



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**SIGNIFICATO BIOSTRATIGRAFICO E
BIOCRONOLOGICO DELLE ASSOCIAZIONI A
NANNOFOSSILI CALCAREI DURANTE L'OPTIMUM
CLIMATICO DELL'EOCENE MEDIO: RISULTATI DAL
SITE ODP 1260 (DEMERARA RISE, ATLANTICO
EQUATORIALE)**

Relatore: Prof.ssa Claudia Agnini

Laureando: Stefano Visentin

ANNO ACCADEMICO: 2015/2016

ABSTRACT

This Master degree thesis aims to perform biostratigraphic and biocronological results based on changes observed in calcareous nannofossils assemblages across the Middle Eocene Climatic Optimum (*MECO*). The *MECO* is a global and relatively long-lasting (ca. 500 kyr) warming event, occurred at about 40 Ma (Sexton et al. 2006; Bohaty et al., 2009). Since they enter in the geological in the Late Triassic, calcareous nannoplankton show high abundances, wide biogeographic distributions and high rates of evolution. These characteristics make them one of the most powerful tools for dating marine sedimentary successions. The intergration with other chronological disciplines, such as magnetostratigraphy and cyclostratigraphy, allows the construction of reliable age models. As a side result, absolute dating techniques provide estimates for the absolute ages of biohorizons based on calcareous nannofossil bioevents, which can be used either to evaluate the reliability of any single biohorizons or to use the calibrated ages when absolute chronologic data are not available.

Sediments studied here were recovered during ODP Leg 207, in particular, the material comes from ODP Site 1260 (Hole A,B). The main scientific objectives of this expedition were to construct a depth transect of coring sites distributed down the north flank of Demerara Rise (western equatorial Atlantic), in order to better constrain the Cenozoic history of deep-water circulation and chemistry. A high resolution calcareous nannofossil biostratigraphy is provided and this results in precise biostratigraphic classification of the studied interval at ODP Site 1260. The investigated succession can be ascribed to Zone NP16 (Martini, 1971) or Subzone CP14a (Okada & Bukry, 1980). According to the biozonation of Agnini et al. (2014), the succession belongs to Zone CNE14. Calcareous nannofossil biohorizons recognized during this study are calibrated using the two different age models available for the study section (Edgar et al., 2010; Westerhold & Röhl,

2013). Biochronological results are then comprehensively discussed in view of literature data and published stable oxygen and carbon isotope profiles.

At ODP Site 1260, biostratigraphic results are generally consistent with data available from other areas and depositional setting (Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2014). Overall, these results confirm the validity of the additional events recently proposed for the middle Eocene (Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2014), though some possible discrepancies are suggested for the Base of *D. bisectus* if the age models available are used. The study interval spans the *MECO*, which is a hyperthermal event characterized by a prominent shoaling of the *CCD* documented by the carbonate dissolution of sediments. Data gathered for the equatorial Atlantic at ODP Site 1260 and 929 suggest that deeper ODP Site 929 is much affected by dissolution than the shallower ODP Site 1260, where processes of dissolution are less evident. The integration of these data with others coming from different areas and depositional settings could serve to depict the history of the global *CCD* evolution across the *MECO*.

INDICE

Riassunto

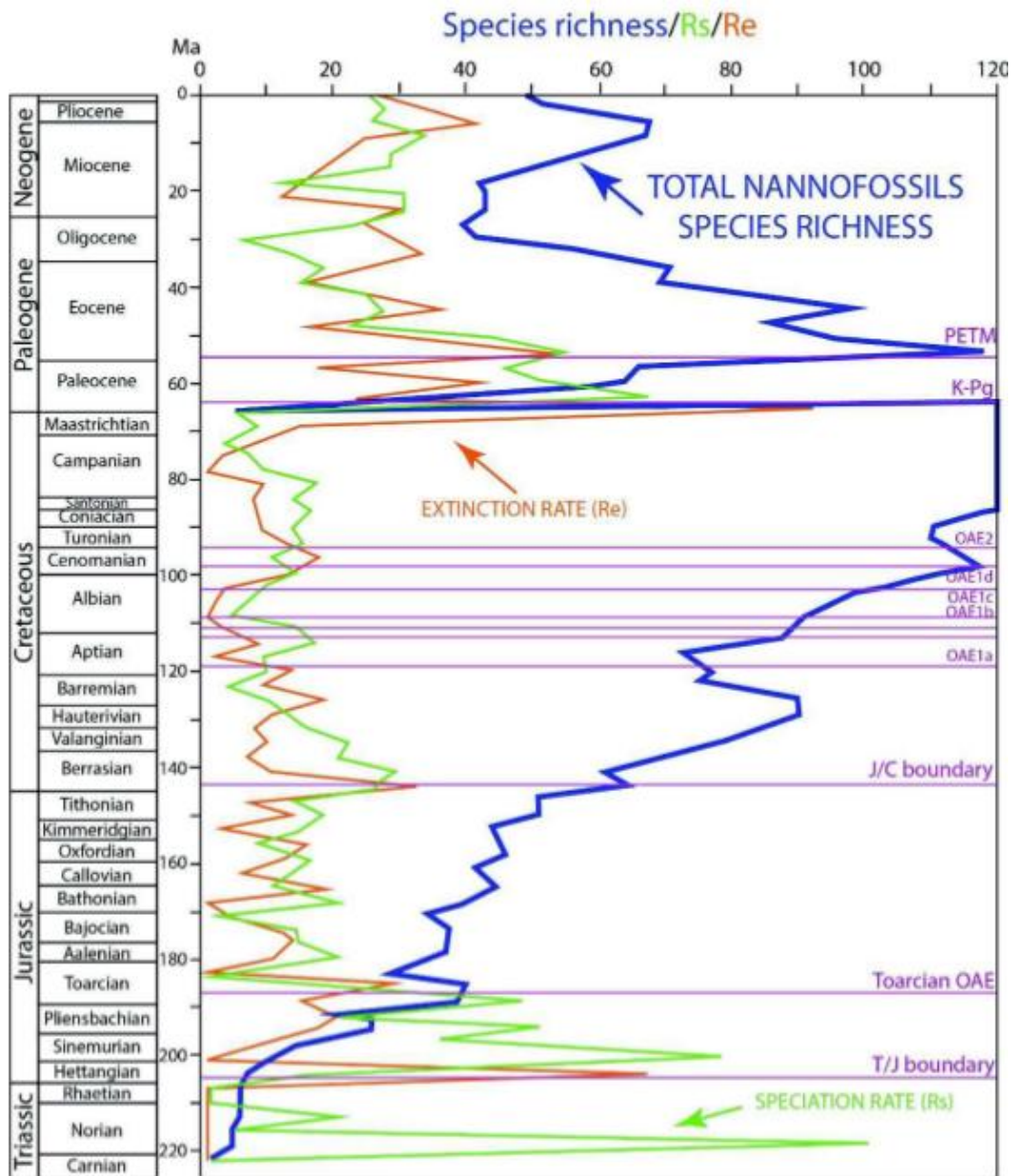
CAPITOLO 1. Contesto paleoclimatico	III
1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene	3
1.2. Il Middle Eocene Climatic Optimum (<i>MECO</i>)	10
1.2.1. Il Middle Eocene Climatic Optimum: il record di ^{18}O e ^{13}C	10
1.2.2. L'età del MECO	11
1.2.3. La caratterizzazione del MECO	12
1.2.4. Relazione tra cambiamenti nel ciclo del carbonio, acidificazione degli oceani e aumento della temperatura durante il MECO	16
CAPITOLO 2. Il progetto di perforazione dei fondali oceanici, le tecnologie utilizzate, il Leg 207 (ODP Sites 1257-1261-Demerara Rise)	XXIII
2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondali oceanici	23
2.2. La JOIDES Resolution e le tecnologie utilizzate	25
2.3. Leg 207: Demerara Rise, ODP Sites 1257-1261, Atlantico equatoriale occidentale	28
2.3.1. Il Demerara Rise	28
2.3.2. Lo scopo della spedizione	30
CAPITOLO 3. Materiali e metodi	XXXIII
3.1. Materiali: introduzione al Site ODP 1260	33
3.2. Litostratigrafia al Site ODP 1260	34
3.3. Dati preliminari al Site ODP 1260	44
3.3.1. Dati magnetostratigrafici	44
3.3.2. Dati biostratigrafici per l'intervallo di interesse	46
3.4. Metodi	46
CAPITOLO 4. Introduzione alla biostratigrafia a nannofossili calcarei e alla biocronologia	XLIX
4.1. Definizione e affidabilità di un biorizzonte	49
4.1.1. I biorizzonti utilizzati	50
4.2. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei per l'Eocene medio	51
4.3. Cenni di biocronologia	54

