

BP 38

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geologie a paleontologie

Hranice cenoman – turon (C/T) a makrofauna „geslinianum zóny“ v české křídové pánvi

Bakalářská práce

Tereza Vršťalová



Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Martin Košťák, Ph.D.

Praha 2007

PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych poděkovala svému školiteli RNDr. Martinovi Košťákovi, Ph.D. za odborné vedení a konzultace, které mi vždy s ochotou poskytoval v průběhu zpracovávání bakalářské práce.

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně, pod vedením školitele RNDr. Martina Košťáka Ph.D., a že jsem všechny použité prameny řádně citovala.

V Praze dne 17. 8. 2007

.....*Mtalova!*.....

podpis

OBSAH

ABSTRAKT	4
ENGLISH SUMMARY	5
1. ÚVOD	6
2. GEOCHEMICKÉ METODY A ANALÝZY STABILNÍCH IZOTOPŮ UHLÍKU A KYSLÍKU	8
3. ZMĚNY PALEOKLIMATU A EUSTATICKÉ POHYBY BĚHEM UDÁLOSTI NA HRANICI CENOMAN/TURON	14
3.1 Hlavní mechanismy paleoklimatických změn a pohybů mořské hladiny v křídě.....	14
3.2 Chronologie eustáze mořské hladiny, paloteplot a změn v koloběhu uhlíku během události na hranici Cenoman/Turon.....	14
3.1 Anoxická událost.....	17
4. VYMÍRÁNÍ NA HRANICI CENOMAN/TURON	19
4.1 Makrofauna Geslinianum zóny v české křídové pánvi	19
5. ZÁVĚR	25
SEZNAM TABULEK A OBRÁZKŮ	26
POUŽITÁ LITERATURA	27

ABSTRAKT

Vymírání na hranici cenoman/turon bylo jednou z nejvýznamnějších křídových biotických krizí. V období svrchní křídy došlo ke globálnímu zdvihu hladiny oceánu, tzv. cenomanské transgresi. V mořích se významně rozšířila dostupnost živin a následkem toho docházelo k přemnožení organismů. Rozkladem jejich uhynulých těl se ve velké míře spotřebovával kyslík, důsledkem čehož vznikaly ve vodním sloupci anoxické podmínky.

V mořských vodách tak docházelo k ukládání sedimentů velmi obohacených organikou. Tato událost, známá jako Oceánská anoxická událost II (Oceanic Anoxic Event II = OAE II), je zaznamenána globálně a v geologickém záznamu se projevuje zvýšeným obsahem stabilního izotopu $\delta^{13}\text{C}$. Vymírání proběhlo převážně na druhové úrovni a týkalo se především těchto organismů: vápnitého nanoplanktonu, radiolárií, planktonních foraminifer, bentických foraminifer, amonitů, mlžů, atd., obecně nejvíce postižen byl bentos.

ENGLISH SUMMARY

The Late Cenomanian extinction event (= Cenomanian-Turonian Boundary Event (CTBE)) was an important biotic crisis in the history of the Cretaceous world – wide (Hart et al., 2005).

During the Cenomanian, enhanced intra-oceanic plateau and mid-ocean ridge volcanism initiated a global long-term sea-level rise (Voight et al., 2006).

During the Late Cenomanian there was a period of exceptionally high organic burial in outer shelf and ocean basinal environments, so much so that this interval has been characterized as Oceanic Anoxic Event (OAE) II. A positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion, coincidental with OAE II, is now recognized on a global scale (Gale et al., 2000).

The Late Cenomanian extinction event is one of the events identified by Raup and Sepkoski (1982) in their analysis of periodic extinctions, but it is not one of the „big five“ extinction events of the Phanerozoic record, because the faunal changes were mainly at the species level, rather than higher taxonomic levels.

The extinction involved especially these organisms: calcareous nannoplankton, radiolaria, planktonic foraminifera, benthic foraminifera, ammonites, bivalves, etc.

1. ÚVOD

Cenoman je nejstarším stupněm období svrchní křídly datovaný v rozmezí 98,5 – 93,3 mil. let a turon stupněm následujícím (93,3 – 89,3 mil. let). Hranice cenoman/turon je definovaná výraznou transgresí a následným vymíráním, které se v geologickém záznamu mj. projevuje zvýšeným obsahem izotopu $\delta^{13}\text{C}$.

Vymírání na hranici cenoman/turon, které bylo jednou z nejvýznamnějších křídových biotických krizí, je díky paleontologickým a geochemickým studiím zaznamenáno globálně.

Mesozoikum je charakteristické více či méně výraznými eustatickými změnami hladiny světového oceánu, které byly způsobeny jak klimatickými změnami, tak pohyby litosférických desek. V období svrchní křídly došlo ke globálnímu zdvihu hladiny oceánu. Na počátku svrchní křídly (svrchní cenoman) moře stoupl až o 120 m a zaplavilo rozsáhlé plochy kontinentů epikontinentálními moři. Tento zdvih mořské hladiny a následné zaplavení je známo jako tzv. cenomanská transgrese.

Jednou z možných příčin zdvihu mořské hladiny v cenomanu byl intenzivní růst vulkanických oceánských hřbetů spolu se zvětšující se inter-kontinentální plošinou a hydrotermální aktivitou. Ta měla za následek zvětšování koncentrací atmosférického CO_2 , který je odpovědný za skleníkové klimatické podmínky, tedy i zvýšení teplot a rozšíření dostupnosti živin. Zvětšená produktivita v oceánských povrchových vodách vedla ke zvýšené produkci organického uhlíku a jeho následného pohřbívání, ukládání černých břidlic a prachovců, anoxii a masovému vymírání bentosu v oceánských pánvích. Tato událost je známá jako oceánská anoxická událost II (Oceanic Anoxic Event II = OAE II).

V mělkých a dobře okysličených mořích, která byla vhodným prostředím pro život, došlo k výraznému rozvoji organismů, jejich obrovskému přemnožení (hlavně mikroorganismů) a následně i k jejich masovému vymírání. Veškerý kyslík byl spotřebován na rozklad organické hmoty, důsledkem čehož byl vznik anoxických podmínek. V mořských pánvích se projevuje ukládáním černých břidlic a dalších, organikou obohacených sedimentů.

Tato událost způsobila velké změny týkající se složení mořské bioty, zejména vápňitého nanoplanktonu, radiolárií, planktonních foraminifer, bentických foraminifer, amonitů, mlžů, atd. Díky rozšíření anoxických podmínek vyhynulo v mořích kolem 53% druhů, převážně planktonu a bentosu.

Událost vymírání v pozdním cenomanu (OAE II) byla tedy významnou biotickou krizí v historii křídového světa. Je to jeden z případů vymírání, který identifikovali Raup a Sepkoski (1982) ve svém rozboru periodických vymírání. Svým rozsahem nepatří do „velké pětky“ vymírání ve fanerozoiku, protože většina změn ve složení fauny je spíše na druhové úrovni, než na vyšších taxonomických úrovních.



Obr. 1.1: Mapa Země v pozdní křídě. (<http://www.scotese.com/cretaceo.htm>)

2. GEOCHEMICKÉ METODY A ANALÝZY STABILNÍCH IZOTOPŮ UHLÍKU A KYSLÍKU

Časový interval pozdní cenoman – raný turon (okolo 400 tis. let) je nápadný značnou pozitivní odchylkou $\delta^{13}\text{C}$, která odráží anoxické podmínky v oceánech. Je obecně přisuzovaná ke zvýšené oceánské produktivitě a rychlosti pohřbívání organického uhlíku. Pozitivní odchylka $\delta^{13}\text{C}$ se projevuje na bázi amonitové zóny *Meticoceras geslinianum* - uvnitř sekvence 11 (Voight et al., 2006). Časté a výrazné kolísání úrovně mořské hladiny časově shodné s uhlíkovou odchylkou poskytuje důkaz, že rapidní změny mořské hladiny a uhlíkového cyklu spolu příčinně souvisejí.

