny při separaci, vliv termální alterace apod.

9.8 GEOCHEMICKÁ ANALÝZA ORGANICKÉ HMOTY

Základní charakteristikou analyzovaných karbonátových hornin z profilu lom Na Škrábku je velice nízký obsah celkového organického uhlíku TOC ($\text{TOC} \leq 0.19\%$), nízký vodíkový index HI (40-179 mgHC/ g TOC) a vysoký kyslíkový index OI (mg CO₂/g TOC), tab. 1. Jak bylo řečeno v kapitole 8.2.2., nejvyšší polohy třebotovských vápenců a zejména bazální polohy chotečských vápenců jsou charakteristické vysokými obsahy phycomat prasinofytních řas (tvoří až 90% nerozpustného zbytku horniny). Přesto nízké hodnoty TOC nejsou nijak zarážející. Faktorů ovlivňující hodnoty TOC je totiž mnoho. Důležitou roli hraje mimo jiné přínos organického materiálu (míra primární produkce), rychlost sedimentace, charakter a zrnitost sedimentu, míra naředění množství organické hmoty siliciklastickou či biogenní příměsí a efektivita pohřbívání (Tyson 2001). Jde v podstatě o frakci organické hmoty, která „přežila“ degradaci jak během klesání vodním sloupcem, tak na mořském dně a přeměny v rámci rané diagenese. Tedy hodnoty TOC nemůžou mít vypovídací hodnotu např. o míře primární produkce.

Zde narážíme na problém, který se v souvislosti se sedimenty bohatých na organickou hmotu často řeší, a sice: jsou akumulace organické hmoty výsledkem jejího lepšího zachování či míry její produkce? Horniny, které byly analyzovány jsou tvořené tmavými peloidálními a krinoidálními grainstony, šedými „burrowed“ wackestony a světle šedými bioturbovanými wackestony. Tedy vliv „naředění“ organické hmoty jinými složkami zde byl značný. Navíc značná část vzorků je tvořena grainstony s velikosti zrn pohybující se průměrně v rozmezí 200 μm - 3000 μm , které mají příliš malý povrch na adsorpci dostatečného množství organických částic. Na druhou stranu šlo o poměrně rychlou sedimentaci (uloženiny turbiditních proudů), což jistě k zachování organické hmoty přispělo. Pravděpodobně i proto jsou hodnoty TOC grainstonů vyšší než TOC mikritických, jemnozrnných wackestonů. Jak již bylo zmíněno, ve valné většině šlo o vápence „burrowed“ či dokonce bioturbované. Lze tedy předpokládat určitou aktivitu bentických organismů na mořském dně (konzumace organických částic) a tedy i určité množství volného kyslíku (oxidace organické hmoty). Podmínky pro zachování organické hmoty v chotečských vápencích tedy nebyly dobré, tj. charakter sedimentu (vápence - naředění množství organické hmoty), zrnitost sedimentů (malý povrch) a pravděpodobně přítomnost volného kyslíku u dna. Tomu též odpovídá vysoký kyslíkový a nízký vodíkový index (hodnoty HI by však při takto nízkých hodnotách TOC neměly být vůbec uvažovány, viz Tyson 1995). Naměřené hodnoty TOC chotečských vápenců v podstatě odpovídají hodnotám recentních oxických sedimentů (Tyson 1995). Přesto

byly zaznamenány vysoké obsahy prasinofytních řas. Proto se domnívám, že v tomto případě je spíše aplikovatelný model „vysoké primární produkce“ a nikoliv model „lepšího zachování organické hmoty“. Možně příčiny a rovněž důsledky rozkvětu prasinofytních řas jsou řešeny v kapitolách 9.1. a 9.8.).

10 SHRnutí A ZÁVĚRY

V rámci této disertační práce byly studovány vápencové sledy intervalu ems-eifel pražské pánve, konkrétně třebotovské vápence (dalejsko-třebotovské souvrství) a chotečské vápence (chotečské souvrství) a jejich mělkovodní ekvivalenty, tj. suchomastké a akantopygové vápence. Cílem studia bylo posouzení environmentálních změn, které jsou z tohoto stratigrafického intervalu (báze stupně eifelu) popisovány jako tzv. bazální chotečský event (Chlupáč & Kukul 1986). Do studia bylo zahrnuto 8 profilů pražské pánve. Za účelem korelací těchto profilů bylo nezbytně nutné provést detailní biostratigrafickou analýzu studovaného intervalu a navázat tak na předchozí studie publikovaných v 70. letech minulého století (zejména Klapper 1977, Klapper et al. 1978). Mezi výsledky publikace Berkyová (2009, příloha I.) patří mimo jiné např. zpřesnění biostratigrafických škál pro lokality Jelínkův mlýn v Chýnici a lom Prastav v Holyni (mezinárodní referenční profil hranice spodního a středního devonu), sestavení první biostratigrafické škály pro lokalitu lom Na Škrábku v Chotči a dokumentace emigrace taxonu *P. serotinus* z pražské pánve s nástupem sedimentace chotečského souvrství (pravděpodobně jako odezvy na prohloubení pánve). V této práci je rovněž podpořena možnost využití taxonu *Polygnathus* sp. aff. *P. trigonicus* BISCHOFF & ZIEGLER pro regionální i globální korelaci bazální části zóny *costatus* – a tedy i bazálního chotečského eventu. V publikaci (Berkyová 2009, příloha I.) jsou rovněž diskutovány problémy vyvstávající z povahy jednotlivých biozón tohoto intervalu. Nejspolehlivější způsob korelací je zde spatřován v kombinaci biostratigrafie, chemostratigrafie a případně též v korelacích založených na změnách magnetické susceptibility. V rámci studia se potvrdil korelační potenciál chemostratigrafie, konkrétně analýzy izotopického složení uhlíku karbonátů a kyslíku apatitu konodontů. Jak je uvedeno v práci Berkyová et al. (předloženo, příloha IV), v úrovni zóny *partitus* (hranice spodní/střední devon) byl zaznamenán malý, avšak na všech zkoumaných profilech dobře rozeznatelný negativní pík v hodnotách $\delta^{13}\text{C}$. Tento fakt v sobě skýtá vysoký korelační potenciál, zvláště uvážíme-li možné problémy, které mohou nastat při taxonomii konodontů skupiny *costatus* (viz Berkyová 2009) a rovněž srovnáme-li vynaložené úsilí a dobu, potřebnou pro získání křivek $\delta^{13}\text{C}$ a fosilního materiálu a následné taxonomické analýzy. Výsledky analýz stabilních izotopů nebyly použity pouze jako prostředek korelační, ale sloužily též k charakterizaci environmentálních změn. V tomto ohledu bylo učiněno několik zajímavých poznatků. Předně nebyly zaznamenány žádné významné pozitivní odchylky hodnot $\delta^{13}\text{C}$ v úrovni bazálního chotečského eventu. Litologická hranice třebotovských a

chotečských vápenců („event-interval“), se s křivkou $\delta^{13}\text{C}$ setkává v rámci jejího rostoucího trendu. Uvážíme-li jednu ze základních charakteristik sedimentace chotečských vápenců, tj. zvýšenou produkci organické hmoty (viz níže), je tento fakt překvapující. Zároveň nám však poskytuje informace o geochemických cyklech globálního mořského ekosystému v tomto intervalu (zjištěné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ odpovídají hodnotám zjištěným i jinde v Evropě, sz. Africe a též východní části USA-viz reference v textu). Lze říci, že díky neomezené cirkulaci vodních mas tehdejších oceánů byly procesy spjaté s pohřbíváním organické hmoty a její degradací v rovnováze.