CAPITOLO 5. Risultati e discussione	LV
5.1. Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site ODP 1260 durante l'Eocene medio	55
5.2. Biostratigrafia e biocronologia a nannofossili calcarei al Site ODP 1260	56
5.2.1. Risultati biostratigrafici	56
5.2.1.1. I biorizzonti delle biozonature standard	56
5.2.1.2. I biorizzonti addizionali	57
Plate I	62
Plate II	63
5.2.1.3. Classificazione biostratigrafica della sezione studiata	64
5.3. Biocronologia a nannofossili calcarei al Site ODP 1260	64
5.3.1. Age model	64
CAPITOLO 6. Conclusioni	LXXVII
CAPITOLO 7. Bibliografia	LXXIX
CAPITOLO 8. Appendici	LXXXV
8.1. Lista tassonomica	85
8.2. Contenuti CD	88
CAPITOLO 9. Ringraziamenti	LXXXIX

RIASSUNTO

In questa tesi di laurea si presenta l'analisi biostratigrafica e biocronologica di una successione oceanica recuperata durante la perforazione del Site ODP 1260 (Atlantico equatoriale occidentale). La biostratigrafia permette di datare i sedimenti analizzati in modo relativo sulla base del contenuto paleontologico, utilizzando eventi di comparsa e scomparsa. Dal dato biostratigrafico grazie all'integrazione con la magnetostratigrafia è possibile ottenere un'età assoluta per i biorizzonti presi in considerazione. I nannofossili calcarei sono resti fossili calcitici prodotti da organismi unicellulari fitoplanctonici, appartenenti per la maggior parte alle alghe *Haptophyta* (Edvardsen et al., 2000). Le placchette che si rinvenivano allo stato fossile hanno dimensioni molto ridotte (1-40 µm) e possono essere suddivise in tre gruppi: eterococcoliti, olococcoliti e nannoliti. Nel passato geologico i nannofossili calcarei producevano fino al 60-70 % di tutta la sedimentazione pelagica carbonatica, ricoprendo importanza litogenetica nei cosiddetti chalk e fanghi a nannofossili. L'enorme abbondanza di nannofossili nei sedimenti marini pelagici e emipelagici fa, di questo gruppo, uno dei migliori strumenti per compiere studi biostratigrafici, paleoecologici e paleoclimatici. I nannofossili calcarei mostrano tassi di evoluzione (speciazione/estinzione) mediamente molto elevati e questo li rende ottimi marker biostratigrafici, in particolare nel Cenozoico, dove raggiungono la massima diversificazione (Bown et al., 2004). Ulteriori vantaggi derivano dal loro elevato grado di preservabilità, dalla loro abbondanza, dalle semplici e rapide metodologie di preparazione e dall'esigua quantità di materiale necessaria per l'analisi. I campioni analizzati in questa tesi sono stati recuperati nell'Atlantico equatoriale, in prossimità del Demerara Rise, durante il Leg ODP 207. La successione studiata documenta una porzione dell'Eocene medio. L'analisi ha permesso di inquadrare la sezione dal punto di vista biostratigrafico e in seguito anche biocronologico attingendo a due modelli di età diversi. I risultati ottenuti sono stati discussi e confrontati con i dati geochimici (i.e. l'andamento degli isotopi stabili di ossigeno e carbonio). Questi

studi hanno permesso di analizzare, descrivere e interpretare la risposta delle associazioni a nannofossili calcarei ad un particolare evento di riscaldamento globale avvenuto nell'Eocene medio: il Middle Eocene Climatic Optimum (MECO).



Diversità (species richness) tassi di estinzione (Re) e speciazione (Rs) dei nannofossili calcarei. I dati rappresentano la diversità, i tassi di estinzione e speciazione dei nannofossili calcarei considerando intervalli di campionamento successivi della durata di tre milioni di anni (modificato da Bown et al., 2004).

1. CONTESTO PALEOCLIMATICO

1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene

Il periodo del Paleogene è definito alla base dal limite tra i piani Maastrichtiano e Paleocene (66.0 Ma; *GTS12*) e al tetto dal limite tra i piani Oligocene e Miocene (23.03 Ma; *GTS12*). Esso rappresenta un periodo molto dinamico dal punto di vista paleoclimatico.

Il dataset composito degli isotopi dell'ossigeno (^{18}O) misurato su foraminiferi bentonici (Zachos et al., 2001; 2008;) e costruito utilizzando dati provenienti da più di 40 siti *DSDP* (Deep Sea Drilling Project) e *ODP* (Ocean Drilling Program), documenta infatti l'evoluzione della temperatura e delle calotte polari durante il Cenozoico concentrando l'attenzione sull'andamento delle temperature e sulle variazioni dell'estensione dei ghiacci ai poli negli ultimi 65 milioni di anni. Di pari importanza è il profilo del ^{13}C che documenta l'evoluzione del ciclo del carbonio durante l'intero Cenozoico (Figura 1.1).

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{campione}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000 \text{ ‰}$$

(<https://it.wikipedia.org/wiki/Delta-O-18>)

Il ^{18}O , ovvero il rapporto tra isotopo stabile pesante (^{18}O) e isotopo stabile leggero (^{16}O) dell'ossigeno, viene utilizzato in paleoclimatologia come proxy diretto per valutare le variazioni delle temperature delle acque oceaniche. Nella suddetta equazione per standard si intende un campione con composizione isotopica conosciuta; nel caso del ^{18}O i possibili standard sono: la Vienna

Standard Mean Ocean Water (*VSMOW*), Vienna PeeDee Belemnite (*VPDB*) e Standard Light Antarctic Precipitation (*SLAP*) (https://en.wikipedia.org/wiki/Vienna_Standard_Mean_Ocean_Water).

L'equazione delle paleotemperature, presentata per la prima volta da Epstein et al. (1951), e successivamente modificata più volte, mette in luce come, a parità di valori di ^{18}O di acqua di mare (^{18}O sea water), i valori di temperatura risultano più bassi, quando il ^{18}O del campione (^{18}O sample) mostra valori maggiori:

$$T = 16.5 - 4.3 (^{18}\text{O}_{\text{sample}} - ^{18}\text{O}_{\text{sea water}}) + 0.14 (^{18}\text{O}_{\text{sample}} - ^{18}\text{O}_{\text{sea water}})^2$$

In cui:

T = temperatura;

$^{18}\text{O}_{\text{sample}}$ = valore isotopico misurato nel campione (foraminiferi, bulk sediment);

$^{18}\text{O}_{\text{sea water}}$ = valore isotopico misurato nell'acqua di mare;

L'equazione delle paleotemperature evidenzia come il rapporto $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ sia effettivamente controllato dal frazionamento isotopico dovuto alle variazioni di temperatura. Quando sono presenti calotte polari permanenti all'effetto temperatura appena descritta si aggiunge il cosiddetto effetto glaciale. Quest'ultimo, ove presente costituisce più del 90% della variazione in termini di ^{18}O . A cause dell'effetto glaciale o effetto latitudine, in presenza di calotte glaciali polari, il ^{18}O delle acque marine è più arricchito in ^{18}O , mentre ^{16}O rimane preferenzialmente intrappolato nelle calotte (Ruddiman, 2007). Ciò implica che il segnale restituito dalla curva isotopica del ^{18}O può essere interpretato in due modi diversi a seconda che vi sia documentazione o meno, nell'intervallo temporale d'interesse, di calotte polari. In particolare, nelle fasi di assenza di calotte permanenti ai poli esso viene utilizzato come indicatore di paleotemperature, mentre nelle fasi con calotte polari viene utilizzato per analizzare l'evoluzione delle calotte stesse.