Pozdně cenomanské - raně turonské vrstvy byly vzorkovány pro měření izotopů uhlíku karbonátů a pro měření stabilních izotopů v karbonátech a celkového organického uhlíku v různých vzdálenostních intervalech (cm). Soubory dat byly doplněny o publikovaná data $\delta^{13}\text{C}$ z karbonátů a organického materiálu a o data $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ z nízko-hořečnato-vápenatých schránek makroskopických bezobratlých - brachiopodech, mlžích a belemnitech (Voight et al., 2006).

Odchylka $\delta^{13}\text{C}$ se projevuje v poměrech izotopů uhlíku ^{13}C a ^{12}C , odchylka $\delta^{18}\text{O}$ v poměrech izotopů kyslíku ^{18}O a ^{16}O . Poměr stabilních izotopů jednotlivých prvků je v globálním měřítku prakticky stálý. Izotopy se od sebe liší hmotností. Tento rozdíl ovlivňuje termodynamické vlastnosti jednotlivých izotopů do té míry, že se v chemických a fyzikálních procesech chovají odlišně. Rozdílná kinetika reakcí izotopů vede k tomu, že produkty těchto procesů mají jiný poměr izotopů než látky výchozí. Změny izotopového složení, ke kterým dochází v průběhu fyzikálních procesů nebo během kinetické fáze chemických procesů, se nazývají frakcionace izotopů.

V přírodních podmínkách není frakcionace příliš intenzivní a změny poměrů izotopů jsou dosti malé – nepřesahují několik málo desítek promile. Vzhledem k relativně větším rozdílům hmotnosti izotopů prvků s nízkým atomovým číslem bývá u nich efekt frakcionace ve srovnání s prvky vyšších atomových čísel snáze měřitelný.

Údaje o izotopovém složení se uvádějí v hodnotách δ (delta), které vyjadřují odchylku v poměru izotopů ve vzorku od poměru v dohodnutém standardu (viz Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Standardy k izotopům uhlíku a kyslíku. SMOW = Standard Mean Ocean Water, PDB = PeeDee Belemnite *Belemnitella americana* (rostrum belemnite *Belemnitella americana* z křídového souvrství PeeDee v Severní Americe).

Prvek	Značení	Poměr	Standard	Abt. poměr
C	$\delta^{13}\text{C}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	PDB	$1,122 \times 10^{-2}$
O	$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	SMOW, PDB	$2,0052 \times 10^{-3}$

Například hodnota $\delta^{13}\text{C}$ se vypočte ze vztahu (1):

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}} \right) \text{ vzorku} / \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}} \right) \text{ standardu} \right] - 1 \quad (1)$$

a udává se v promile. Standard má $\delta^{13}\text{C} = 0$. Jedním z nejrozšířenějších standardů je standard PDB (Pokorný et al., 1992).

Izotopické složení uhlíku organické hmoty, která se stala v geologické minulosti součástí sedimentů, odráží poměr izotopů v organismech z nichž pochází. Během diagenese dochází ke změnám tohoto poměru zejména při uvolňování plyných a kapalných uhlovodíků, které jsou ochuzeny o ^{13}C , a hromadí se jako zemní plyn, případně ropa. Kerogén (vysoce polymerizovaný, kyselinovzdorný konečný produkt diagenetických změn odumřelé organické hmoty) se tak během zrání obohacuje izotopem ^{13}C o 2 – 3 ‰. Jako celek však kerogén nemetamorfovaných hornin v podstatě zachovává efekt kinetické frakcionace, která proběhla při vzniku zdrojové organické hmoty.

Dvěma hlavními sedimentárními rezervoáry uhlíku jsou organická hmota a uhličitán vápenatý. Srážení uhlíku v karbonátech vyžaduje jen velmi malou frakcionaci izotopů vztahující se k celkovému rozpuštěnému anorganickému uhlíku. $\delta^{13}\text{C}$ z karbonátů není moc citlivý ke změnám teplot (okolo 0,035 ‰ na °C). Proto je tedy $\delta^{13}\text{C}$ z anorganicky se srážejících karbonátů v oceánech velmi blízký tomu z celkového rozpuštěného karbonátu. Situace je mnohem složitější pro organicky se srážející CaCO_3 , protože některé organismy jednoduše nepoužívají rozpuštěný bikarbonát, nýbrž jejich vlastní metabolicky ovlivněný nebo produkováný CO_2 .

Velmi silná frakcionace naopak probíhá během procesu fotosyntézy při vázání uhlíku v organické hmotě. Fotosyntetická fixace uhlíku tedy zahrnuje velmi rozsáhlou frakcionaci. Zjednodušená rovnice pro fotosyntézu (2) je:



Veškerý uhlík v organických sloučeninách v biosféře je hlavně získáván z materiálu produkovaného fotosyntézou, takže všechny organické uhlikaté sloučeniny v biosféře jsou velmi lehké, převážně díky kinetickým efektům během fotosyntézy.

Při frakcionaci během formování organické hmoty závisí na teplotě povrchové vody (narozdíl od formování karbonátů): při vysokých teplotách je rozpustnost CO_2 nízká, je zde tedy k dispozici jen málo fytoplanktonu. Za takových podmínek je frakcionace menší, což má za následek poměrně vysoké hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ z organické hmoty (kolem -13 ‰). Při nízkých teplotách rozpustnost CO_2 ve vodě roste, a tak roste i dostupnost fytoplanktonu, což má za následek mnohem větší frakcionaci (hodnoty klesají až na -32 ‰).

Koncentrace rozpuštěného CO_2 v povrchových mořských vodách (a tedy i množství frakcionací při tvorbě organické hmoty během fotosyntézy) závisí na koncentraci CO_2 v přiléhajícím vzduchu stejně jako na teplotě. Pokud tedy budeme znát izotopové složení uhlíku, můžeme vypočítat koncentrace CO_2 ve vodě a tedy i v přiléhajícím vzduchu.

Fotosyntetická aktivita v oceánech má obecně za následek velmi silnou spotřebu ^{12}C z celkového rozpuštěného karbonátu v přívodových vodách a silné obohacení ^{13}C .

Planktonní organismy žijící ve fotické zóně a tvořící vápenaté schránky z rozpuštěného anorganického uhlíku (převážně HCO_3^-) v těchto vrstvách vody, tedy využívají pro tvorbu svých schránek uhlík, který je obohacen těžším izotopem ^{13}C .

Běžné hodnoty zaznamenané v současných oceánech ze schránek planktonních foraminifer jsou okolo +2 až +3 ‰, zatímco průměr hodnot $\delta^{13}\text{C}$ celého oceánu z celkového rozpuštěného anorganického uhlíku je okolo 0 ‰.

Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ z rozpuštěného anorganického uhlíku na oceánském dně (a tedy hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ z bentických foraminifer) jsou poměrně odlišné od těch v povrchových vodách, protože oxid uhličitý získaný ze zoxidovaného organického materiálu (tedy izotopicky lehčího) je přidán do hlubokých vod. Tento izotopicky lehčí uhlík je získáván oxidací organického materiálu.

Mořské vody, které byly po dlouhou dobu mimo kontakt s povrchem oceánu tedy akumulovaly hodně uhlíku získaného z oxidace organického materiálu a jejich celkový rozpuštěný anorganický uhlík je tedy izotopicky lehčí.

Proces oxidace organického materiálu a proces fotosyntézy v povrchových vodách jsou tedy příčinou existence gradientu v hodnotách $\delta^{13}\text{C}$ mezi povrchovými a hlubinnými vodami. Aktuální vertikální gradient na určitém místě závisí na několika faktorech. Jedním z nich je např. primární produktivita v povrchových vodách. Při vyšší produktivitě se v organické hmotě hromadí více $\delta^{12}\text{C}$ a celkový rozpuštěný anorganický uhlík je tedy izotopicky těžší. V důsledku toho obsahují vápenaté schránky planktonních foraminifer více $\delta^{13}\text{C}$. Dalším faktorem je stáří hlubinných vod, které závisí na cirkulaci oceánu.