Dalším významným poznáním učiněným v této studii byla dokumentace ochlazení v úrovni bazálního chotečského eventu v důsledku s eventem spjatých klimatických změn (analýza $\delta^{18}\text{O}$ apatitu konodontů, Elrick et al. 2009). Je zajímavým zjištěním, že dokumentované ochlazení při bázi zóny *costatus* koreluje s rozkvěty prasinofytních řas. Je možné, že nižší průměrná teplota byla jedním z faktorů, které ovlivnily prosperitu této skupiny, vyskytující se dnes zejména v chladných vodách vyšších zeměpisných šířek (Wrenn et al. 1998). Rozkvěty prasinofytních řas nejsou jedinou charakteristikou chotečských vápenců. V rámci této studie byly dokumentovány také masivní výskyty kalcisfér (problematická skupina vápnitých mikrofosilií), peloidů a rovněž výskyty sinic (*Girvanella*). Velké akumulace kalcisfér, peloidů a prasinofytních řas, jsou zde interpretovány jako ukazatelé zvýšeného přísunu živin do pánve. Kalcisféry představovaly v této studii zdroj i jiných zajímavých zjištění, i přes fakt, že jejich systematická příslušnost je neznámá. Bylo totiž dokumentováno několik stádií mikritizace kalcisfér – od dobře zachovaných kulovitých útvarů s mikritickou obálkou přes kulovité peloidy až po pouhé shluky mikritu (Berkyová & Munnecke, přijato, příloha III). Jelikož zatím chybí důkazy přítomnosti vápnitého planktonu v paleozoiku, představuje původ pre-mezoziického vápnitého kalu jednu z nevyřešených otázek sedimentologie. Berkyová & Munnecke (přijato) formulují hypotézu, že zdrojem vápnitého kalu mohou být právě kalcisféry (díky dokumentovaným stádiím jejich degradace) a rovněž zde diskutují jejich možný planktonní způsob života.

Během studia sbírkového materiálu dakryokonaridních tentakulitů třebotovských a chotečských vápenců byly nalezeny stopy po neúspěšné predaci na těchto organismech. V rámci dalšího studia byly stopy po durofágní predaci dokumentovány též na dakryokonaridních tentakulitech jiných stratigrafických úrovní (Berkyová et al. 2007, příloha V). Jedná se o první doklad neúspěšné predace na paleozoickém zooplanktonu vůbec, který

mimo jiné potvrzuje rostoucí význam devonských durofágních predátorů („paleozoická mořská revoluce“, Signor & Brett 1984).

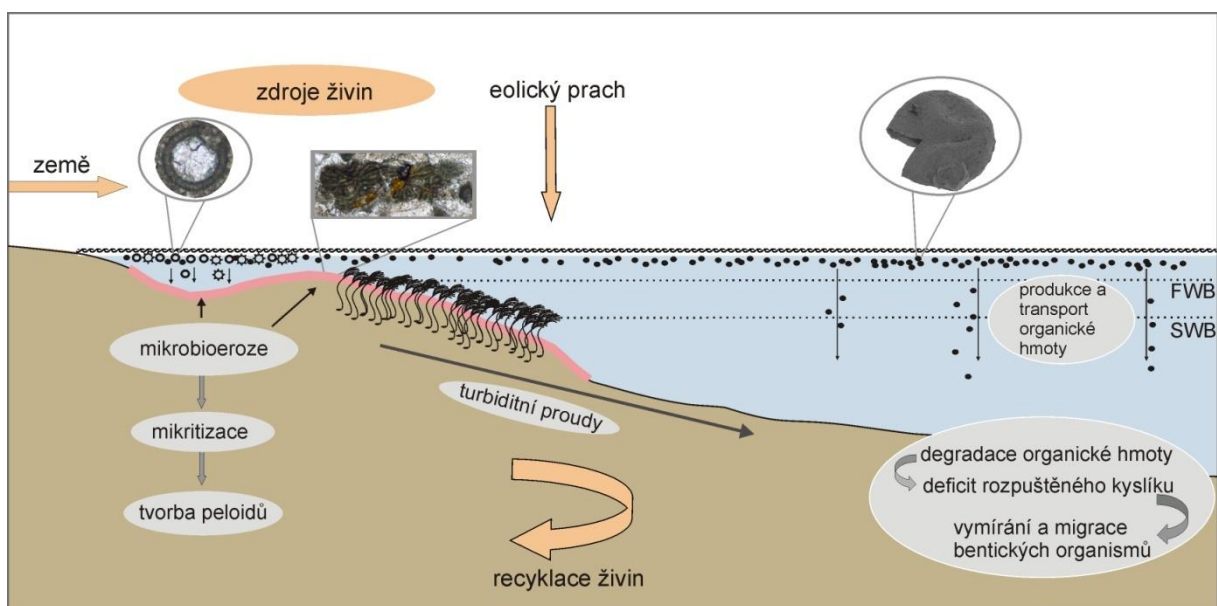
V rámci této studie byla rovněž provedena mikrofaciální analýza, jejíž výsledkem je popis osmi mikrofaciálních typů třebotovských a chotečských vápenců a jejich ekvivalentů (Berkyová et al, předloženo, příloha IV). Změny v sedimentárním záznamu byly posuzovány v rámci jednotlivých biozón (viz výše zmíněná práce). Zóna *serotinus* je charakteristická ukládáním světlých, bioturbovaných skeletálních wackestonů třebotovských vápenců (MF 1 této studie) a krinoidových pack-grainstonů suchomastkových vápenců (MF 5 této studie). V rámci zóny *partitus*, kdy se ukládají podobné facie, bylo zaznamenáno zvýšené množství peloidů (intenzivně mikritizovaných kalcisfér) – tato množství jsou sice nesrovnatelná s masovými výskyty peloidů zaznamenanými v chotečských vápencích (zóna *costatus*), dokazuje to však pomalý nástup environmentálních změn (viz též pokles hodnot $\delta^{13}\text{C}$ v zóně *partitus*) – pravděpodobně počátek transgresní události, která vrcholí právě v zóně *costatus* (viz též Berkyová & Munnecke, přijato). Báze zóny *costatus* je charakteristická nástupem sedimentace tmavých peloidálních grainstonů s krinoidy a krinoidových grainstonů s peloidy (MF 6 této studie). Tento interval je interpretován jako maximální prohloubení pánve. Regresní událost, patrně lokálního významu, je dokumentována v rámci zóny *costatus*, zhruba v úrovni 3-6 m nad bází chotečských vápenců. Následuje prohlubování pánve, které kulminuje v zónách *australis* a *kockelianus*, kdy se ukládaly tenké vrstevnaté, tmavé chotečské vápence s rohovci (MF 8 této studie), a následně sedimentací tmavých kačáckých vrstev srbského souvrství (kačácký event). Při detailním studiu byly zjištěny i menší výkyvy v úrovni hladiny moře – např. pravděpodobně lokální regresní událost v rámci zón *australis-kockelianus*.

Při posuzování environmentálních změn je vždy klíčivou otázkou co je příčinou, co důsledkem a jaké jsou prvotní příčiny těchto změn. Při řešení těchto problémů vždy vyvstává řada otázek, na které mnohdy nemůžeme najít uspokojivou odpověď. Dokumentujeme-li na základě paleontologických, geochemických a sedimentologických charakteristik deficit kyslíku u dna, potom se ptáme co je jeho příčinou. Je to vertikální migrace zóny s minimem kyslíku v důsledku transgresní epizody či zvýšená degradace organické hmoty v důsledku vysoké primární produkce? Pravděpodobně půjde o souhru obou. Potom se ovšem musíme nutně ptát co je příčinou transgresní epizody a co je příčinou zvýšené primární produkce. Ve snaze zodpovědět první otázku bychom se mohli dopustit spekulací. Jde o důsledek globálních klimatických změn? Fungovaly zde mechanismy glacioestáze, jak navrhuje Elrick

et al. (2009)? Jisté je, že změny byly dokumentovány v globálním měřítku a to ve stejné stratigrafické úrovni (viz tab. 1 v příloze IV).

Na základě výše uvedeného lze **model bazálního chotečského eventu** (obr. 2) prezentovat následovně: klimatické disturbance (jejichž důsledkem je např. zvýšená četnost bouří a hurikánů) mohly mít za následek zvýšený přísun živin do pánve, v důsledku čehož docházelo k intenzivním rozkvětům kalcisfér, prasinofytních řas a bioerodujících organismů způsobujících mikritizaci klastů a tvorbu peloidů. Vyšší primární produkce společně se změněnými hloubkovými poměry pánve měly za důsledek zvýšený kyslíkový deficit u dna, jehož důsledkem jsou dokumentovaná vymírání a migrace zejména bentických organismů.

Podobnosti v mechanismech environmentálních změn, ovšem v mnohem větším měřítku, nacházíme též v tzv. Kellwasserské události, na rozhraní stupňů frasn/famen (např. House 1985, Schindler 1990, McGhee 1996, Bond et al. 2004). Rovněž zde byly dokumentovány kyslíkem chudé facie – zde se však jedná o anoxické sedimenty *sensu stricto*. V případě chotečského eventu o anoxii generelně hovořit nelze (alespoň v případě pražské pánve), i když tento event House (2002) označil jako první devonskou událost, kdy dochází k ukládání rozsáhlých kyslíkem chudých facií. V případě Kellwasserského eventu byly rovněž dokumentovány mohutné rozkvěty prasinofytních řas (např. Filipiak 2002, Hartkopf-Fröder et al. 2007) a masová vymírání. Bazální chotečský event se tedy zdá být jakousi předzvěstí masivních globálních environmentálních změn, které byly dokumentovány ve svrchním devonu.