Paleocene ed Eocene (66-34 Ma) corrispondono ad una fase di greenhouse, con calotte polari assenti, e quindi i valori di ^{18}O misurati possono essere utilizzati per analizzare le variazioni di temperatura nel tempo (Ruddiman, 2007).

Gli isotopi del carbonio costituiscono un importante archivio paleoclimatico e utilizzano le variazioni nel rapporto tra isotopo stabile pesante (^{13}C) e isotopo stabile leggero (^{12}C) per evidenziare la presenza di cambiamenti nel ciclo biogeochimico nel tempo. Utilizzando questo proxy, si possono ricavare importanti informazioni sullo scambio di carbonio tra reservoir e all'interno di uno stesso serbatoio; in particolare lo studio del ^{13}C può consentire di stimare i tassi di produttività, di seppellimento di carbonio organico, la tipologia di vegetazione, etc. Il profilo del ^{13}C può inoltre essere affiancato alle variazioni registrate nel ^{18}O (Ruddiman, 2007).

Gli isotopi dell'ossigeno

Negli ultimi anni alcuni autori hanno costruito record compositi delle variazioni di ^{18}O durante il Cenozoico (Zachos et al., 2001; 2008; Miller et al. 2005). Questi dataset documentano cambiamenti sia a lungo (10^6 yr) che a breve (10^4 - 10^5 yr) termine. L'evoluzione a lungo termine del ^{18}O indica una lunga fase calda iniziata nel Cretaceo e culminata nell'Eocene inferiore, a ca. 50 Ma con l'Early Eocene Climatic Optimum (EECO). Questa fase è seguita da un graduale appesantimento del ^{18}O , la cosiddetta fase di doublehouse, che rappresenta la transizione tra il regime di greenhouse, caratterizzato dall'assenza di calotte permanenti ai poli, e il regime di icehouse, il cui inizio coincide con il limite Eocene/Oligocene (ca. 34 Ma) e segna l'instaurarsi della calotta antartica permanente (Figura 1.1).

Se osservato nel dettaglio il record del ^{18}O mette in evidenza come durante il Paleogene (66-34 Ma) vi siano molteplici brevi e improvvise interruzioni del trend a lungo termine. Questi eventi vengono denominati 'ipertermali' (Thomas & Zachos, 2000).

In corrispondenza di questi eventi di riscaldamento, che sembrano essere governati dal forcing astronomico (Lourens et al., 2005), ovvero l'effetto combinato di eccentricità, obliquità e precessione, si osservano escursioni negative del ^{18}O (aumento di temperatura) associate a escursioni negative ^{13}C (cambiamenti nel ciclo del carbonio), le cosiddette Carcon Isotope Excursion (CIE).

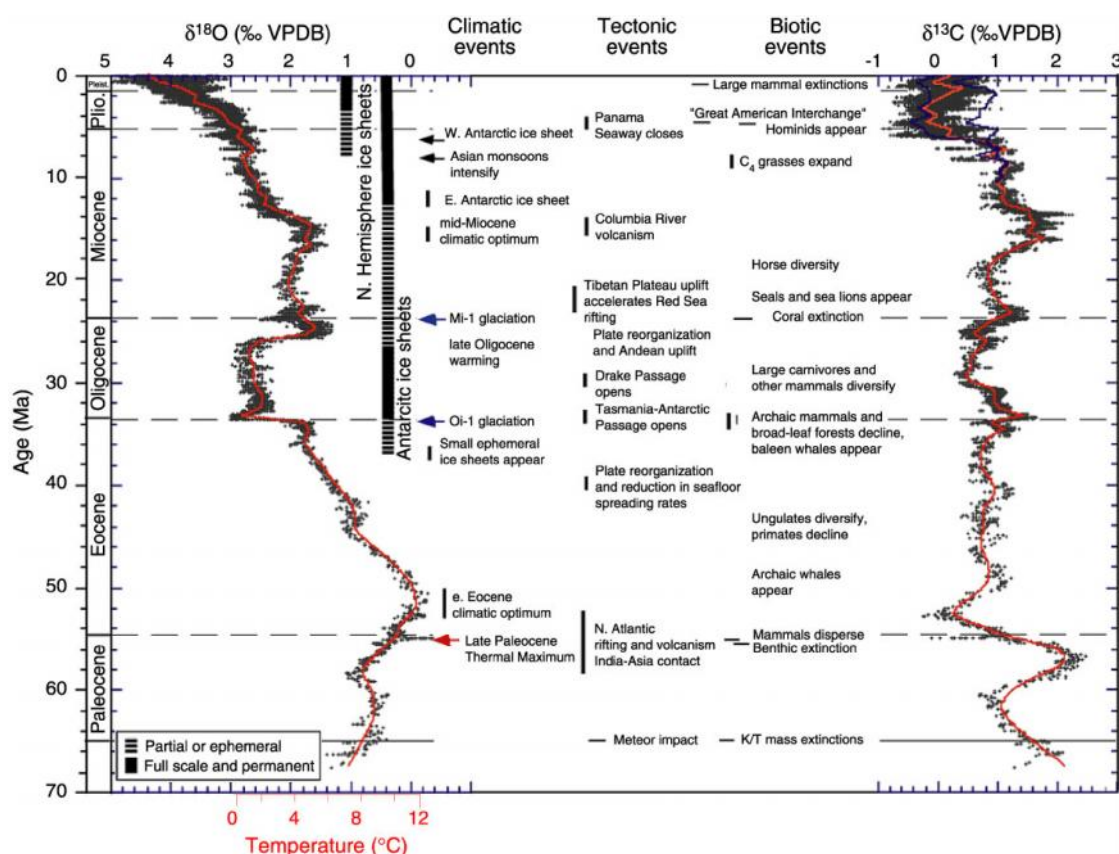


Figura 1.1. (da Zachos et al.2001): Record globali di ^{18}O e di ^{13}C ottenuti da più di 40 tra siti DSDP e ODP. I dati ottenuti sono stati generati da sezioni sedimentarie classificate come pelagiche caratterizzate prevalentemente da litologie a grana fine, fanghi carbonatici o chalk. La maggior parte delle analisi derivano da due taxa di foraminiferi bentonici: Cibicidoides e Nuttallides, entrambi comuni e longevi. Nell'intervallo più recente (dal Miocene medio), sono riportate due curve per il ^{13}C , una per l'Atlantico (in blu) e una per il Pacifico (in nero), allo scopo di illustrare il frazionamento da bacino a bacino, che eccede l'1.0‰. Per età superiori ai 15 Ma, i gradienti interbacinali sono insignificanti o addirittura inesistenti. La scala di temperatura del ^{18}O è stata calcolata assumendo un oceano libero da ghiacci: risulta quindi

valida solo nell'intervallo che precede l'inizio della glaciazione in Antartide (ca. 34 Ma). Dall'Oligocene inferiore ad oggi, la gran parte della variabilità nel record di ^{18}O riflette i cambiamenti nel volume dei ghiacci presenti in Antartide e nell'Emisfero settentrionale. Le barre verticali forniscono una rappresentazione qualitativa del volume dei ghiacci in ciascun emisfero, relativo al Last Glacial Maximum; con la barra tratteggiata vengono rappresentati i periodi di minima copertura glaciale (50 %), mentre la barra solida indica i periodi di quasi completa copertura (>50 % rispetto ad oggi).

Il più conosciuto tra questi eventi è sicuramente il Paleocene Eocene Thermal Maximum o Eocene Thermal Maximum 1, che si colloca al limite Paleocene-Eocene (*PETM* o *ETM1*; Kennett & Scott, 1991) a ca. 56 Ma (*GTS12*).