Oceánský záznam $\delta^{13}\text{C}$ v planktonních a bentických foraminiferách na určitém místě tedy vždy odráží:

- hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ celkového rozpuštěného karbonátu v oceánech
- místní primární produktivitu
- globální model hlubokomořské cirkulace

Pokud nastanou nějaké změny v poměru přísunu (nebo přemístění) organické hmoty a karbonátového uhlíku, pak se hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ z celkového rozpuštěného anorganického uhlíku v celém oceánu musejí změnit: jestliže je hodně uhlíku odstraněno v organické hmotě z oceánů, tak tím je

z oceánů odstraněno více $\delta^{12}\text{C}$ a hodnota $\delta^{13}\text{C}$ z celkového rozpuštěného anorganického uhlíku v celém oceánu roste.

Podobně pokud je období silné eroze organického materiálu z pevniny a jeho přínos do oceánů je velký, pak průměrná hodnota $\delta^{13}\text{C}$ z celkového rozpuštěného anorganického uhlíku v oceánech klesá.

Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ z celého rozpuštěného uhlíku v oceánech tedy nebyly v průběhu geologického času konstantní. V záznamu $\delta^{13}\text{C}$ z bentických a planktonních foraminifer bychom předpokládali, že změna rezervoárů (oceánského a atmosférického) se promítne do planktonních i bentických forem, a tak by se neměly vyskytovat žádné změny na povrchovém až hlubinném gradientu, pokud by ovšem nenastaly žádné změny v produktivitě. Změny v oceánské produktivitě nebo hlubokomořské cirkulaci by měly mít za následek změny v hloubkovém až povrchovém gradientu (t.j. rozdíl mezi hodnotami bentických a planktonních forem).

Většinou vážných změn v oceánské produktivitě v krátkých obdobích jsou masová vymírání. Během takových vymírání rozdíl v hodnotách izotopů uhlíku z organismů obývajících dno a plovoucích organismů klesá nebo se dokonce úplně ztrácí, protože oceánská produktivita kolabuje. Navíc velikost celkové biosféry na Zemi klesá a lehké atomy uhlíku vázané v biosféře jsou uvolňovány hnitím a uvolňují se do oceánů jako rozpuštěný uhlík. Tento izotopicky lehčí uhlík je pak využit organismy k budování schránek.

Složení izotopů uhlíku z karbonátů tedy můžeme použít k monitorování výskytu a vážnosti masových vymírání.

Izotopická termometrie

V systémech chemických látek (např. v roztocích) dochází mezi jejich jednotlivými složkami k výměně izotopů tak, aby celková volná energie celého systému byla co nejmenší. Po ustálení rovnováhy není poměr izotopů v jednotlivých složkách stejný. Rozdíl v poměrech izotopů mezi složkami systému vyjadřuje rovnovážná konstanta. Rovnovážná konstanta reakce izotopické výměny je závislá na teplotě. Tohoto jevu se užívá pro zjišťování teplot, při kterých reakce výměny izotopů probíhaly (metoda izotopické termometrie). Pro paleoekologii je důležité měření teplot mořské vody v geologické minulosti. Její změny odrážejí vývoj místního i globálního klimatu. Pro izotopickou paleotermometrii se nejčastěji užívá teplotou podmíněných změn rovnovážné konstanty reakce výměny izotopů kyslíku ^{18}O a ^{16}O v systému $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_3^{2-}$. Během izotopové výměny dochází v tomto systému k obohacení karbonátů o izotop ^{18}O ve srovnání s vodou, ve které tyto karbonáty vznikají. Při 0°C je poměr $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ v CO_3^{2-} o 25 ‰ vyšší než v H_2O , při 25°C je ten rozdíl však jen 21 ‰. Známý průběh změn rovnovážné konstanty v teplotním gradientu umožňuje zjišťovat teploty, při nichž

docházelo ke vzniku karbonátů – například těch, které tvoří schránky měkkýšů, ramenonožců nebo dírkovců (Pokorný et al., 1992).

První izotopický geotermometr byl navržen na základě izotopů kyslíku v systému $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ za nízkých teplot. V tomto případě se vychází ze zjištění, že kalcitové nebo aragonitové schránky některých mořských organismů se vylučují v rovnováze s mořskou vodou, takže podíl $\delta^{18}\text{O}$ mezi karbonátem a vodou závisí na teplotě vylučování karbonátu podle empirické rovnice (3), kterou odvodil Epstein et al. (1953), a kterou modifikoval Craig (1965):

$$t^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,2(\delta - A) + 0,13(\delta - A)^2, \quad (3)$$

kde δ je hodnota $\delta^{18}\text{O}$ CaCO_3 vztažená ke standardu PDB, kdežto A je hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody, vztažená ke standardu SMOW. Toto je základ metody paleotemperatur, kterou je možno určit teplotu moře nebo sedimentační pánve v geologické minulosti (Bouška et al., 1980).

Postupuje se tak, že se zjistí rozdíl mezi $\delta^{18}\text{O}$ v uhlíčitanech schránky a $\delta^{18}\text{O}$ mořské vody (která je vzhledem k ohromnému objemu oceánů dosti stabilní). Míra frakcionace pak určuje teplotu, při které schránka vznikala. Obecně lze říci, že čím nižší byla teplota, při které karbonát vznikal, tím vyšší jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ v karbonátu. Přesnost metody závisí na přesnosti odhadu izotopického složení vody v daném místě v minulosti. I když je izotopické složení kyslíku mořské vody dosti stabilní, může v povrchové vrstvě kolísat v závislosti na výparu a množství sladké vody přiváděné z kontinentů nebo srážkami. Pro úseky geologické historie, kdy bylo značné množství vody vázáno v ledovcích, je třeba provést korelaci předpokládaného složení mořské vody (v takovém případě je obohacena izotopem ^{18}O). Nejpresnější výsledky lze získat ze schránek organismů, které žily v hlubších zónách oceánů daleko z dosahu vlivu vody přitékající z kontinentů. Při pobřeží v okrajových mořích a lagunách může izotopové složení kyslíku vody značně kolísat. V teoretickém případě, kdyby se teplota vody vůbec neměnila, odpovídala by zjištěná míra frakcionace přímo změnám salinity.