Obr. 2. Prezentovaný model bazálního chotečského eventu – popis viz výše.

11 POUŽITÁ LITERATURA

AIGNER, T. 1985. Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes in Earth History Sciences* 3, 1-174.

ALDRIDGE, R.J., BRIGGS, D.E.G., CLARKSON, E.N.K. & SMITH, P.M. 1986. The affinities of conodonts - new evidence from the Carboniferous of Edinburgh, Scotland. *Lethaia* 19 (4), 279-291.

ALEXANDERSSON, E.T. 1972. Micritization of carbonate particles: process of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. *Universitet Uppsala, Geologiska Institut Bulletin* 7, 201-236.

ALGEO, T.J. & SCHECKLER, S.E. 1998. Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: Links between the evolution of land plants, weathering processes and marine anoxic events. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 353, 113-130.

ANTOSHKINA, A.I. 2006. Palaeoenvironmental implications of Palaeomicrocodium in Upper Devonian microbial mounds of the Chernyshev Swell, Timan-northern Ural Region. *Facies* 52, 611-625.

AVLAR, H. & MAY, A. 1996. Evolution of Rhenish faunal communities during the Late Emsian and Early Eifelian: three reviews on sedimentation, brachiopods and bioevents. *Geolines* 3, 50-52.

AVLAR, H. & MAY, A. 1997. Zur Fauna und Stratigraphie der *cultrijugatus*-Schichten (Wende Unter-/Mittel-Devon) im West-Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). *Coral Research Bulletin* 5, 103-119.

BARRANDE, J. 1852. *Système silurien du centre de la Bohême. Vol. I. Recherches Paléontologiques*, 935 pp. Prague.

BARRANDE, J. 1852-1877. *Système silurien du centre de la Bohême. Vol. I-VII*. Prague.

BARRANDE, J. 1865. *Défense des Colonies III. Etude générale sur nos étages G-H avec application spéciale aux environs de Hlubočepy, près Prague*, Prague.

BASSETT, D., MACLEOD, K.G., MILLER, J.F. & ETHINGTON, R.L. 2007. Oxygen isotopic composition of biogenic phosphate and the temperature of early Ordovician seawater. *Palaios* 22 (1), 98-103.

BASSLER, R.S. 1925. Classification and stratigraphic use of the conodonts. Geological Society of America, Bulletin 36, 218-220.

BATESON, W. 1886. The ancestry of the Chordata. Quarterly Journal of Microscopical Science 26, 535-571.

BATHURST, R.G.C. 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geological Journal 5, 15-32.

BATHURST, R.G.C. 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Second Edition, Developments in Sedimentology 12, 620 pp. Elsevier, Amsterdam.

BAUMILLER, T.K. 2001. Light stable isotope geochemistry of the crinoid skeleton and its use in biology and paleobiology, 107-122. In BARKER, M (ed) Echinoderms 2000, Proceedings of the 10th International Conference, Dunedin, New Zealand. Balkema, Lisse.

BECKER, G. & BRAUN, W.K. 2008. Devonian ostracods from western Canada palaeozoogeographic implications. Senckenbergiana Lethaea 88, 23-35.

BECKER, R.T. & HOUSE, M.R. 1994. International Devonian goniatite zonation, Emsian to Frasnian, with new records from Morocco. Courier Forschungsinstitute Senckenberg 169, 79-135.

BERKYOVÁ S. 2004. Tentaculitoidea from the late generation of fillings of the neptunian dyke in the Koněprusy Devonian. Journal of the Czech Geological Society 49 (3-4), 147-155.

BERKYOVÁ, S. 2009. Lower-Middle Devonian (upper Emsian-Eifelian, serotinus-kockelianus zones) conodont faunas from the Prague Basin, the Czech Republic. Bulletin of Geosciences 84 (4), 667-686.

BERKYOVÁ, S. & MUNNECKE, A. přijato. "Calcispheres" as source of lime mud and peloids – evidence from the Devonian of the Prague Basin, Czech Republic. Bulletin of Geosciences.

BERKYOVÁ, S., FRÝDA, J., SUTTNER, T.J. & KOPTÍKOVÁ, L. předloženo. Environmental changes close to the Lower-Middle Devonian boundary, the Basal Choteč event in the Prague Basin (Czech Republic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

BEZDĚKOVSKÁ, M. 1938. Rod Ischadites v českém paleozoiku. 59 pp. Diplomová práce, Universita Karlova v Praze.

BITTER VON P.H. & PURNELL, M.A. 2005. An experimental investigation of post-depositional taphonomic bias in conodonts. *Special Papers in Palaeontology* 73, 39-56.

BOND, D., WIGNALL, P.B & RACKI, G. 2004. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geological Magazine* 141 (2), 173-193.

BOUČEK, B. 1938. O krinoidové lavici z vápenců hlubočepských u Srbska a Karlštejna. *Časopis národního muzea* 112(2), 169-170.

BOUČEK, B. 1964. The tentaculites of Bohemia. Their Morphology, Taxonomy, Ecology, Phylogeny and Biostratigraphy. 215 pp. Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies pattern. 168 pp. Elsevier, Amsterdam.

BOUŠKA, J. 1956. Pisocrinidae Angelin českého siluru a devonu (Crinoidea). *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 20, 1-137.

BRANSON, E.B. & MEHL, M.G. 1938. The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. *Journal of Paleontology* 21 (6), 549-556.

BRAUN, A. & BUDIL, P. 1999. A Middle Devonian radiolarian fauna from the Choteč Limestone (Eifelian) of the Prague Basin (Barrandian, Czech Republic). *Geodiversitas* 21 (4), 581-592.

BRETT, C., IVANY, L.C., BARTHOLOMEW A.J. & BAIRD, G.C. 2009. Devonian ecological-evolutionary subunits in the Appalachian Basin: a revision and a test of persistence and discreteness. In KÖNIGSHOF, P. (ed) *Geological change case studies in palaeogeography and palaeoecology*. *Special Papers of Geological Society* 314, 7-36.

BROCK, T.D. 1985. Life at high temperatures. *Science* 230 (4722), 132-138.

BUDIL P. 1995. Demonstrations of the Kačák event (Middle Devonian, uppermost Eifelian) at some Barrandian localities. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 70 (4), 1-24.

BUGGISCH, W. & MANN, U. 2004. Carbon isotope stratigraphy of Lochkovian to Eifelian limestones from the Devonian of central and southern Europe. *International Journal of Earth Sciences* 93 (4), 521-541.

BUGGISCH, W. & JOACHIMSKI, M.M. 2006. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 68-88.

CAPUTO, M.V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 291-317.

CHLUPÁČ, I. 1955a. Stratigrafická studie o nejstarších devonských vrstvách Barrandienu. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, Geologie* 21 (2), 91-224.

CHLUPÁČ, I. 1955b. Stratigrafický výzkum spodní části branických vápenců v Barrandienu. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 30, 59-75.

CHLUPÁČ, I. 1956. Nové poznatky o stratigrafii středočeského devonu. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 31, 233-243.

CHLUPÁČ, I. 1957a. Faciální vývoj a biostratigrafie středočeského spodního devonu. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, Geologie* 23 (1), 369-485.

CHLUPÁČ, I. 1957b. Stratigraficko-paleontologický výzkum břidlic daleských a vápenců hlubočepských ve středočeském devonu. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 32, 249-258.

CHLUPÁČ, I. 1959. Faciální vývoj a biostratigrafie břidlic dalejských a vápenců hlubočepských (eifel) ve středočeském devonu. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického* 25, 445-511.

CHLUPÁČ, I. (ed) .1968. *Lexique stratigraphique international*. Vol. 1, Europe, fasc. 6b, Tchecoslovaquie, part 6b1 Massif de Bohême. 452 pp. Centre National de la Recherche Scientifique.

CHLUPÁČ, I., 1977. The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 43, 1-172.

CHLUPÁČ, I. 1981. Stratigraphic terminology of the Devonian in central Bohemia. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 56 (5), 263-270.