Questo evento consente di osservare una serie di modificazioni geochimiche e paleoclimatiche che sono comuni anche ad altri eventi ipertermali occorsi durante il Paleogene. Per questo verrà utilizzato per esemplificare processi e meccanismi attivi durante questi eventi di forte perturbazione del sistema Terra.

Il *PETM* è caratterizzato da un alleggerimento del ^{18}O di ca. 2-3‰, che corrisponde ad un aumento di temperatura di circa 5-8°C, associato ad un escursione negativa nel ^{13}C di ca. il 3‰, denominata *CIE* (Carbon Isotope Excursion; Kennett & Scott, 1991). L'alleggerimento nei valori del ^{13}C viene interpretato come un rapido rilascio di un grande quantità di carbonio leggero (>>2000 GtC) nel sistema oceano-atmosfera (Zachos et al., 2005), l'origine del ^{12}C non è tuttavia ancora stata definita. Si ipotizza inoltre che il rilascio del carbonio leggero abbia una diminuzione del valore del pH e una relativa acidificazione delle acque marine. A tamponamento di questo significativo cambiamento della chimica delle acque, avrebbe agito un innalzamento della *CCD* (Carbonate Compensation Depth) che nei bacini profondi avrebbe causata la dissoluzione dei carbonati presenti al fondo degli oceani, (Zachos et al., 2005). La *CCD* rappresenta il limite di compensazione della calcite, una superficie al di sotto della quale non avviene deposizione di sedimenti carbonatici. L'innalzamento della *CCD* durante questo evento è testimoniato dalla presenza

ubiquitaria, in ambiente marino profondo, di livelli argillosi, sedimenti tipici delle zone pelagiche al di sotto della *CCD* (Zachos et al., 2005). Il *PETM* è inoltre responsabile dell'estinzione globale dei foraminiferi bentonici profondi, la proliferazione temporanea di plankton calcareo e dinoflagellati inusuali, la radiazione e la rapida migrazione delle prime specie appartenenti all'ordine dei mammiferi. Questo evento così drammatico è seguito, durante l'Eocene inferiore da una serie di eventi ipertermali di ampiezza inferiore come ad esempio l'*ETM2* a ca. 53.5 Ma e l'*ETM3* a ca. 52.5 Ma (Zachos et al., 2010).

Tra ca. 52 e 50 Ma si entra in una fase piuttosto prolungata caratterizzata dalle temperature e dai valori di $p\text{CO}_2$ più elevati dell'intero Cenozoico, il cosiddetto Early Eocene Climatic Optimum (*EECO*), che marca il passaggio da regime di greenhouse a doublehouse (Zachos et al., 2001; Pagani et al., 2006). L'optimum climatico dell'Eocene inferiore viene interrotto da un progressivo raffreddamento testimoniato da un appesantimento dei valori di ^{18}O di circa il 3‰ (Zachos et al., 2001). Da ca. 50 a ca. 34 Ma, l'evoluzione a lungo termine si profila quindi come un progressivo raffreddamento che infine porterà all'instaurarsi della calotta antartica permanente.

Durante la fase di doublehouse, l'evoluzione paleoclimatica a breve termine è caratterizzata da una serie di rapide fasi di riscaldamento o raffreddamento (Bohaty & Zachos, 2003; Tripathi et al., 2005; Sexton et al., 2006), la più nota delle quali è il Middle Eocene Climatic Optimum (*MECO*; Bohaty & Zachos, 2003).

In particolare, il *MECO* è definito sulla base di un progressivo alleggerimento nei valori del ^{18}O (Bohaty & Zachos, 2003), che inizia a ca. 40.6 Ma e si conclude con una fase parossistica a ca. 40.0 Ma in corrispondenza al limite tra i Chron C18r/C18n.2n (Bohaty et al., 2009), entro il Bartoniano. Questa fase di riscaldamento è associata ad importanti perturbazioni nel ciclo del carbonio che sono testimoniate dalla complessa articolazione della curva del ^{13}C . Sebbene gli eventi ipertermali occorsi durante l'Eocene inferiore siano per alcuni versi

estremamente simili al *MECO*, quest'ultimo se ne differenzia per almeno due motivi: la durata (ca. 500 kyr) e il profilo del ^{13}C , che mostra un andamento decisamente più articolato (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty et al., 2009).

E' evidente come le variazioni degli isotopi stabili e la loro corretta interpretazione siano un punto cruciale nelle ricostruzioni paleoclimatiche, per questa ragione, anche se l'argomento necessiterebbe di una trattazione più esaustiva, discuteremo brevemente dei processi e dei meccanismi che inducono alterazioni del ciclo del carbonio e di quelli che possono successivamente ripristinare le condizioni di equilibrio precedenti alla perturbazione.

Processi come l'attività vulcanica, l'attività metamorfica, il rilascio di gas clatrati, la diminuzione della produttività biologica e la dissoluzione dei carbonati (Ruddiman, 2007) sono in grado di produrre un aumento della concentrazione di CO_2 in atmosfera. Lo stoccaggio o seppellimento di carbonio organico (*Corg*) nei sedimenti ed il chemical weathering dei silicati contribuiscono invece a ridurre i tenori di pCO_2 . Questo processo di feedback negativo, in particolare, rappresenta il principale meccanismo attraverso cui il sistema Terra riesce a riportarsi verso lo stato di equilibrio pre-perturbazione. Il chemical weathering è basato sulla dissoluzione chimica delle rocce silicatiche; questo processo producendo enormi quantità di minerali argillosi è in grado di sequestrare notevoli quantità di anidride carbonica. Esso diventa più efficiente all'aumentare della temperatura, delle precipitazioni (che contribuiscono al deterioramento e dilavamento dei silicati) e della vegetazione (Ruddiman, 2007).

1.2. Il Middle Eocene Climatic Optimum (MECO)

1.2.1. Il Middle Eocene Climatic Optimum : Il record di ^{18}O e ^{13}C

Il Middle Eocene Climatic Optimum è stato riconosciuto e descritto per la prima volta da Bohaty & Zachos (2003): utilizzando dati isotopici ricavati da tre campagne di perforazione oceanica svoltesi nell'oceano meridionale (Southern Ocean): il Leg 113 (*ODP Site 689*) e i Leg 119 e 120 (*ODP Site 738 e 748*). Le variazioni isotopiche misurate su foraminiferi bentonici (*Nuttalides* e *Cibicidoides*) e fine-fraction (<63 μm) mostrano andamenti sovrapponibili sia per la curva del ^{18}O che del ^{13}C (Figura 1.4; Bohaty & Zachos, 2003). La definizione formale del Middle Eocene Climatic Optimum utilizza il graduale alleggerimento del ^{18}O , ovvero l'aumento della temperatura, per questa ragione questo evento può essere incluso fra gli eventi ipertermali documentati durante il Paleogene inferiore. L'ampiezza della variazione registrata nel ^{18}O da Bohaty & Zachos (2003) ne ha immediatamente rivelato l'importanza a livello regionale (oceano meridionale). Successivi studi ne hanno potuto evidenziare la portata globale (Bohaty et al., 2009). Il *MECO* è un importante evento nella storia climatica della regione Atlantica.

Per analizzare con più dettaglio l'evento e per datarne l'esatto inizio sono stati studiati gli isotopi di ossigeno e carbonio e i dati sulla concentrazione del carbonato di calcio in numerosi Site DSDP e ODP per l'intervallo di tempo compreso fra ca. 43 e 38 Ma (Figura 1.3; Bohaty et al. 2009).