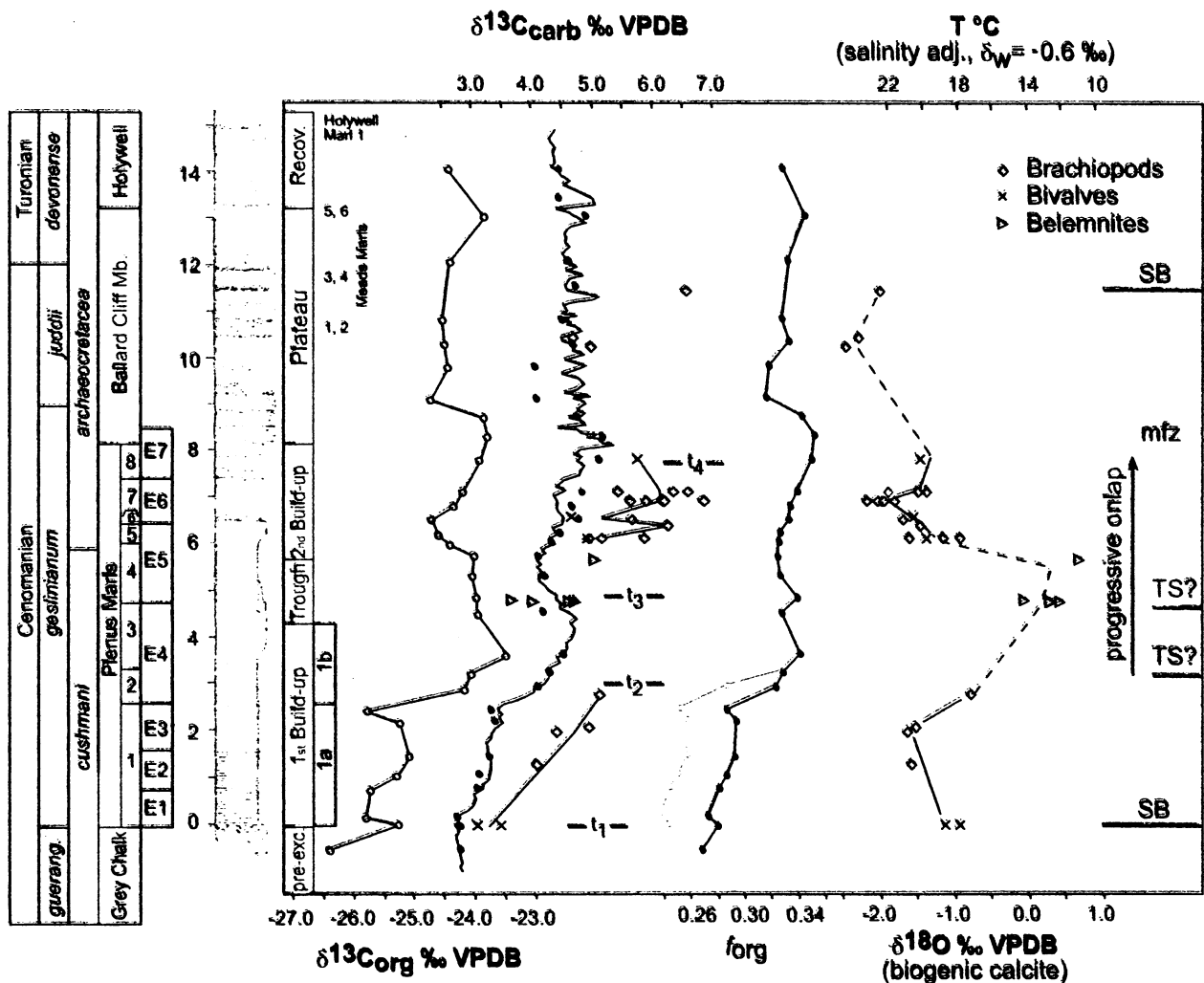
Karbonáty tvořící schránky organismů mají poněkud nižší obsah izotopu ^{18}O , než by odpovídalo karbonátům sráženým v izotopické rovnováze s okolní mořskou vodou. Tento takzvaný vitální efekt nemá u všech skupin stejnou hodnotu. Největší je u vápnitých řas, korálů a ostnokožců, nejmenší u měkkýšů, brachiopodů, dírkovců. Jak bylo zjištěno u recentních planktonních dírkovců liší se i u jednotlivých druhů jedné skupiny. proto je třeba při zjišťování průběhu změn paleotemperatury ve stratigrafických profilech používat, pokud je to možné, schránek pouze jednoho druhu fosilních organismů (Pokorný et al., 1992).

Značná pozitivní odchylka byla zjištěna na mnoha lokalitách po celém světě. V Anglo-Pařížské pánvi je hranice cenoman/turon, definovaná pozitivní odchylkou $\delta^{13}\text{C}$, dobře patrná v jižní Anglii v Eastbourne a nachází se zde uvnitř členů Plenius Marl a Ballard Cliff Member (basal Middle Chalk

2. Geochemické metody a analýzy stabilních izotopů uhlíku a kyslíku

uvnitř Melbourne Rock Member) (Voight et al., 2006). Eastbourne je klíčovým profilem pro hranici cenoman/turon v severozápadní Evropě. První křivku pro $\delta^{13}\text{C}$ publikoval Gale et al. (1993) a později ji dopravit Paul et al. (1999) (Voight et al., 2006).

Průměrné hodnoty stabilních izotopů kyslíku měřených na schránkách brachiopodů v Eastbourne sahají od -2,5‰ do -0,8‰ a hodnoty stabilních izotopů uhlíku od 4,1‰ do 6,9‰.



Obr. 2.1: Stratigrafie sekce Gun Gardens v Eastbourne se záznamy izotopů uhlíku ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ i $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) a záznamy izotopu kyslíku ($\delta^{18}\text{O}$), spolu s pozicí sekvenční hranice a transgresivní plochy. (Voight et al., 2006).

3. ZMĚNY PALEOKLIMATU A EUSTATICKÉ POHYBY BĚHEM UDÁLOSTI NA HRANICI CENOMAN/TURON

3.1 HLAVNÍ MECHANISMY PALEOKLIMATICKÝCH ZMĚN A ZMĚN MOŘSKÉ HLADINY V KRÍDĚ

Za hlavní mechanismy, které způsobily změny oceánského a klimatického systému na konci cenomanu, jsou v současné době považovány zvýšená endogenní aktivita a tzv. „superplume phenomenon“ (v podstatě jakýsi „upwelling“ svrchního pláště, kdy průniky struktur žhavých hornin do kůry mohou dosahovat až 1500 - 3000 km v průměru - Korchagin, 2004). Na změnách paleoklimatu se podílely jistou měrou také Milankovičovy cykly (Voight et al., 2006).

Abnormálně zvýšená aktivita oceánského vulkanismu, rozpínání mořského dna a zvětšování délek středoocéánských hřbetů byl doprovázen zintenzivňováním hydrotermální aktivity, pronikáním stopových prvků do oceánu a jejich transportem tropickými vodami během transgrese do šelfů vyšších zeměpisných šířek. Zesílení podmořského vulkanismu vedl ke zvyšování teplot spodních vod a zvýšené rozpínání mořského dna bylo následováno eustatickým růstem mořské hladiny. Tyto události, doplněné o zvýšení vnitrodeskového vulkanismu a vulkanismu kontinentálních okrajů měly pravděpodobně za následek růst obsahu CO₂ v atmosféře, globální oteplování klimatu, nepřítomnost polárních ledovcových čepiček, snížený poledníkový teplotní gradient a na počátku zvýšenou cirkulaci vodních mas. Růst hladiny oceánu podpořil dobré zachování organického uhlíku.

Zároveň byl oddělen severní a jižní Atlantik tektonicky stagnujícím prostorem a byly od sebe částečně izolovány. Zvýšená cirkulace vodních mas usnadnila vertikální přenos potravních zdrojů a podnítila počáteční bioproduktivitu.

Globální oteplování, které se shodovalo se zvýšením podmořského vulkanismu, podpořilo zesílení chemického zvětrávání na souši a přínos materiálu do oceánů, přičemž postupující transgrese napomohla pohřbení organického uhlíku (Korchagin, 2004).

3.2 CHRONOLOGIE EUSTÁZE MOŘSKÉ HLADINY, PALEOTEPLLOT A ZMĚN V KOLOBĚHU UHLÍKU BĚHEM UDÁLOSTI NA HRANICI CENOMAN/TURON

Chronologii změn mořské hladiny během události na hranici cenoman/turon pomohly rekonstruovat informace a data ze sedimentologických analýz pobřežních transgresivně uložených sedimentárních struktur na různých lokalitách a v různých depozičních pánvích. Porovnáním křivky kolísání mořské hladiny s izotopickými daty, získanými z dobře zachovalých vápnitých schránek, organické hmoty a karbonátů, byly zjištěny vzájemné vztahy mezi úrovněmi moře a uhlíkovým cyklem (Voight et al., 2006).

Báze zóny *Metoicoceras geslinianum* se projevuje výraznou regresí, která v sedimentárním záznamu tvoří význačnou sekvenční hranici. Došlo k rozsáhlejší erozi a k přepracování sedimentu

v okrajových prostředích. Pokles mořské hladiny způsobil zvýšený přínos živin z říčních a pobřežních prostředí, což mělo za následek globální nárůst produktivity a vytvoření malé počáteční odchylky $\delta^{13}\text{C}$ (fáze 1a na Obr. 3.1).

Ve spodní části zóny M. geslinianum probíhala v pánevních prostředích severozápadní Evropy rozsáhlá sedimentace při nízkém stavu hladiny.

Období nízkého stavu mořské hladiny se shoduje s počátkem pozitivní odchylky $\delta^{13}\text{C}$ karbonátů (fáze 1a na Obr. 3.1), vztahující se ke zvýšené produktivitě. Pozdní nízký stav hladiny byl doprovázen menším ochlazením šelfových vod.

Uprostřed zóny M. geslinianum začala hladina moře pomalu stoupat. Počátek relativního vzrůstu hladiny způsobil všeobecné rozšíření pelagických a hemipelagických karbonátů v pánevních sledech, charakterizovaných nápadnými křídovými vrstvami, které mohou být meziregionálně korelovány.