CHLUPÁČ, I. 1982. Preliminary submission for Lower-Middle Devonian boundary stratotype in the Barrandian Area. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg* 55, 85-96.

CHLUPÁČ, I. 1983. Trilobite assemblages in the Devonian of the Barrandian area and their relations to palaeoenvironments. *Geologica et Palaeontologica* 17, 45-73.

CHLUPÁČ, I. 1985. Comments on the Lower-Middle Devonian boundary. *Courier Forschungsinstitute Senckenberg* 75, 389-400.

CHLUPÁČ, I. 1994. Devonian trilobites - evolution and events. *Geobios* 27, 487-505.

CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. 1986. Reflection of possible global Devonian events in the barrandian area, C.S.S.R., 169–179. In WALLISER, O. (ed) *Lecture Note in Earth Sciences, Global Bio-events*. Springer Verlag, Berlin.

CHLUPÁČ, I. & KUKAL, Z. 1988. Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian-Middle Devonian, Czechoslovakia). *Sborník geologických věd, Geologie* 43, 83-146.

CHLUPÁČ, I. & TUREK, V. 1977. New cephalopods (Ammonoidea, Bactritoidea) from the Devonian of the Barrandian area, Czechoslovakia. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 52, 303-306.

CHLUPÁČ, I. & TUREK, V. 1983. Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechoslovakia. *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 46, 1-159.

CHLUPÁČ, I. & VANĚK, J. 1957. Nové nálezy fauny ve vyšších vrstvách koněpruského devonu. *Časopis pro mineralogii a geologii* 2(3), 349-351.

CHLUPÁČ, I., FEIST, R. & MORZADEC, P. 2000. Trilobites and standard Devonian stage boundaries. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 220, 87-98.

CHLUPÁČ, I., LUKEŠ, P. & ZIKMUNDOVÁ, J. 1977. Barrandian 1977, A field trip Guidebook, Field Conference of the International Subcommission on Devonian Stratigraphy. *Czech Geological Survey*, 1-23.

CHLUPÁČ, I., LUKEŠ, P. & ZIKMUNDOVÁ, J. 1979. The Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area, Czechoslovakia. *Geologica et Palaeontologica* 13, 125-156.

CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. 1992. *Paleozoikum Barrandienu*. 292 pp. Český geologický ústav, Praha.

CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J., KUKAL, Z. & ŠTORCH, P. 1998. *Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian)*. 183 pp. Czech Geological Survey, Prague.

CLARK, D.L. 1981. Paleoecology, W87-W92. In ROBISON, R.A. (ed) *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 2, Conodonta*. Geological Society of America and University of Kansas, Lawrence.

CLARK, D.L., SWEET, W.C., BERGSTRÖM, S.M., KLAPPER, G., AUSTIN, R.L., RHODES, F.H.T., MÜLLER, K.J., ZIEGLER, W., LINDSTRÖM, M., MILLER, J.F. & HARRIS, A.G. 1981. Part W, Miscellanea, supplement 2 Conodonta. In ROBISON, R.A. (ed) *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Geological Society of America and University of Kansas, Lawrence.

COPPER, P. & SCOTESE, C.R. 2003. Megareefs in Middle Devonian supergreenhouse climates. *Geological Society of America, Special Publication 370*, 209-230.

DAŠKOVÁ, J. & VACEK, F. 2009. Předběžný palynologický výzkum na lokalitě Hlubočepy – železniční zářez (chotečské až srbské souvrství, střední devon, eifel až givet). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2008*, 92-93.

DIEKEN, G., 1996. Karbonatmikrofazies, Paläoökologie und Genese der Stromatactis-Strukturen des Suchomasty- und des basalen Acanthopyge-Kalksteins im Barrandium (Tschechische Republik. *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge 19*, 1-148.

DODD, J.R. & STANTON, R.J.JR. 1990. *Paleoecology: Concepts and Applications*, 2nd Edition. 528 pp. Wiley-Interscience.

DOJEN, C., ABOUSSALAM, Z.S. & BECKER, R.T. 2010. Effects of Lower/Middle Devonian events on ostracods from Morocco. p. 149. *Programme & Abstracts, International Palaeontological Congress, London 2010, July 28-July 3*. London.

DONG, X., DONOGHUE, P.C.J. & REPETSKI, J.E. 2005. Basal tissue structure in the earliest euconodonts: testing hypotheses of developmental plasticity in euconodont phylogeny. *Palaeontology 48*, 411-421.

DONOGHUE, P.C.J. 1998. Growth and patterning in the conodont skeleton. *Philosophical Transactions Royal Society of London B 353*, 633-666.

DONOGHUE, P.C.J., FOREY, P.L. & ALDRIDGE, R.J. 2000. Conodont affinity and chordate phylogeny. *Biological Reviews 75*, 191-251.

DONOGHUE, P.C.J., PURNELL, M.A., ALDRIDGE, R.J. & ZHANG, S. 2008. The interrelationship of complex conodonts (Vertebrata). *Journal of Systematic Palaeontology 6*, 119-153.

DRYGANT, D.M. 1974. Simple conodonts from the Silurian and lowermost Devonian of the Volyno-Podolia. *Paleontologeskij sbornik* 10 (2), 64-70.

DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional structure. In HAM, W.E. (ed.) *Classification of carbonate rocks. Memoirs of American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-112.

DZIK, J. 1976. Remarks on the evolution of Ordovician conodonts. *Acta Palaeontologica Polonica* 21 (4): 395-455.

DZIK, J. 1986. Chordate affinities of the conodonts, 240-254. In HOFFMAN, A. & NITECKI, M.H. (eds) *Problematic fossil taxa. Oxford monographs on geology and geophysics* 5. Oxford University Press, Oxford.

EBBIGHAUSEN, V., BOCKWINKEL, J., BECKER, T.R., ABOUSSALAM, S.Z., BULTYNCK, P., EL HASSANI, A. & NUBEL, H. 2004. Late Emsian and Eifelian stratigraphy at Oufrane (Tata region, eastern Dra Valley, Morocco), Devonian of the western Anti Atlas: correlations and events. *Documents de l'Institut Scientifique, Rabat*. 19, 44-52.

ECKERT, F. 1925. Tektonische Studien über die Umgebung von Hlubočep bei Prag. *Lotos* 73, 107-156.

EICHENBERG, W. 1930. Conodonten aus dem Culm des Harzes. *Paläontologische Zeitschrift* 12, 177-182.

ELRICK, M., BERKYOVÁ S., KLAPPER, G., SHARP, Z., JOACHIMSKI, M. & FRÝDA, J. 2009. Stratigraphic and oxygen isotope evidence for My-scale glaciation driving eustasy in the Early-Middle Devonian greenhouse WORLD. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276, 170-181.

EMILIANY, C. 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology* 63, 538-578.

EMILIANI, C. 1972. Quaternary Paleotemperatures and the Duration of the High-Temperature Intervals. *Science* 178 (4059), 198-401.

EMRICH, K., EHHALT, D.H. & VOGEL, J.C. 1970. Carbon isotope fractionation during precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters* 8 (5), 363-371.

ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J.L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFEU, A. 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue Institut Francais du Pétrole* 32, 23-42.

FAY, L.C. & SALTZMAN, M.R. 2006. $\delta^{13}\text{C}$ trends from New York's Onondaga Fm.: Global or Local? Implications for Stratigraphy. Geological Society of America, Abstracts with Programs 38, p. 73.

FILIPIAK, P. 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181 (1-3), 313-324.

FLÜGEL, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application*. 976 pp. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

FRIEDMAN, G.M., GEBELEIN, C.D. & SANDERS, J.E. 1971. Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. *Sedimentology* 16, 89-96.

FRÝDA, J. 1998a. Some new and better recognized Devonian gastropods from the Prague Basin (Bohemia). *Bulletin of the Czech Geological Survey* 73 (1), 41-49.

FRÝDA, J. 1998b. Some new and better recognized Devonian gastropods from the Prague Basin (Bohemia): part II. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 73 (4), 355-363.

FRÝDA, J. 1999a. Shape convergence in gastropod shells: an example from the Early Devonian Plectonotus (Boucotonotus)-Palaeozygopleura community of the Prague Basin (Bohemia). *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts, Universität Hamburg* 83, 179-190.

FRÝDA, J. 1999b. Further new gastropods from the Early Devonian Plectonotus (Boucotonotus)-Palaeozygopleura community of the Prague Basin (Bohemia). *Journal of the Czech Geological Society* 44 (3-4), 317-326.