1.2.2. L'età del MECO

Il modello di età utilizzato da Bohaty & Zachos (2003) pone la fase parossistica del *MECO* a ca. 41.5 Ma. L'inizio e la durata dell'evento sono stati successivamente modificati da altri autori (Jovane et al., 2007; Sexton et al., 2006; Bohaty et al., 2009), infatti l'utilizzo di un modello di età alternativo basato su vincoli cronologici più affidabili (ad es.; magnetostratigrafia) ha consentito di datare l'inizio del graduale alleggerimento del ^{18}O a ca. 40.6 Ma e di stimare la durata dell'intero evento a ca. 500 kyr (Sexton et al., 2006; Jovane et al., 2007; Bohaty et al., 2009; Spofforth et al., 2010; Agnini et al. 2011).

La disponibilità di un record isotopico (C e O) ad alta risoluzione proveniente dai Site *ODP* 1258 e 1260 (Atlantico equatoriale, Demerara Rise – *ODP* Leg 207) da ca. 54 Ma a 38 Ma integrato ai dati magnetostratigrafici ha permesso di proporre un modello di età alternativo. Il dataset di Sexton et al. (2006) copre un intervallo decisamente più lungo ed evidenzia un trend di riscaldamento che culmina con *L'EECO*, seguito da una fase di raffreddamento a partire da ca. 50 Ma fino al limite Eocene/Oligocene (33.8 Ma). Durante questo intervallo è documentata una fase di temporanea inversione del trend di raffreddamento a lungo termine (tra ca. 44 e 42 Ma) seguita da una prominente escursione negativa del ^{18}O (ca. 1‰), a ca. 40.5 Ma. Questo evento di riscaldamento è stato correlato con il *MECO*. Nonostante le incongruenze cronologiche tra il record dell'Atlantico equatoriale (Sexton et al., 2006) e il dataset dell'oceano meridionale (Bohaty & Zachos, 2003), il trend osservato negli isotopi stabili sembra facilmente correlabile.

1.2.3. La caratterizzazione del MECO

L'età proposta inizialmente da Bohaty & Zachos (2003) per il *MECO* è inconsistente con i dati appena discussi (Sexton et al., 2006) e con altri disponibili in letteratura (Agnini et al., 2011). Anche il lavoro di Jovane et al., (2007) centrato sullo studio della successione on-land di Contessa Highway (Appennino umbro-marchigiano) sembra attenersi maggiormente alla tesi di Sexton et al., (2006). Questa successione dispone di un ottimo modello d'età basato su dati bio-magnetostratigrafici, che è stato utilizzato come “cornice cronologica” per i dati isotopici (^{18}O e ^{13}C). Presso la sezione di Contessa Highway, l'escursione negativa del ^{13}C , coincidente con il picco negativo del ^{18}O e la fase parossistica dell'evento, è collocata fra il top del Chron C18r e la base del Subchron C18n.2n, con un'età stimata per l'onset dell'evento ca. 40.6 Ma e una durata dell'evento di 600 kyr. Inoltre i dati presentati da Bohaty et al. (2009) e già discussi nel paragrafo precedente, sono coerenti con quanto osservato da Sexton et al. (2006) e Jovane et al. (2007). I dati relativi all'età e alla durata del *MECO* discussi in questa tesi faranno quindi riferimento al più recente lavoro di Bohaty et al. (2009) La poca accuratezza del modello di età proposto da Bohaty & Zachos (2003) dipende essenzialmente dalla combinazione di due fattori: l'indisponibilità di dati magnetostratigrafici per i sites dell'oceano meridionale e la diacroneità alle alte latitudini dell'evento di comparsa del taxon *Cribo centrum reticulatum* (Jovane et al., 2007; Bohaty et al., 2009).

Una volta sciolto il nodo dell'età dell'evento è necessario descriverne le principali caratteristiche geochemiche in termini di ^{18}O e ^{13}C :

- Le variazioni isotopiche (bulk sediment e fine-fraction) relative al ^{18}O mostrano uno shift negativo di ca. 1.0-1.5 ‰ (Figura 1.3; Bohaty et al 2009). In particolare, da ca. 40.6 Ma fino a ca. 40.0 Ma si osserva una graduale diminuzione del ^{18}O , con valori minimi raggiunti a ca. 40.0 Ma. A seguire, fra 40.0 Ma e 39.9 Ma, la curva del ^{18}O mostra un rapido appesantimento (Figura 1.2). Il pattern appena

descritto è documentato in tutti i sites analizzati e rappresenta quindi la caratterizzazione a larga scala dell'evento. Un'eccezione è quella del Site ODP 1051, che mostra una maggiore ampiezza dell'escursione negativa del ^{18}O , ca. 1.5‰ rispetto 1.0‰ in tutti gli altri sites.

- Le variazioni isotopiche (bulk sediment e fine fraction) misurate nel ^{13}C mostrano una generale consistenza nei vari sites, ad eccezione del Site ODP 1051 (Figura 1.3).

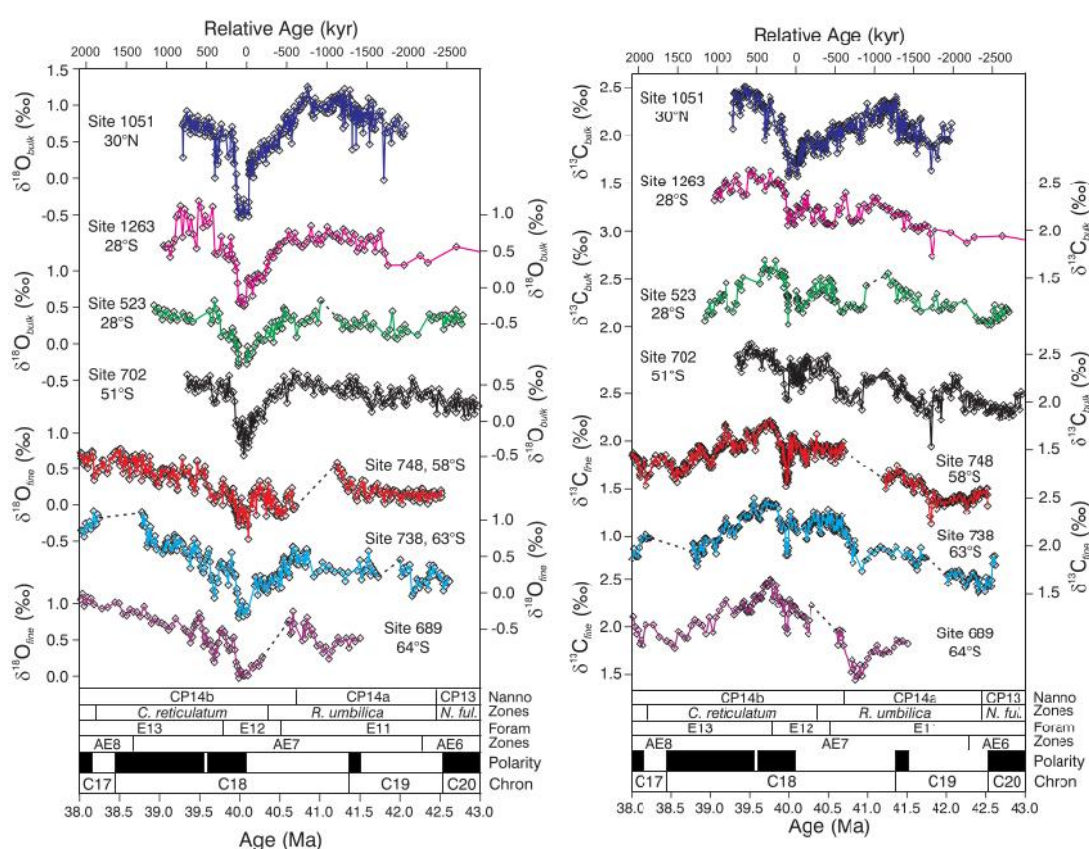


Figure 1.2. e 1.3. (da Bohaty et al., 2009): Record degli isotopi dell'ossigeno (^{18}O bulk sediment e ^{18}O fine fraction) e del carbonio (^{13}C bulk sediment e ^{13}C fine fraction) per l'Eocene medio e superiore (38-43 Ma). Sono stati utilizzati dati dai sites 923, 689, 702, 738, 478, 1051 e 1263 che vanno dalle medie latitudini del Nord Atlantico alle alte latitudini del Sud Atlantico ed ai settori dell'oceano Indiano appartenenti all'oceano meridionale (Southern ocean). I risultati precedentemente pubblicati, provenienti dai Sites 689, 738, 748, (Bohaty et al., 2003 ; Villa et al., 2008), sono stati implementati con dati provenienti dai Sites 523, 702, 1051 e

1263. Le attribuzioni delle età per le sezioni appartenenti all'Eocene medio-superiore di tutti i cores sono state riviste sulla base delle interpretazioni magnetostratigrafiche. Una pronunciata diminuzione dei valori del ^{18}O a ca. 40Ma è osservata a tutti i sites. Le linee tratteggiate indicano unconformities o intervalli di non recupero. Una cronologia floating (in kyr), che utilizza la base del chron C18n.2n come tie point, è stata inserita nella parte destra della figura.