Zdvih mořské hladiny se projevuje synchronně v různých pánvích Evropy i různých kontinentech a v izotopové stratigrafii má stejný průběh.

Během této události stoupla prudce mořská hladina asi o 10 – 15 m a byla doprovázena významným nárůstem odchylky $\delta^{13}\text{C}$ v organickém i anorganickém uhlíku. Tato počáteční transgrese probíhala v intervalu 20 – 50 tisíc let. Vysoké rychlosti růstu mořské hladiny mohou nasvědčovat glacieustatickým pohybům. Problémem zůstává absence polárních čepiček.

Vrstva 4 (uprostřed Zóny M. geslinianum) z Plenus Marls v severní Anglo-Pařížské pánvi je vyznačena pronikáním boreální fauny chladných vod, včetně typických belemnitů a mlžů, kteří se krátce rozšířili až do severní Tethydy (např. jihovýchodní Francie, Gale a Christensen, 1996; východní Evropy; Marcinowski et al., 1996; Košťák et al., 2004). V Anglo-Pařížské pánvi se změny ve složení fauny shodují s ostrým litologickým přechodem ze světlé uhlíkem bohaté vrstvy 3 do tmavšího jílového sedimentu vrstvy 4 z Plenus Marls, vyznačujícího se lokálně erozní hranicí (Voight et al., 2006).

V tomto období uprostřed Zóny M. geslinianum došlo k ochlazení klimatu a je pozoruhodné, že se toto ochlazení přesně shoduje s odchylkou $\delta^{13}\text{C}$ během CTBE (Obr. 3.1). Je pravděpodobné, že toto ochlazení snížilo rychlost stoupaní mořské hladiny nebo ho dokonce zcela zastavilo.

Následný obnovený růst rychlosti zdvihu hladiny vedl během období pozdní zóny M. geslinianum k rozsáhlému ukládání transgresivních sedimentů na mořských pobřežích. Na příkladu ze Saska lze rychlost zdvihu hladiny dokumentovat na základě seimentologických analýz. V oblasti Drážďan sedimenty zcela překryly a pohřbily monzonitový útes a vápnité prachovce překryly abrazivní plošinu na vrcholku útesu. Vzhledem k tomu, že se tyto sedimenty uložily pod bázi vlnění, musela mořská hladina stoupnout přinejmenším o 10 m. V pánevních oblastech probíhala expanze sedimentace pelagických karbonátů (vrstvy 7 a 8 z Plenus Marl).

Zvýšený eustatický růst mořské hladiny způsobil počátek kolapsu ekosystémů na okrajích šelfů a podpořil změnu mírně mezotrofních podmínek na v úrovně oligotrofní a projevil se poklesem

diverzity fauny a maximálním zvratem v poměrech planktonních a bentických mikro- a makrodruhů (Gale et al., 2000). Během tohoto období rapidně vyšplhaly hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ v oblasti Eastbournu k druhému maximu a hodnoty izotopů kyslíku indikovaly oteplení o téměř 3°C . Vzrůst teplot může souviset s globálním oteplováním způsobeným zvýšeným přísunem vulkanogenního CO_2 a začlenění $\delta^{13}\text{C}$ do výstupů hlubinných vod obohacených živinami a stopovými prvky (Voight et al., 2006). Vysoké rychlosti růstu mořské hladiny (0,2 – 0,4 m/ 1000 let) jsou opět připisovány glacieustázi - nicméně, relevantní důkazy opět chybí. Tato etapa trvala asi 40 – 60 tisíc let.

Hladina světového oceánu přestala stoupat krátce po maximální záplavě uvnitř zóny M. geslinianum. Zdvih hladiny způsobil celkové zhroucení šelfových okrajů (Gale et al., 2000). Minimální přínos terigenního materiálu se odráží také v sedimentaci křídý, zaznamenané v Melbourne Rock.

Sedimentace pelagických karbonátů byla ovlivněna nízkou produktivitou planktonu. Pelagické karbonátové kaly pak byly vytrženy a redeponovány z podmořských valů díky aktivitě spodních proudů během regrese následující sekvence (Voight et al., 2006).

Nejvyšší stav mořské hladiny odpovídá „Plateau fázi“ odchylky $\delta^{13}\text{C}$ (Voight et al., 2006) jak ukazuje Obr. 3.1.

3.3 ANOXICKÁ UDÁLOST

Tzv. anoxická událost nastává v momentě když jsou vody světových oceánů kompletně zbaveny kyslíku (O_2). Geologické záznamy ukazují, že anoxické události se během historie Země udály již několikrát a občas způsobily masová vymírání.

Oceánské anoxické události nastávaly pouze během period velmi teplého klimatu, charakterizovaného vysokými hodnotami hladin oxidu uhličitého (CO_2) a průměrnými teplotami na zemském povrchu pravděpodobně vyššími než 25°C . Oceánské anoxické události byly primárně zaznamenány z jury a křídý, když bylo zdokumentováno mnoho příkladů, ale rannější příklady naznačily, že se vyskytly již dříve v pozdním triasu, permu, devonu, ordoviku a kambriu. Paleocénní – eocénní teplotní maximum (PETM), které bylo charakterizováno globálním růstem teploty a ukládáním organikou bohatých břidlic v některých šelfových mořích, vykazuje mnoho podobností s OAE.

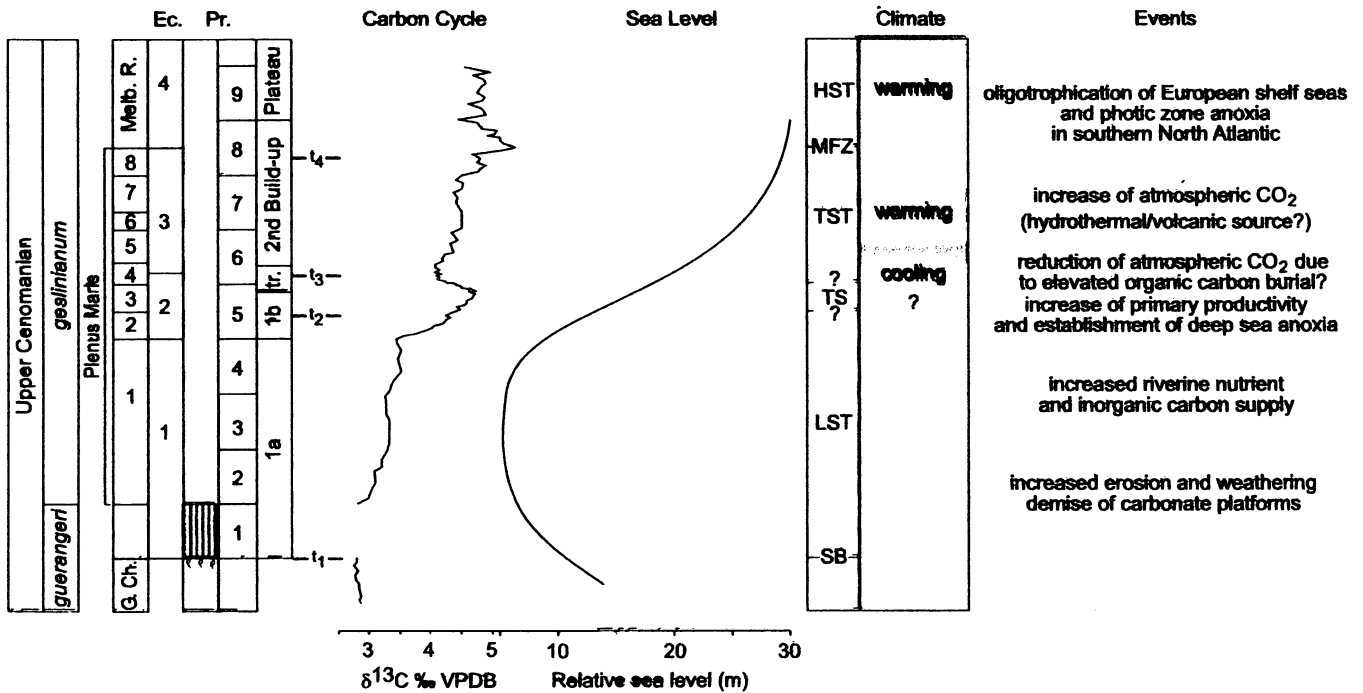
Nejvýznamnější oceánské anoxické události se vyskytovaly asi před 183 miliony let (spodní toark, spodní jura) a mnohokrát v rozmezí před 140 až 84 miliony let během křídý. Každá anoxická událost trvala typicky kolem půl milionu let nebo méně a poté se okysličení moří opět navrátilo.