FRÝDA, J. 1999c. Three new gastropod genera from the Early Devonian of Bohemia. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 74 (1), 31-38.

FRÝDA, J. & BANDEL, K. 1997. New Early Devonian gastropods from the Plectonotus (Boucotonotus)-Palaeozygopleura Community in the Prague Basin (Bohemia). *Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts, Universität Hamburg* 80, 1-57.

FRÝDA, J., FERROVÁ, L., BERKYOVÁ, S. & FRÝDOVÁ, B. 2008. A new Early Devonian palaeozygopleurid gastropod from the Prague Basin (Bohemia) with notes on the phylogeny of the Loxonematoidea. *Bulletin of Geosciences* 83, 93-100.

GALLE, A.. 1994. Rugose corals of the Acanthopyge Limestone of Koněprusy (Middle Devonian, Barrandian, Czech Republic). *Věstník Českého Geologického Ústavu* 69 (1), 41-58.

GALLE, A. & HLADIL J. 1991. Lower Palaeozoic Corals of Bohemia and Moravia. 6th Fossil Cnidaria Guidebooks to Field Trips, B3, 1-83.

GARCÍA-ALCALDE, J.L. 1995. L'évolution paléogéographique pré-varisque de la Zone Cantabrique (Espagne). *Revista Española de Paleontología* 10, 9-29.

HANUŠ, F. 1923. Moje sbírka zkamenělin z českého Barrandienu. *Časopis Národního muzea, oddíl Přírodovědný*, 1-35.

HARTKOPF-FRÖDER, C., KLOPPISCH, M., MANN, U., NEUMANN-MAHLKAU, P., SCHAEFER, R.G. & WILKES, H. 2007. The end-Frasnian mass extinction in the Eifel Mountains, Germany: new insights from organic matter composition and preservation. In BECKER, R.T. & KIRCHGASSER, W.T. (eds) *Devonian events and correlations*. Geological Society Special Publication 278, 173-197.

HASS, W.H. 1959. Conodonts from the Chapel Limestone of Texas. U.S. Geological Survey Professional Paper 294-J, 365-399.

HAVLÍČEK, V. 1953. O několika nových ramenonožcích českého a moravského středního devonu. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 28, 4-9.

HAVLÍČEK, V. 1956. Ramenonožci vápenců branických a hlubočepských z nejbližšího pražského okolí. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, oddíl Paleontologický* 22, 535-665.

HAVLÍČEK, V. 1959. Spiriferidae v českém siluru a devonu (Brachiopoda). *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 25, 1-275.

HAVLÍČEK, V. 1961. Rhynchonelloidea des böhmischen älteren Paläozoikum. *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 27, 1-211.

HAVLÍČEK, V. 1967. Brachiopoda of the Suborder strophomenidina in Czechoslovakia. *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 33, 1-235.

HAVLÍČEK, V. 1977a. Brachiopoda of the order Orthida in Czechoslovakia. *Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického* 44, 1-327.

HAVLÍČEK, V. 1977b. Minute Devonian brachiopods (Notanopliidae, Leptostrophidae) in Bohemia. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 52, 299-302.

HAVLÍČEK, V. & KUKAL, Z. 1991. Sedimentology, benthic communities, and brachiopods in the Suchomasty (Dalejan) and Acanthopyge (Eifelian) Limestones of the Koněprusy area (Czechoslovakia). *Sborník geologických věd, Paleontologie* 31, 105-205.

HINDE, G.J. 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee-Shale divisions of Devonian, in Canada and the United States. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 35, 351-369.

HLADIL, J. 1993a. Tabulatomorphs and stromatoporoids below and above the upper boundary of the Acanthopyge Limestone (Eifelian/Givetian transitional interval, Central Bohemia). *Věstník Českého Geologického Ústavu* 68 (2), 27-42.

HLADIL, J. 1993b. Strange squamulate coral from the Eifelian Acanthopyge Limestone; Koněprusy, Central Bohemia. *Věstník Českého Geologického Ústavu* 68 (2), 43-44.

HLADIL, J. 2005. The formation of stromatactis-type fenestral structures during the sedimentation of experimental slurries – a possible clue to a 120-year-old puzzle about stromatactis. *Bulletin of Geosciences* 80 (3), 193-211.

HLADIL, J. & KALVODA, J. 1993. Extinction and recovery successions of the Devonian marine shoals: Eifelian-Givetian and Frasnian-Famennian events, Moravia and Bohemia. *Věstník Českého Geologického Ústavu* 68 (4), 13-23.

HLADIL, J., BEROUŠEK, P. & LUKEŠ, P. 1993. Temné vápencové vrstvy při stropu akantopygových vápenců u Koněprus- otomari-Kačák event. *Zprávy o Geologických Výzkumech v roce 1991*, 53-55.

HLADIL, J., SLAVÍK L., KOPTÍKOVÁ, L., SCHNABL, P., VACEK, F., BÁBEK O. & GERŠL, M. 2008. Relationships between magnetic susceptibility of limestones and sea level change ("direct relationship and major crises on the earth"). 33rd International Geological Congress in Oslo, 6-14 th August. International Union of Geological Sciences, Oslo. Abstract CD-ROM, HPS-01 General contributions to stratigraphy (Ed.: X-CD Technologies, Bjarlykke, A.), p. 1343596. Oslo.

HOCHACHKA, P.W. & G.N. SOMERO. 2002. Biochemical adaptation: mechanism and process in physiological evolution. 480 pp. Oxford University Press. Oxford.

HOLCOVÁ, K. 2004. Foraminifers from the Lower/Middle Devonian boundary beds of the Barrandian area, Czech Republic, and their paleoecology. *Journal of Foraminiferal Research* 34(3), 214-231.

HORNÝ, R. 1955. Palaeozygopleuridae nov. fam. (Gastropoda) ze středočeského devonu. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, Paleontologie* 21, 17-143.

HORNÝ, R. 1963. Lower Paleozoic Bellerophontina. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického, řada Paleontologie* 37, 57-164.

HORNÝ, R. 1992. New Lower Devonian Gatsropoda and Tergomya (Mollusca) of Bohemia. *Časopis Národního muzea, řada přírodovědná* 159, 99-110.

HOTCHKISS, F. H. C., PROKOP, R. J. & PETR, V. 1999. Isolated vertebrae of brittlestars of the Family Klasmuridae Spencer, 1925 (Echinodermata: Ophiuroidea) in the Devonian of Bohemia (Czech Republic). *Journal of the Czech Geological Society* 44 (3-4), 329-333.

HOUSE, M.R. 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature* 313 (3), 17-22.

HOUSE, M.R. 1989. Ammonoid extinction events. *The Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 325, 307-326.

HOUSE, M.R. 1996. Juvenile goniatite survival strategies following Devonian extinction events. *Special Publication of the Geological Society of London* 102, 163-185.

HOUSE, M. R. 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 5-25.

JANVIER, P. 1995. Conodonts join the club. *Nature* 374, 761-762.

JOACHIMSKI, M.M., & BUGGISCH, W. 2002. Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian (F-F) mass extinction. *Geology* 30, 711-714.

JOACHIMSKI, M.M., VON BITTER, P.H. & BUGGISCH, W. 2006. Constraints on Pennsylvanian glacioeustatic sea-level changes using oxygen isotopes of conodont apatite. *Geology* 34(4), 277-280.

JOACHIMSKI, M.M., BREISIG, S., BUGGISCH, W., TALENT, J.A., MAWSON, R., GEREKE, M., MORROW, J.M., DAY, J. & WEDDIGE, K. 2009. Devonian climate and reef evolution:

insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 284(3-4), 599-609.

KAUFMANN, B. 1998. Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef- and mud- mounds in the Mader (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Acta Geologica Polonica* 48, 43-106.

KAŽMIERCZAK, J. & KREMER, B. 2005. Post-mortem calcified Devonian acritarchs as a source of calcispheric structures. *Facies* 51, 554-565.

KEMP, A. 2002a. Hyaline tissue of thermally unaltered conodont elements and the enamel of vertebrates. *Alcheringa* 26 (1), 23-36.

KEMP, A. 2002b. Amino acid residues in conodont elements. *Journal of Paleontology* 76 (3), 518-528.

KEMP, A. & NICOLL, R.S. 1996. Histology and histochemistry of conodont elements. *Modern Geology* 20, 287-302.