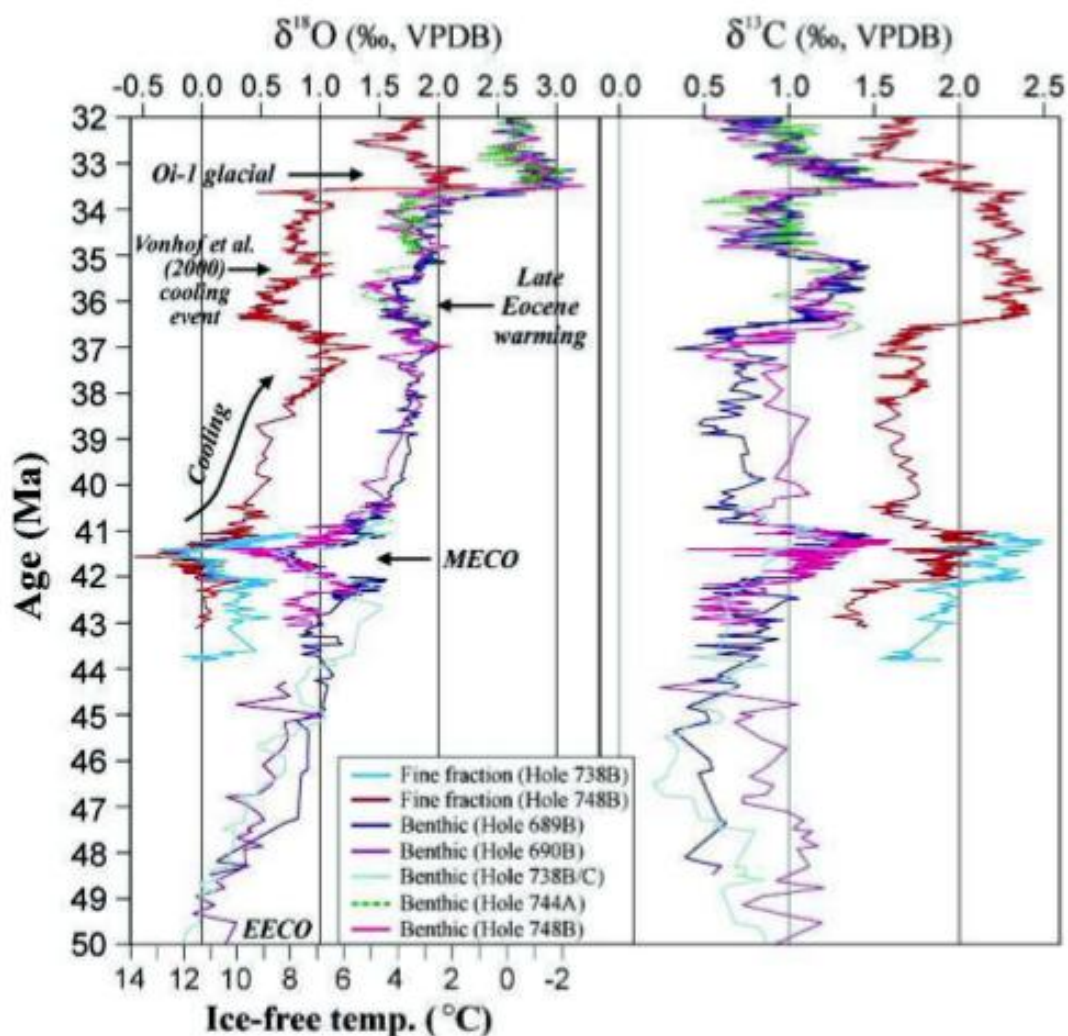


Figura 1.4 (da Bohaty & Zachos 2003): Profili di ^{18}O e ^{13}C ottenuti da sites appartenenti al Southern ocean. Il Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) è ben evidenziato da una perturbazione negli isotopi di ossigeno e carbonio a 41.5 Ma. Il modello di età proposto nel lavoro originario (Bohaty & Zachos, 2003) è stato recentemente rivisto (Bohaty et al., 2009).