3. Změny paleoklimatu a eustatické pohyby během události na hranici cenoman/turon

Hranice cenoman/turon je klasickým příkladem OAE, neboť je v geologickém záznamu po celém světě znázorněna uloženinami bohatými organickým uhlíkem a doprovodným nárůstem hodnot izotopu uhlíku v mořských karbonátech a organické hmotě. Tato pozitivní odchylka $\delta^{13}\text{C}$ souvisí s nadměrným pohřbíváním organického uhlíku, které nastává při postupující anoxii.

OAE zachycuje významnou změnu v „úrodnosti“ oceánů, která má za následek nárůst planktonu s organickými schránkami a bakterií na úkor vápnitého planktonu. Tato zvýšená produktivita byla způsobena výbornou dostupností rozpuštěných živin (jako jsou např. dusičnany a fosfáty) v životním prostoru populací fytoplanktonu ve fotických zónách oceánu. Dostupnost živin byla umožněna díky zvýšenému přínosu živin z pevniny spolu s mohutným upwellingem (tj. výstupem hlubinných a živinami bohatých vod do mělkých šelfových mořích). Následně došlo k přemnožení organismů a jejich vymírání. Takový zrychlený vzrůst rozkládající se organické hmoty pak způsobil rozšíření a zesílení zóny kyslíkového minima, a tím i zvýšení množství organického uhlíku vstupujícího do sedimentárního záznamu.

Geochemická data z poměrů izotopů kyslíku v karbonátových sedimentech a fosíliích indikují během anoxické události teplotní maximum, které mělo pravděpodobně velký vliv na rychlejší chemické zvětrávání a tím i na zvýšený přínos živin do oceánu říční cestou.



Obr. 3.1: Chronologie změn mořské hladiny, paleoteplot a změn v uhlíkovém cyklu během události na hranici cenoman/turon. Po poklesu hladiny na bázi zóny *M. geslinianum* hladina moře prudce rostla během vyšších partí zóny ve dvou pulsech, jejichž výsledkem byl celkový krátkodobý eustatický vzrůst hladiny o 25 – 30 m. Dva pulsy zvýšeného přísunu živin podpořily zvýšení produktivity a organického uhlíkového pohřbívání. Počáteční regrese a nízký stav hladiny napomohly zvýšenému říčnímu přínosu živin během prvního nárůstu $\delta^{13}C_{carb}$. Druhý nárůst $\delta^{13}C_{carb}$ odpovídá oteplení klimatu a transgresivnímu rozšíření oligotrofních vod do evropských šelfových moří. Přínos živin souvisí s výstupem živinami bohatých hlubinných vod (Voight et al., 2006).

4. VYMÍRÁNÍ NA HRANICI CENOMAN/TURON

Období od pozdního cenomanu do raného turonu je uznávané jako éra významných biotických a oceánografických změn. Na základě rychlosti změn ve složení fauny byla tato perioda identifikovaná jako třetí největší hromadné vymírání v období post-paleozoika, ve velikosti překonané jen vymíráním na konci křídly a událostí nor-rhaet ve svrchním triasu - Raup a Sepkoski (1982).

Na hranici cenoman - turon vymizelo asi 7% čeledí a 26% rodů a 53% druhů (Gale et al., 2000). Vymírání se týkalo zejména druhů a rodů měkkýšů (amonitů, mlžů), čeledí ryb a druhů ostrakodů. Dále pak zasáhlo vápnitý nanoplankton, radiolárie, planktonní foraminifery, bentické foraminifery, angiospermy atd. Vymírání makrofauny započalo ve středním cenomanu v rovníkových oblastech a pokračovalo až do mírných oblastí svrchního cenomanu.

OAE byla obdobím zvýšeného upwellingu, což vedlo k rozšíření expanze a zesílení zón v oceánech s minimem kyslíku. Následkem toho vznikalo uvnitř křídového moře stále více disaerobních vod při dně moře a byly zodpovědné za postupné úbytky bentosu, včetně vymření mnoha typických taxonů cenomanu. Současně se ve vodním sloupci zvedala zóna s minimem kyslíku, což způsobilo vymírání hlubokomořských planktonních foraminifer a poté postupný úbytek přechodných vodních skupin. Jak OAE slábla, nové druhy pozvolna zaplňovaly vyprázdňené niky po vymírajících cenomanských taxonech. Objevení se těchto nových druhů určuje bázi turonu.

4.1 MAKROFAUNA „GESLINIANUM ZÓNY“ V ČESKÉ KŘÍDOVÉ PÁNVI

Transgresní cenomanskou mořskou sedimentaci dokládají v české křídové pánvi vrstvy korycanské, které běžně spočívají v nadloží vrstev peruckých, do nichž však mohou i částečně laterálně přecházet. Následující stratigrafickou jednotkou je bělohorské souvrství, které odráží etapu dalšího prohloubení a rozšíření areálu mořské sedimentace.

Ve svrchním cenomanu se v perucko-korycanském souvrství objevuje dobře korelovatelná zóna *M. geslinianum*, jejíž součástí je i tzv. *plenus event* (viz výše).

Na bázi zóny *M. geslinianum* se nachází jen chudá fauna s nejběžnějšími druhy: *Calycoceras naviculare* (Mantell), *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby), *Inoceramus pictus bannewitzensis* (Troeger) a *Inoceramus pictus concentricoundulatus* (Troeger). Před a po *plenus event* se nachází v podstatě stejná amonitová fauna: *Pseudocalyoceras angolaense* (Spath), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny) (Obr. 4.1), *Sciponoceras gracile* (Shumard), *Vascoceras diartianum* (d'Orbigny). V samotném *plenus event* se nacházejí jen: *Praeactinocamax plenus* (Blainville) (Obr. 4.2, Obr. 4.3), *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Sciponoceras gracile* (Shumard) a *Hepteria septemsulcata* (A. Roemer), což je *Ditrupea difformis*

(Lamarck) a *Hamulus deiformis* (Lamarck). Po plenus eventu mizí *Calycoceras naviculare* (Mantell) a *Puzosia dibleyi* (Spath) (Svoboda, 2007).

Plenus event v české křídové pánvi

Tzv. plenus event představuje největší boreální vliv ve svrchním cenomanu a maximální rozšíření boreálního belemnita *Praeactinocamax plenus*. Ve střední části svrchního cenomanu (ekvivalent zóny *M. geslinianum*) proniká *P. plenus* do více temperovaných vod tethydní oblasti (jihovýchodní Francie), pánvi střední Evropy (Bavorsko, Sasko, Česká křídová pánev), Krymu a mediterránní oblasti centrální asijské provincie (jižní Turkménie, Tádžikistán - Afgánské pohraničí).

V české křídě se nachází belemniti *Praeactinocamax plenus* (Blainville) na několika rozdílných typech lokalit. Jedná se o vývoj z kolínské, hejšovinské a vltavskoberounské oblasti a zcela rozdílný vývoj v labské a jizerské oblasti.

Na všech lokalitách je nad sedimenty s *Praeactinocamax plenus* (Blainville) erozní hranice a nad ní se nacházejí sedimenty zóny *Mammites nodosoides*. Hiát zahrnuje nejvyšší část zóny *Metoicoceras geslinianum*, zónu *Neocardioceras juddi* a nejméně *Watinoceras devonense*.

Metoicoceras geslinianum (d'Orbigny) a *Praeactinocamax plenus* (Blainville) jsou hojně zastoupeny v celku F české křídové pánve (Košťák et al. 2004; Svoboda, 2007).