KETTNER, R. & KODYM, O. 1919. Nová stratigrafie Barrandienu. *Časopis Národního musea* 97, 48-57.

KETTNEROVÁ, M. 1933. O heliolitech českého devonu. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 9, 83-91.

KLAPPER, G. 1977. Lower-Middle Devonian boundary conodont sequence in the Barrandian area of Czechoslovakia. *Časopis pro mineralogii a geologii* 22(4), 401-410.

KLAPPER, G. & PHILIP, G.M. 1971. Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. *Lethaia* 4, 429-452.

KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T.V. 1978. Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. *Geologica et Palaeontologica* 12, 103-116.

KLUG, CH. 2002. Conch parameters and habitats of Emsian and Eifelian ammonoids from the Tafelalt (Morocco) and their relation to global events. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 57, 523-538.

KOCH, P.L, FOGEL M.L. & TUROSS, N. 1994. Tracing the diets of fossil animals using stable isotopes, 63-92. In LAJTHA, K & MICHENER, R. (eds) *Stable isotopes in Ecology and Environmental Science*. Blackwell Scientific publication, Oxford.

KODYM, O. 1918. Tektonická studie v údolí Prokopském a jeho okolí u Prahy. Rozpravy II. Třídy České Akademie 6, 1-18.

KODYM, O. 1919. Sliveneské mramory a jejich poměr k vápencům bránickým (G-g1). Rozpravy II. Třídy České Akademie Věd Umění 28, 16.

KODYM, O. 1921. Geologická mapa okresu berounského. Knihovna Státního Geologického Ústavu I, 1-49.

KODYM, O. 1924. Stratigrafické příspěvky k poznání pásma dalejského gβ v Barrandienu. Rozpravy II. Třídy České Akademie 32, 1-9.

KODYM, O. 1936. Devon, 42-46. In ČEPEK, L., HYNIE, O., KODYM, O. & MATĚJKA, A. Vysvětlivky ke geologické mapě Československé republiky, list Kladno 3952, část V. Knihovna Státního Geologického Ústavu 17.

KOLODNY, Y. & LUZ, B. 1991. Oxygen isotopes in phosphates of fossil fish - Devonian to recent, 105-119. In TAYLOR, P. JR., O'NEIL, J.R. & KAPLAN, I.R. (eds) Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein 3, Geochemical Society, University Park, PA.

KOLODNY, Y., LUZ B. & NAVON, S. 1983. Oxygen isotopic variations in phosphates of biogenic apatites, I. Fish bone apatite - rechecking the rules of the game. Earth and Planetary Science Letters 64, 389-404.

KOPTÍKOVÁ, L. (přijato). Precise position of the Basal Choteč event and evolution of sedimentary environment close above the Lower-Middle Devonian boundary: magnetic susceptibility, gamma-ray spectrometric, lithological and geochemical record in Prague Synform (Czech Republic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

KORNEXL, B., GEHRE, M., HÖFLING & WERNER, R.A. 1999. On-line $\delta^{18}\text{O}$ Measurement of organic and inorganic substances. Rapid Communications in Mass Spectrometry 13, 1685-1693.

KREJČÍ, J. 1877. Geologie čili nauka o útvarech zemských se zvláštním ohledem na krajiny československé. 1035 pp. Praha

KŘÍŽ, J. 1991. The Silurian of the Prague Basin (Bohemia): tectonic, eustatic, and volcanic controls on facies and faunal development. Special Papers in Palaeontology 44, 179-204.

KUKAL, Z. 1963. Litologie barrandienských karbonátových souvrství. Sborník Geologických Věd, Geologie 6, 123-157.

KUKAL, Z. 1972. Open-space structures in the Devonian limestones of the Barrandian (Central Bohemia). Časopis pro Mineralogii a Geologii 16, 345-362.

LAMARCK, J.B. 1801. Système des animaux sans vertèbres; ou, Tableau général des classes, des classes, des ordes et des genres de ces animaux. 423 pp. Paris.

LÉCUYER, C., GRANDJEAN, P. & EMIG, C. 1996. Determination of oxygen isotope fractionation between water and phosphate from living lingulides: Potential application to palaeoenvironmental studies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 126, 101-108.

LÉCUYER, C., GRANDJEAN, P., BARRAT, J.A., NOLVAK, J., EMIG, C., PARIS, F. & ROBARDET, M. 1998. $\delta^{18}\text{O}$ and REE contents of phosphatic brachiopods: A comparison between modern and lower Paleozoic populations. Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (14), 2429-2436.

LINDSTRÖM, M. 1970. A suprageneric taxonomy of the conodonts. Lethaia 3 (4), 427-445.

LONGINELLI, A. 1965. Oxygen isotopic composition of orthophosphate from shells of living marine organisms. Nature 207, 716-719.

LUKEŠ, P. 1977. Some index tentaculites (Nowakiidae) from the Lower/Middle Devonian boundary beds of the Barrandian. Časopis pro mineralogii a geologii 22 (1), 19-28.

LUKEŠ, P. 1989. Tentaculites from the Lower/Middle Devonian section in Prague-Barrandov. Věstník Ústředního Ústavu Geologického 64 (4), 194-204.

LUZ, B., KOLODNY, Y. & KOVACH, J. 1984. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, III. Conodonts. Earth and Planetary Science Letters 69, 255-262.

MANDA, Š. & TUREK, V. 2009. Revision of the Pragian Rutoceratoidea Hyatt, 1884 (Nautiloidea, Oncocerida) from the Prague Basin. Bulletin of Geosciences 84 (1), 127-148.

MARSHALL, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. Geological Magazine 129 (2), 143-160.

MCCREA, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Journal of Chemical Physics 18, 849-857.

MCGHEE, G.R. 1996. The Late Devonian mass extinction: the Frasnian/Famennian crisis. 303 pp. Columbia University Press.

MCGREGOR, D.C. 1979. Devonian spores from the Barrandian region of Czechoslovakia and their significance for interfacies correlation. In Current Research, part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, 189-197.

MERGL, M. 2001. Lingulate brachiopods of the Silurian and Devonian of the Barrandian (Bohemia, Czech Republic). Sborník národního muzea vPraze, řada přírodovědná, serie B 57 (1-2), 1-49.

MORZADEC, P. 1992. Evolution des Asteropyginae (Trilobita) et variations eustatiques au Dévonien. Lethaia 25 (1), 85-96.

MÜLLER, K.J. & MÜLLER, E.M. 1957. Early Upper Devonian (Independence) conodonts from Iowa, Part I. Journal of Paleontology 31 (6), 1069-1108.

NEMLIHER, J. & KALLASTE, T. 2002. Secondary alterations of the shell apatite *Discinisca tenuis* from Lüderlitz, Namibia. Lithology and Mineral Resources 37 (1), 18-24.

NICOLL, R.S. 1995. Conodont element morphology, apparatus reconstructions and element function: a new interpretation of conodont biology with taxonomic implications. Courier Forschungsinstitute Senckenberg 182, 247-262.

NÜTZEL, A. & FRÝDA, J. 2003. Paleozoic plankton revolution: Evidence from early gastropod ontogeny. Geology 31 (9), 829-831.

O'NEIL, J.R. 1977. Stable isotopes in mineralogy. Physics and Chemistry of Minerals 2 (1-2), 105-123.

O'NEIL, J.R., ROE, L.J., REINHARD, E., & BLAKE, R.E. 1994. A rapid and precise method of oxygen isotope analysis of biogenic phosphates: Israeli Journal of Earth Science 43, 203-212.

OBRHEL, J. 1958. Die Flora der Choteč Kalke und Třebotov-Kalke (Eifel) des mittelböhmisches Devons. Sborník Ústředního Ústavu Geologického, oddíl paleontologický 25, 99-107.

OBRHEL, J., 1968. Die Silur- und Devonflora des Barrandiums. Paläontologische Abhandlungen, Abteilung B 2, 663-701.

OLIVER, W.A. JR. 1990. Extinctions and migrations of Devonian rugose corals in the Eastern American Realm. *Lethaia* 23 (2), 167-178.

PEDDER, A.H. 2010. Lower-Middle Devonian rugose coral faunas of Nevada: Contribution to an understanding of the "barren" E Zone and Choteč Event in the Great Basin. *Bulletin of Geosciences* 85, 1-26.

PETRÁNEK, J. 1944. Příspěvek k poznání devonu mezi ústím Kačáku a Srbskem. *Rozpravy II. Třídy České Akademie* 36, 1-22.