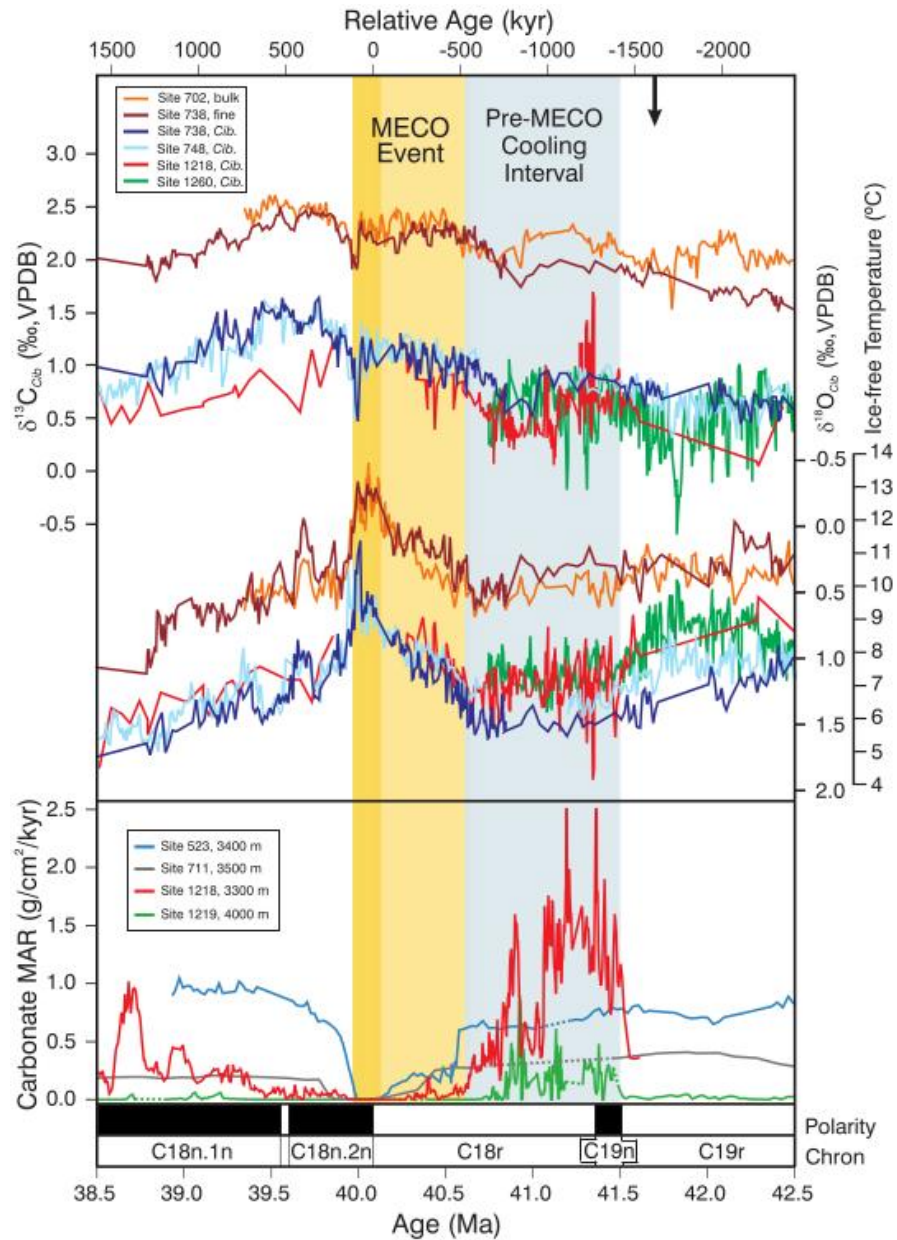


Figura 1.5. (da Bohaty et al. 2009): Valori di ^{18}O e ^{13}C misurati su *Cibicidoides* spp., bulk e fine-fraction, e stima della velocità di sedimentazione dei carbonati (carbonate mass accumulation rate - MAR) durante l'Eocene medio-superiore provenienti da aree diverse. L'area verticale ombreggiata di azzurro rappresenta l'intervallo di raffreddamento che precede il MECO mentre quella evidenziata di giallo l'evento stesso caratterizzato da un valore minimo di ^{18}O e dalla non deposizione di sedimenti carbonatici al di sotto dei 3000 m di profondità ai sites studiati. La base del MECO è datata a ca. 40,6 Ma.

1.2.4. Relazione tra cambiamenti nel ciclo del carbonio, acidificazione degli oceani e aumento della temperatura durante il MECO

Le cause che potrebbero aver innescato un'inversione relativamente prolungata (ca. 500 kyr) nel trend globale di raffreddamento osservato nell'intervallo 50-34 Ma sono state indagate a lungo, tuttavia non è ancora stata trovata una causa o meccanismo, che trovi il consenso unanime da parte della comunità scientifica.

Variazioni paleogeografiche o collisioni continentali sono solitamente legate a cambiamenti climatici a più lungo termine e possono quindi essere utilizzate per spiegare il *MECO*, (Bohaty et al., 2009). Ipotesi collegate a un controllo astronomico sono difficilmente dimostrabili data la relativa lunghezza dell'evento (500-600 kyr) nonostante ciò non si può scartare completamente questo tipo di meccanismo.

A differenza degli eventi ipertermali occorsi durante la lunga fase di raffreddamento dell'Eocene inferiore, il l'evento ipertermale *MECO* interrompe improvvisamente una lunga fase di raffreddamento a lungo termine. Nonostante alcune differenze sostanziali, il *MECO* mostra anche elementi comuni agli eventi ipertermali dell'Eocene inferiore, infatti prominenti cambiamenti nel regime di sedimentazione carbonatica sono documentati sui fondali marini durante il Paleogene inferiore (Peterson & Backman, 1990; Lyle et al., 2005). Nello specifico, dati provenienti dall'Eocene inferiore e medio dell'Oceano Pacifico hanno evidenziato l'alternanza di fasi di abbassamento (deepening) e innalzamento (shoaling) della *CCD* (Bohaty et al, 2009; Pälike et al., 2012).

Nel corso delle fasi di deepening i carbonati tendono ad accumularsi con tassi di accumulo maggiori rispetto alle fasi di shoaling. La discesa della *CCD* consente un maggiore accumulo di carbonati, queste fasi sono definite Carbon Accumulation Events (*CAE*) (Lyle et al., 2005; Rea & Lyle, 2005). Durante

l'Eocene si contano tra i 5 e i 7 eventi (*CAE*); il *MECO* si colloca immediatamente dopo il *CAE-3*, tra 41.6 e 40.8 Ma (Figura 1.4; Pälike et al., 2012). A circa 40.8 Ma, le velocità di sedimentazioni (Carbonate Mass Accumulation Rates - *MARs*) diminuiscono notevolmente e i sedimenti depositi tra 40.3 e 40.0 Ma in contesti pelagico profondi presentano tassi di accumulo molto bassi o pari a zero (Lyle et al., 2005; Pälike et al., 2012).

Durante il *MECO*, infatti, la *CCD* risale (shoaling) di 500-1500 m rispetto ai normali valori registrati durante l'Eocene, raggiungendo paleoprofondità di ca. 2.5 km (Pälike et al., 2012), almeno nell'area pacifica. Durante la spedizione IODP 342 sono stati riconosciuti anche in Atlantico settentrionale, se pur a bassa risoluzione, i trend di variabilità della *CCD* osservati in Pacifico (Norris et al., 2014). Lo shoaling della *CCD* è stato confermato anche al Ceara Rise (Atlantico equatoriale) dalla ricostruzione biostratigrafica effettuata al Site 929E (Menini, 2015). In particolare, l'evento di shoaling della *CCD* più importante dell'intero Eocene è documentato in coincidenza con un intervallo, di durata compresa tra 50 e 100 kyr, che coincide esattamente con il massimo picco di riscaldamento (fase parossistica) della parte finale del *MECO* (Figura 1.6.).

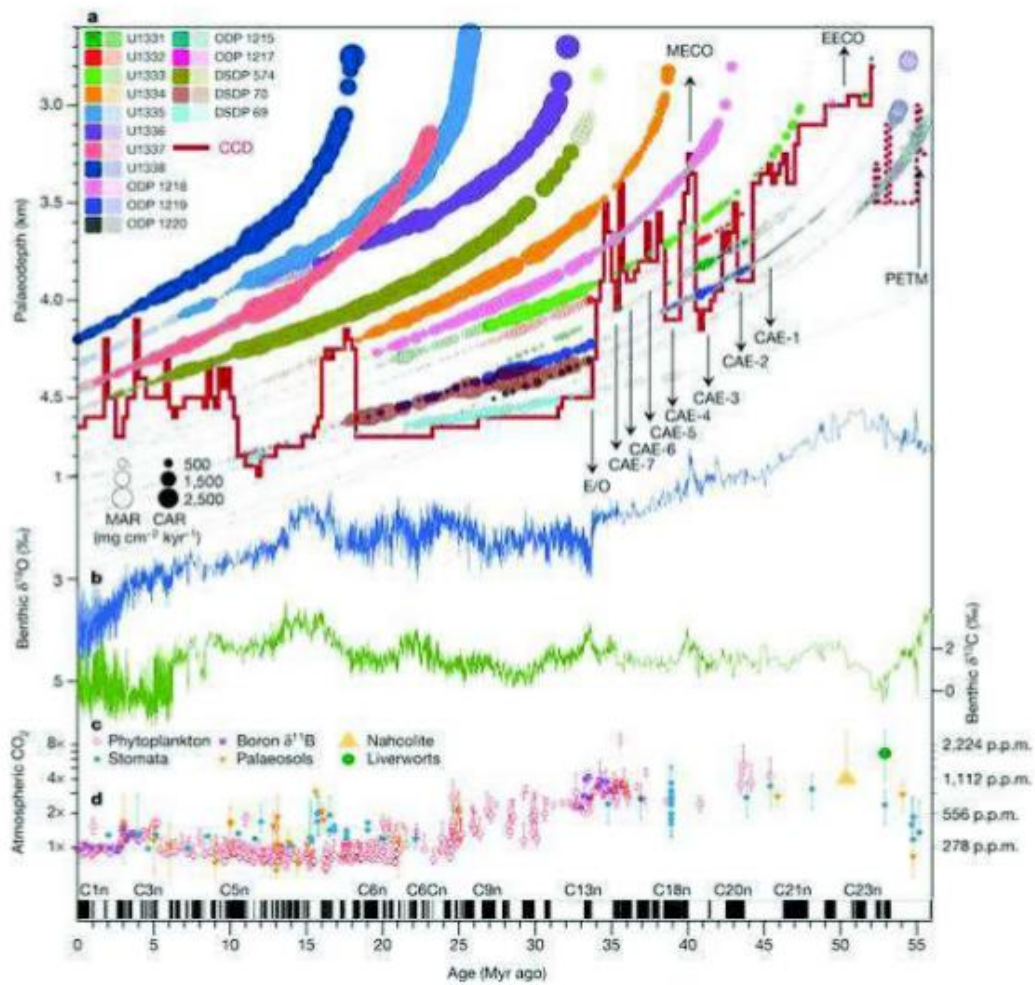


Figura 1.6. (da Bohaty et al. 2009): Ricostruzione della CCD e dei tassi di accumulo di carbonati (a) comparati con le curve del ^{18}O (b) e del ^{13}C (c) e con la concentrazione di CO_2 atmosferica (d).