Plenus event – vývoj cenomanských sedimentů

Celek F tvoří zdánlivě jednotvárné vrstvy slínovců, spongilitů, prachovců a pískovců, jejichž části se liší obsahem fauny. Uvnitř celku se nachází poloha s *Praeactinocamax plenus* (Blainville) – plenus event.

Na lokalitách Zlončice, Odolena Voda se v celku F nacházejí vrstvy prachovce s *Calycoceras* sp., *Inoceramus pictus bohemicus* (Leonhard), *Lunatia* sp. a *Terebratula* sp. (Svoboda 1999). Výše následují spongilitické prachovce v nichž se nachází poloha s *Praeactinocamax plenus* (Blainville). Spongilitické prachovce jsou vyvinuty od Holubic až k Odolena Vodě. Nachází se v nich: belemniti *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), mlži *Inoceramus pictus bohemicus* (Leonhard) a *Hamulus septemsulcatus* (Cotta). Od Velkoveských vrchů směrem na Neratovice je celek F vyvinutý jako slíny. U Polerad se *Praeactinocamax plenus* (Blainville) nachází v nejvyšší poloze šedohnědého glaukonitického slínu. Směrem na jihovýchod se na lokalitě Černá skála nachází v glaukonitovcích na buližníku ústřice *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck), ale i *Exogyra sigmoidea* Reuss a *Praeactinocamax plenus* (Blainville) (Svoboda 2007).

V kolínské oblasti je celek F vyvinutý jako pískovce s *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) a polohami biodetritických vápenců. *Praeactinocamax plenus* (Blainville) se objevuje současně s nálezy velkých korálů rodu *Saxuligyrma maior* (Eliášová) a *Ovalastraea facilis* (Počta),

rudistů *Petalodontia* a gastropodů *Actaeonella gigantea* (Sowerby) a *Trochoacteon briarti* (Geinitz). Dále se zde objevují vápence s velkým rudistem *Radiolites sanctaebarae* (Počta).

Na Kutnohorsku přecházejí pískovce s *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) horizontálně do biodetritických vápenců s *Radiolites sanctaebarae* (Počta), které mají velkou mocnost (Klein 1962). Z pískovců pocházejí dva nálezy *Praeactinocamax plenus* (Blainville). Pískovce z okolí Čáslavi se dělí na spodní limonitické jemnozrné pískovce s *Praeactinocamax plenus* (Blainville) a horní vápnité a glaukonitické s *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) a *Opis bicornis* (Geinitz).

Praeactinocamax plenus (Blainville) se nachází též přeplavený v bazální spodnoturonské vrstvě v orlickožďárské oblasti. Jejím podložím je glaukonitický hrubozrný pískovec se vzácnou faunou.

V hejšovinské oblasti je celek F tvořen spongilitickými prachovci až pískovci se spongilitickým rohovcem. Nachází se v nich *Praeactinocamax plenus* (Blainville), *Inoceramus pictus bohemicus* (Leonhard) a *Heptervis septemsulcata* (A. Roemer). V jejich podloží a nadloží jsou glaukonitické polohy.

V jizerské a labské oblasti se nachází tzv. prachovcové souvrství. Dále se zde vyskytují prachovce s hojnou faunou připomínající tzv. Pennricher Faunu ze Saska: *Perna cretacea* Reuss, mlži *Neithea aequicostata* (Lamarck), *Neithea notabilis* (Muenst.), *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck), ústřice *Exogyra reticulata* Reuss a vzácně se nacházející *Merklinia aspera* (Lamarck). Vzácná fauna: *Torquesia cenomanensis* (d'Orbigny), *Perna cretacea* Reuss, *Neithea aequicostata* (Lamarck), *Neithea notabilis* (Muenst.), *Pseudoptera anomala* (Sowerby), *Rastellum carinatum* (Lamarck) a *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) se vyskytuje ve spongilitických pískovcích. Běžně se nachází: *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Pycnodonte vesicularis* (Lamarck) a *Trigonia sulcataria* Lam. Pod bází turonu se zde vzácně nachází *Praeactinocamax plenus* (Blainville) a běžně *Pycnodonte vesicularis* (Lamarck) a hojně *Entolium orbiculare* (Sowerby).

Na západě vltavskoberounské a oharské oblasti patří k celku F pravděpodobně jednotky P3 a P4 pecínovských vrstev o mocnosti 4 m (Svoboda, 2007).

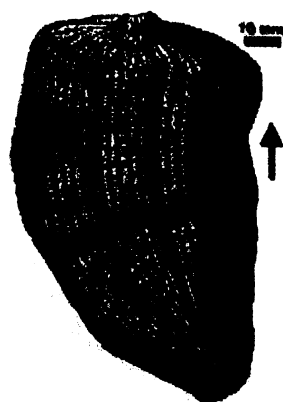


Obr. 4.1: *Metoicoceras geslinianum* D'ORBIGNY.



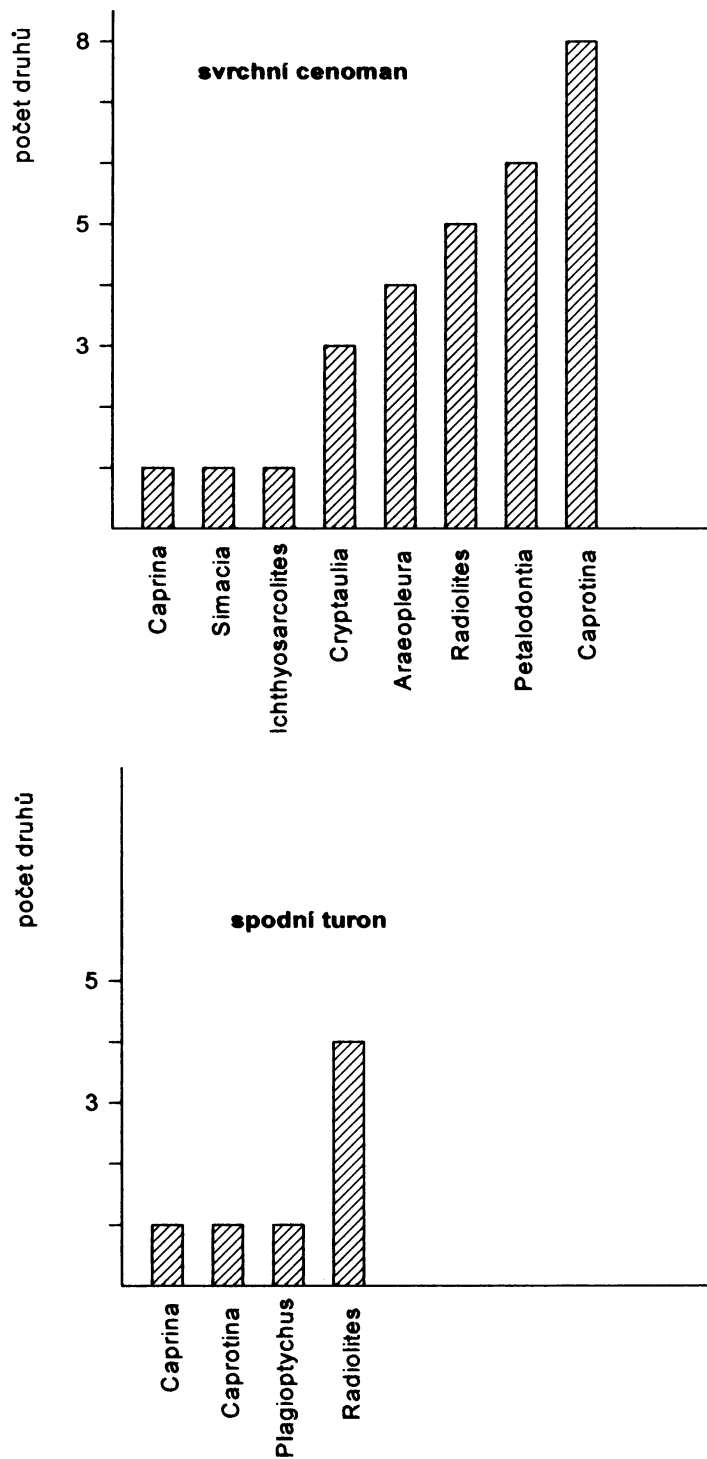
Obr. 4.2: *Praeactinocamax plenus* BLAINVILLE. B₁ – dorzální, B₂ – laterální, B₃ – ventrální pohled.
(Košťák et al., 2004)