PETRÁNEK, J. 1946a. Zpráva o geologickém mapování v okolí Hlubočep a Řeporyj. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 22, 140-143.

PETRÁNEK, J. 1946b. Hranice hlubočepských vápenců a srbských břidlic v Hlubočepích u Prahy. *Sborník Státního Geologického Ústavu* 13, 259-278.

PETRÁNEK, J. 1951a. Petrografická studie o nejmladších devonských vrstvách v okolí Hlubočep a Řeporyj. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 22, 140-143.

PETRÁNEK, J. 1951b. Nové poznatky o některých otázkách sedimentace a diagenese devonských vrstev u Prahy. *Věstník královské české společnosti nauk* 11 (ročník 1950), 1-9.

PETRÁNEK, J. & KOMÁRKOVÁ, E. 1953. Orientace schránek hlavonožců ve vápencích Barrandienu a její paleogeografický význam. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, oddíl Geologie* 20, 129-148.

PIETZNER, H. VAHL, J., WERNER, H. & ZIEGLER, W. 1968. Zur chemischen Zusammensetzung und mikromorphologie der conodonten. *Palaeontographica Abteilung A* 128 (4-6), 115-152.

PLUSQUELEC, Y. & HLADIL, J. 2001. Tabulate corals of Ibarmaghian affinities in the Upper Emsian of Bohemia. *Geologica et Palaeontologica* 35, 31-51.

POČTA, F. 1902. Anthozaires et Alcyonaires. In BARRANDE, J. (ed) *Système silurien du center de la Bohême I, Recherches Paleontologiques.*, VIII, II, 347 pp. Prague, Paris.

PRANTL, F. 1938. Some Laccophyllidae from the Middle Devonian of Bohemia. *Annals and Magazine of Natural History* 11 (2), 18-41.

PRANTL, F. 1939a. *Bojocyclus* gen. nov. Nový korál z vápenců hlubočepských (gy). *Příroda* 32 (3), 104-107.

PRANTL, F. 1939b. Poznámky o tzv. útesové facii v Barrandienu. *Časopis Národního muzea* 113, 118-126.

PRANTL, F. 1940. Příspěvek k poznání biostratigrafie pásma $g\gamma$ v okolí Chotče. *Rozpravy České Akademie Věd, Umění, Tř. II.* 24, 1–11.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1949. Studie o trilobitech nadčeledi *Odontopleuracea* nov. superfam. *Rozpravy státního Geologického Ústavu* 12, 1-221.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1954. O českých zástupcích čeledi *Harpedidae* (Havle & Korda). *Rozpravy státního Geologického Ústavu* 18, 1-170.

PRAUSS, M.L. 2007. Availability of reduced nitrogen chemospecies in photic-zone waters as the ultimate cause for prasinophyte prosperity. *Palaios* 22 (5), 489-499.

PROKOP, R.J. 1970. Family *Calceocrinidae* Meek & Worthen, 1869 (Crinoidea) in the Silurian and Devonian of Bohemia. *Sborník Geologických Věd, Paleontologie.* 12, 79-134.

PROKOP, R. J. 1976. The genus *Edriocrinus* Hall, 1859 from the Devonian of Bohemia (Crinoidea). *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 21(2), 187-191.

PROKOP, R. J. 1987. The stratigraphical distribution of Devonian crinoids in the Barrandian area (Czechoslovakia). *Newsletters on Stratigraphy* 17(2), 101-107.

PROKOP, R. J. 1993. První nález nepochybných kosterních elementů sumýšů (Holothuroidea) v devonu České republiky. *Časopis Národního Muzea, Řada přírodovědná* 161 (1-4), 45-46.

PROKOP, R. J. 2002. *Kerrycoleus* gen. n. (Machaeridia, Lepidocoleidae) from the Devonian of Bohemia (Czech Republic). *Časopis Národního muzea, Řada přírodovědná* 170 (1-4), 89-90.

PROKOP, R.J. & PETR, V. 1991. New microcrinoids from the Třebotov Limestone of the Bohemian Lower Devonian (Dalejan=Upper Emsian). *Časopis pro mineralogii a geologii* 36 (2/3), 131-136.

PROKOP, R. J. & PETR, V. 1995. New finds of isolated cup plates of the crinoid genus *Edriocrinus* in the Bohemian Lower and Middle Devonian. *Časopis Národního Muzea, Řada přírodovědná* 166 (1-4), 49-50.

PROKOP, R. J. & PETR, V. 1997. The genus *Pygmaeocrinus* Bouška, 1947 (Crinoidea, Inadunata) in the Devonian of the Barrandian area (Czech Republic). *Časopis Národního muzea, Řada přírodovědná* 53 (1-2), 1-10.

PROKOP, R. J. & PETR, V. 1998. Isolated skeletal ossicles of the crinoid Family Catilloocrinidae Wachsmuth et Springer, 1866 in the Devonian of Bohemia (Czech Republic). *Časopis Národního muzea, Řada přírodovědná* 167 (1-4), 52-53.

PROKOP, R. J. & PETR, V. 2004. Pleurocystitidae gen. et sp. indet. (Cystoidea, Rhombifera) in the Bohemian Devonian (Czech Republic). *Časopis Národního muzea, Řada přírodovědná* 172 (1-4), 1-5.

PŘIBYL, A. 1949. O několika nových nebo málo známých trilobitech z českého devonu. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 24, 293-311.

PŘIBYL, A. 1951. O několika nových ostrakodech z českého spodního a středního devonu. *Rozpravy II. Třídy české akademie* 2, 1-40.

PŘIBYL, A. 1955. Nové poznatky o skořepatcích (Ostracoda) z českého devonu a jejich stratigrafický významu. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického, oddíl Paleontologický* 21, 161-211.

PŘIBYL, A. 1971. Proetidní trilobiti z nových sběrů v českém siluru a devonu. *Časopis Národního Muzea, oddíl přírodovědný* 140 (1/2), 81-89.

PŘIBYL, A. 1978. Vertreter von Erbenites und Koneprusites (Trilobita) aus dem Böhmischem Mitteldevon. *Paleontologická konference 1977, Universita Karlova Praha*, 223-241.

PŘIBYL, A., & ŠNAJDR, P. 1950. O nových ostrakodech z vápenců chotečských. *Sborník Ústředního Ústavu Geologického* 17, 101-211.

PUCÉAT, E. REYNARD, B. & LÉCUEYER, C. 2004. Can crystallinity be used to determine the degree of chemical alteration of biogenic apatites? *Chemical Geology* 205, 83-97.

PURNELL, M.A., DONOGHUE, P.C.J. & ALDRIDGE, R.J. 2000. Orientation and anatomical notation in conodonts. *Journal of Paleontology* 74, 113-122.

RODLAND, D.L., KOWALEWSKI, M., DETTMAN, D.L., FLESSA, K.W., ATUDOREI, V. & SHARP, Z. 2003. High-resolution analysis of $\delta^{18}\text{O}$ in the biogenic phosphate of modern and fossil lingulid brachiopods. *The Journal of Geology* 111, 441-453.

ROMANEK, C.S. GROSSMAN, E.L. & MORSE, J.W. 1992. Carbon isotopic fractionation and precipitation rate in synthetic aragonite and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1), 419-430.

ROWELL, A.J. & KRAUSE, F.F. 1974. Habitat diversity in the Acrotretacea (Brachiopoda, Inarticulata). *Journal of Paleontology* 47 (4), 791-800.

RŮŽIČKA, R. 1938. Noví trilobiti z Barrandienu. *Rozpravy II. Třídy České Akademie Věd Umění* 10, 1-8.

RŮŽIČKA, R. 1941. Faunistické seznamy z Barrandienu ze souvrství g α (část II.) a ze dvou lokalit z g γ v okolí Pražském. *Věstník Královské České Společnosti Nauk, tř. matematicko-přírodovědná.* 1-16.

SANSOM, I.J., SMITH, M.P., ARMSTRONG, H.A. & SMITH, M.M. 1992. Presence of the earliest vertebrate hard tissues in conodonts. *Science* 256 (5061), 1308-1311.

SHACKLETON, N.J. & KENNETT, J.P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initialization of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. *Deep Sea Drilling Projects Initial Reports* 29, 743-755.

SHARP, Z. D., & CERLING, T. E. 1996. A laser GC-IRMS technique for in situ stable isotope analyses of carbonates and phosphates: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2909-2916.

SHARP, Z.D., ATUDOREI, V. & FURRER, H. 2000. The effect of a diagenesis on oxygen isotope ratios of biogenic phosphate. *American Journal of Science* 300, 222-237.

SCHINDLER, E. 1990. The Late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser crisis. *Lecture Notes in Earth History Sciences* 30, 151-159.

SCHRAUT, G. & FEIST, R. 2004. The Devonian styginid trilobite *Paralejurus*, with new data from Spain and Morocco. *Journal of Paleontology* 78, 709-722.

SCHRÖDER, S. & SOTO, F. 2007. Lower Devonian rugose coral faunas from the Cantabrian Mountains (NW Spain): phases of development and response to sea-level fluctuations. *Proceedings of the 9th International Symposium on Fossil Cnidarians and Porifera, Graz 2003*, 199-214.

SCHULTZE, H.P. 1996. Conodont histology: an indicator of vertebrate relationship? *Modern Geology* 20, 275-286.

SIGNOR, P.W. & BRETT, C.E. 1984. The mid-Paleozoic precursor to the Mesozoic marine revolution. *Paleobiology* 10 (2), 229-245.

SPARLING, D. 1981. Middle Devonian conodont apparatuses with seven types of elements. *Journal of Paleontology* 55 (2), 295-316.

STORM, H. 1935. Zur Kenntnis der G3-Schichten bei Hlubočep (Prag). *Lotos* 83, 11-25.

STRUVE, W. 1982. The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. In ZIEGLER, W., WERNER, R. (eds.) *On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 55, 401-432.

STRUVE, W. 1990. Paläozoologie III. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 127, 251-279.

SUCHÝ, V. 1988. Sebchová sedimentace v devonských chotečských vápencích?. *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 33, 287-294.

SUCHÝ, V. 1991. Karbonátové tempestity v barrandienském středním devonu. Horniny ve vědách o zemi, 77–105. Sborník k 60. výročí ústavu a katedry petrologie přírodovědecké fakulty University Karlovy. Karolinum, Praha.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1947. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika v okolí Třebotova. *Sborník Státního Geologického Ústavu* 14, 281-324.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1948a. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika v okolí Chýnice. *Sborník Státního Geologického Ústavu*, 15, 1-39.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1948b. Stratigraficko-paleontologický výzkum údolí Berounky mezi Srbskem a Budňany a Kačáku u Hostimi. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 24, 165-168.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1948c. Stratigraficko-paleontologický a tektonický výzkum údolí Berounky u Srbska a Kačáku u Hostimi. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 23, 200-206.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1949a. Stratigraficko-paleontologický a tektonický výzkum devonské oblasti koněpruské. *Věstník Státního Geologického Ústavu* 24, 162-164.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1949b. Stratigraficko-tektonická studie o devonské oblasti koněpruské. Sborník Státního Geologického Ústavu 16, 1-88.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1950a. Stratigraficko-paleontologický a tektonický výzkum širšího okolí Kody na pravém břehu Berounky. Věstník Státního Geologického Ústavu 25, 195-199.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1950b. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika v okolí Kody u Srbska. Sborník Státního Geologického Ústavu 17, 393-419.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1951. Zpráva o novém výzkumu údolí Kačáku mezi Sv. Janem pod Skalou a Hostimí. Věstník Ústředního Ústavu Geologického 26, 361-366.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1953. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika mezi Srbskem a Svatým Janem pod Skalou. Sborník Ústředního Ústavu Geologického 20, 205-275.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1955a. O stratigrafii a tektonice staršího paleozoika v širším okolí Karlštejna. Sborník Ústředního Ústavu Geologického 21, (1), 519-596.

SVOBODA, J. & PRANTL, F. 1955b. Příspěvek k detailnímu výzkumu devonu koněpruské oblasti. Sborník Ústředního Ústavu Geologického 21, 433-441.

SVOBODA, J., PRANTL, F. & KUKAL, Z. 1957. Vysokoprocentní vápence Barrandienu. Geotechnica 23, 1-128.

SWART, P.K. & EBERLI, G.P. 2005. The nature of the $\delta^{13}\text{C}$ of periplatform sediments: Implications for stratigraphy and the global carbon cycle. *Sedimentary Geology* 175 (1-4), 115-130.

SWEET, W.C. 1988. The Conodonta. Morphology, Taxonomy, Paleoecology, and Evolutionary History of a Lend-Extrict Animal Phylum. Oxford Monographs on Geology and Geophysics n.10. 212 pp. Oxford University Press, Oxford.

SWEET, W.C. & DONOGHUE, P.C.J. 2001. Conodonts: past, present and future. *Journal of Paleontology* 75, 1174-1184.

ŠLECHTA, O. 1996. Ostracode faunas from the Lower-Middle Devonian section in Praha-Barrandov. Věstník českého geologického ústavu 71 (2), 135-144.

ŠNAJDR, M. 1951. *Tricornina (Bohemina)* nov. subg. Ze středočeského devonu. Rozpravy II. Třídy České Akademie 23, 1-7.

ŠNAJDR, M. 1960. Studie o čeledi Scutelluidae (Trilobita). Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického 26, 1-263.

ŠNAJDR, M. 1980. Bohemian Silurian and Devonian Proetidae (Trilobita). Rozpravy Ústředního Ústavu Geologického 45, 1-324.

ŠTEINEROVÁ, J. 1959. Nálezy konodontů v barrandienu. Věstník Ústředního Ústavu Geologického 34 (6), 459-460.

TUDGE, A.P. 1960. A method of analysis of oxygen isotopes in orthophosphates - its use in measurements of paleotemperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 18, 81-93.

TYSON, R.V. 1995. Sedimentary organic matter, organic facies and palynofacies. 615 pp. Chapman & Hall, UK.

TYSON, R.V. 2001. Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modelling study. *Organic geochemistry* 32, 333-339.

UREY, H.C. 1948. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science* 108 (2810), 489-496.

WÄHNER, F. 1916. Zur Berteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 66, 1-72.

WALLISER, O.H. 1985. Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Sencenberg* 75, 401-408.

WALLISER, O.H. 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. In WALLISER, O.H. (ed) *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. 313 pp. Springer.

WEBER, J.N. & RAUP, D.M. 1966. Fractionation of the stable isotopes of carbon and oxygen in marine calcareous organisms-the Echinoidea. Part I. variation of C¹³ and O¹⁸ content within individuals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 30 (7), 681-703.

WEBER, J.N. & RAUP, D.M. 1968. Comparison of ¹³C/¹²C and ¹⁸O/¹⁶O in the skeletal calcite of recent and fossil echinoids. *Journal of Paleontology* 42, 37-50.

WEDDIGE, K. 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faciesgebieten. *Senckenbergiana lethaea* 58 (4/5), 271-419.

WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W. 1979. Evolutionary patterns in Middle Devonian conodont genera *Polygnathus* and *Icriodus*. *Geologica et Palaeontologica* 13, 157-164.

WENZEL, B., LÉCUYER, CH. & JOACHIMSKI M.M. 2000. Comparing oxygen isotope records of Silurian calcite and phosphate- $\delta^{18}\text{O}$ composition of brachiopods and conodonts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (11), 1859-1872.

WHEELLEY, J.R., SMITH M. P. & BOOMER, I. 2010. Conodonts as palaeothermometers in ancient oceans: tests and limitations, p. 409. Programme & Abstracts, International Palaeontological Congress, London 2010, July 28-July 3. London.

WILLIAMS, H.S. & LOCKLEY, M.G. 1983. Ordovician inarticulate brachiopods from graptolitic shales at Dob's Linn, Scotland; their morphology and significance. *Journal of Paleontology* 57 (2), 391-400.

WILLMER, P. STONE, G. & JOHNSTON I. 2004. *Environmental Physiology of Animals*, 2nd Edition. 768 pp. Wiley-Blackwell. London.

WOLDŘICH, J. 1919. Das Prokopital südlich von Prag. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 68, 63-112.

WRENN, J.H., HANNAH, M.J. & RAINE, J.I. 1998. Diversity and palaeoenvironmental significance of late Cainozoic marine palynomorphs from the CRP-1 Core, Ross Sea, Antarctica. *Terra Antarctica* 5, 553-570.

ZUSKOVÁ, J. 1991. Conodont faunas from the Lower/Middle Devonian section in Praha-Barrandov. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 66 (2), 107-112.