Ve svrchním cenomanu a spodním turonu české křídové pánve jsou poměrně hojně zastoupeni rudisti. Jedná se o specializovanou skupinu mlžů, vnější morfologii podobnou korálům. V oblasti dnešního Středozevního moře, Jamaiky, Mexického zálivu, Ománu a v dalších oblastech tvořili rudisti v křídě útesy. Často sestávají útesy jen z jediného druhu rudistů (*Radiolites* či *Hippurites*), nebo většinou jen z několika málo druhů. Reefy jsou přerušovány tenkými vrstvami slínu a písku, a dosahují značné mocnosti. Žili v čisté, teplé vodě, někdy i mírně hypersalinní, bohaté kyslíkem a planktonem, většinou na mělčinách, také na starých útesech. V cenomanu české křídové pánve jsou zastoupeny tyto rody rudistů: *Araeopleura*, *Petalodontia*, *Simacia*, *Caprotina*, *Caprina*, *Ichthyosarcollites*, *Plagioptychus*, *Radiolites* a *Cryptaulia*. V turonu pokračuje *Caprotina*, *Ichthyosarcollites*, *Plagioptychus* a *Radiolites* (Kloučková, 2002).



Obr. 4.3: *Hippurites* LAMARCK – rudist, svrchní křída (Kvaček et al., 2000).

Tab. 4.1: Druhová diverzita rudistů ve svrchním cenomanu a spodním turonu v české křídové pánvi (Kloučková, 2002).



Z tabulky [Tab. 4.1] je zřejmé, že ve spodním turonu došlo k výraznému poklesu diverzity rudistů (až o 75%), a to dokonce i na rodové úrovni, což odpovídá eventui velkého vymírání na hranici cenoman/turon. Pouze rod *Radiolites* si zachovává stejnou druhovou diverzitu (Kloučková, 2002).

5. ZÁVĚR

Během mesozoika se na Zemi odehrálo mnoho změn a několik jich vedlo k hromadným vymíráním. Jedním z takových vymírání byla i událost na hranici cenoman/turon. Byla převážně způsobena, jako mnoho předešlých, změnami klimatickými, podpořenými endogenní aktivitou Země, které uvedly do pohybu řadu procesů, majících vliv na mořskou transgresi, zvýšený přísun živin do oceánů, následné přemnožení mořských organismů, anoxii atd. A právě tyto procesy vedly až k masovému vymírání mnoha druhů organismů v globálním měřítku.

Hranice cenoman/turon je v charakteristická značnou pozitivní odchylkou v obsahu $\delta^{13}\text{C}$. Tato odchylka je důsledkem zvýšené oceánské produktivity, anoxických podmínek a zvýšených rychlostí pohřbívání organického uhlíku, které vedlo k ukládání organikou bohatých sedimentů.

Událost na hranici cenoman/turon je díky obrovskému rozšíření zaznamenána globálně a mnoho informací a o CTBE pochází nejen z lokalit západní Evropy (Eastbourne, Folkestone, atd.), z Western Interior Seaway USA, východoevropských křídových platforem, Asie, Jižní ameriky nebo vrtných programů v nejrůznějších světových mořích, ale mnoho nových poznatků i z české křídové pánve.

V české křídové pánvi jsou příkladem cenomanské transgrese vrstvy korycanské. V rámci zóny *M. geslinianum* a zejména tzv. *plenus eventus* bylo doposud zjištěno zajímavé společenstvo makrofauny: *Calycoceras naviculare* (Mantell), *Inoceramus pictus pictus* (Sowerby), *Inoceramus pictus bannewitzensis* (Troeger), *Inoceramus pictus concentricoundulatus* (Troeger), *Pseudocalycoceras angolaense* (Spath), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Sciponoceras gracile* (Shumard), *Vascoceras diartianum* (d'Orbigny), *Praeactinocamax plenus* (Blainville), *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Sciponoceras gracile* (Shumard) a *Hepteris septemsulcata* (A. Roemer) a *Hamulus deformis* (Lamarck).

SEZNAM TABULEK A OBRÁZKŮ

Tabulky

Tab. 2.1: Standardy k izotopům uhlíku a kyslíku. Str. 7

Tab. 4.1: Druhová diverzita rudistů ve svrchním cenomanu a spodním turonu v české křídové pánvi (Kloučková, 2002). Str. 23

Obrázky

Obr. 1.1: Mapa Země v pozdní křídě. (<http://www.scotese.com/cretaceo.htm>, 1.2.2007) Str. 7

Obr. 2.1: Stratigrafie sekce Gun Gardens v Eastbourne se záznamy izotopů uhlíku ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ i $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$) a záznamy izotopu kyslíku ($\delta^{18}\text{O}$), spolu s pozicí sekvenční hranice a transgresivního povrchu. (Voight et al., 2006) Str. 13

Obr. 3.1: Chronologie změn mořské hladiny, paleoteplot a změn v uhlíkovém cyklu během události na hranici cenoman/turon. (Voight et al., 2006) Str. 18

Obr. 4.1: *Metoicoceras geslinianum* D'ORBIGNY. (<http://www.fossilien.online.de>, 10.6.2007) Str. 21

Obr. 4.2: *Praeactinocamax plenus* BLAINVILLE. (Košťák et al., 2004) Str. 22

Obr. 4.3: *Hippurites* LAMARCK – rudist, svrchní křída (Kvaček et al., 2000). Str. 22

POUŽITÁ LITERATURA

BOUŠKA V., JAKEŠ P., PAČES T., POKORNÝ J., 1980. *Geochemie*. Academia, Praha, 556 str.

CABICAR J., 1983. *Stabilní izotopy*. Academia, nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 304 str.

GALE A.S., SMITH A. B., MONKS N. E. A., YOUNG J. A., HOWARD A., WRAY D. S., HUGGETT J. M., 2000. Marine biodiversity through the Late Cenomanian–Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. *Journal of the Geological Society*. London 157. 745 - 757

HART M. B., CALLAPEZ P. M., FISHER J. K., HANNANT K., MONTEIRO J. F., PRICE G. D., WATKINSON M. P., 2005. Micropaleontology and Stratigraphy of the Cenomania/Turonian boundary in the Lusitanian Basin, Portugal, *Journal of Iberian Geology* 31 (2) 2005: 311-326

HOUŠA V., KRHOVSKÝ J., MAREK J., PACLTOVÁ B., POKORNÝ V., ŠPINAR Z. V., 1992. *Všeobecná paleontologie*. Vydavatelství Karolinum, Praha, 296 str.

CHLUPÁČ I., BRZOBOHATÝ R., KOVANDA J., STRÁNÍK Z., 2002. *Geologická minulost České republiky*. Academia, Praha, 436 str.

KLOUČKOVÁ B., 2002. *Přehled rudistů české křídové pánve, systematika, paleoekologie a stratigrafie*. MS diplomová práce, Ústav geologie a paleontologie PřF UK, Praha

KORCHAGIN O. A., 2004. On events of the Terminal Cenomanian in the eastern Central Asia. *Russian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, No. 4, August 2004

KOŠŤÁK M., ČECH S., EKRT B., MAZUCH M., WIESE F., VOIGHT S., WOOD CH., J., 2004. Belemnites of the Bohemian Cretaceous Basin in a global context. *Acta Geologica Polonica* 54, 511 - 533

SVOBODA P., 2007. *Hercynská křída a plenus event*. Stud. zpr.

VOIGHT S., GALE A. S., VOIGHT T., 2006. Sea – level change, carbon cycling and paleoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated paleoenvironmental analysis. *Cretaceous Research*, (doi.: 10.1016/j.cretres. 2006.04.005), 1-23

http://en.wikipedia.org/wiki/Anoxic_event, 29.12.2006

<http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/caiso.htm>, 23.3.2007