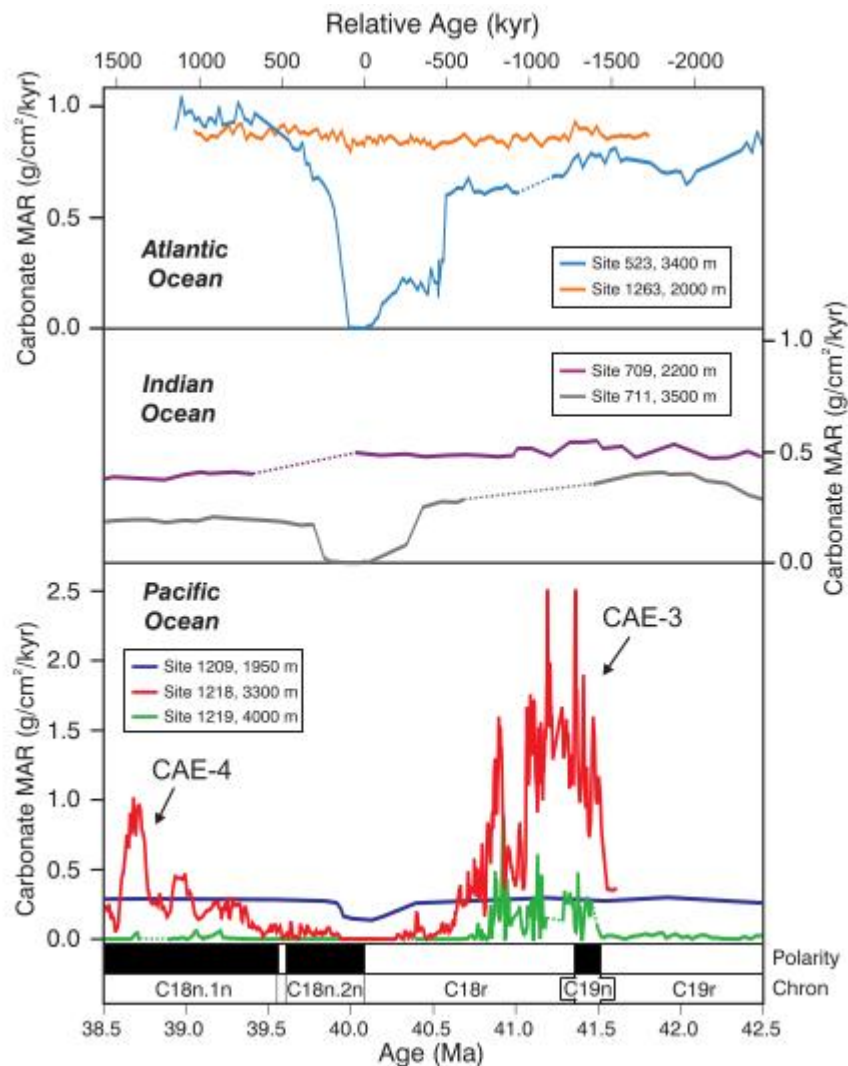


Figura 1.7. (da Bohaty et al.2009): *Compilation dei valori di MAR di sedimenti carbonatici per l'intervallo compreso da 38.5 a 42.5 Ma per i vari siti concentrati nell'oceano Atlantico, Indiano e Pacifico.*

La diminuzione delle *MARs* osservata durante il *MECO* non è stata interpretata come una diminuzione nei tassi di carbonate rain (pioggia pelagica), e quindi come legata ad un calo della produttività degli organismi a guscio carbonatico, bensì come un aumento dei tassi di dissoluzione dei carbonati dovuto ad un cambiamento nella chimica delle acque (diminuzione di pH) correlata ad un immissione di CO₂ isotopicamente leggera nel sistema oceano-atmosfera. Sono

queste le condizioni che da un lato provocano una diminuzione del grado di preservabilità dei carbonati e dall'altro una migliore conservazione dei gusci di composizione silicea (Bohaty et al., 2009). La diminuzione dei valori di pH, altrimenti nota come acidificazione, sarebbe quindi legata ad un aumento di pCO₂ atmosferica. Uno dei meccanismi proposti per spiegare l'innalzamento dei tenori di anidride carbonica è l'aumento dei tassi di degassamento di CO₂ (Bohaty et al., 2009). Questo meccanismo risulta particolarmente efficace per intervalli di tempo superiori a 100 kyr, quindi consistenti con la durata del *MECO*. Per mantenere elevati valori di pCO₂ è quindi necessario ipotizzare un aumento globale dei tassi di immissione di CO₂ in atmosfera e, inoltre, l'esistenza di meccanismi di feedback positivo che permettano di mantenere alti valori di pCO₂ per tempi prolungati (Bohaty et al., 2009). L'unico meccanismo che consente di spiegare la gradualità osservata nella discesa dei valori del ¹⁸O, durante il *MECO* è un progressivo aumento della pCO₂ e della temperatura. Al contrario, un aumento più rapido indurrebbe un rapido shoaling della *CCD* (Archer et al., 1997; Dickens, 2000). Inoltre, il progressivo aumento a lungo termine del ¹³C durante il *MECO* potrebbe essere stato causato da un aumento dell'attività vulcanica, dovuto ad esempio ad archi vulcanici o hot spots, o a fenomeni di decarbonatazione metamorfica di complessi orogenetici (Kerrick and Caldeira, 1993; Bohaty et al., 2009).

I meccanismi appena elencati possono avere durata dell'ordine di centinaia di migliaia d'anni, tuttavia non esiste una evidenza inoppugnabile a sostegno di queste ipotesi. Alcuni autori hanno però messo in evidenza come il *MECO* e il relativo aumento di pCO₂ potrebbe essere correlato alla lunga fase di decarbonatazione metamorfica avvenuta durante l'Eohimalayano iniziale (Kerrick & Caldeira, 1999), all'aumento di archi vulcanici estrusivi attorno al rim pacifico (Cambrai & Cadet, 1996) o a un episodio di aumento di magmatismo carbonatitico nella zona dell'East Africa Rift (Bailey, 1993).

Se quindi per il *MECO* (da ca. 40.6 a 40.1 Ma) si ipotizzano una serie di possibili cause, l'escursione negativa osservata nel profilo del ¹³C (0.7‰) e coincidente

con il picco termico del *MECO* (ca. 40 Ka), potrebbe aver avuto un'origine diversa. In questo caso non è escluso che il meccanismo d'innesco possa essere riconducibile ad una destabilizzazione di clatrati, favorita dal continuo, seppur graduale, innalzamento delle temperature (Bohaty et al, 2009).

Un'ipotesi alternativa è stata proposta da Pälke et al. (2012), che legano la forte fluttuazione di *MARs* e l'acidificazione degli oceani osservata durante il *MECO* a perturbazioni nel ciclo del carbonio e, in particolare, al partizionamento dei flussi di *C_{org}*, ovvero ai cambiamenti di disponibilità della componente labile e refrattaria della materia organica. Nello specifico, un cambiamento (aumento) della disponibilità di materia organica labile avrebbe prodotto una modificazione del *DIC* (Dissolved Inorganic Carbon) e quindi una variazione (shoaling) della *CCD* e della lisoclina.

Gli stessi autori hanno messo in luce come una variazione (diminuzione) del grado di efficienza del weathering potrebbe aver comportato un minor sequestro di CO_2 atmosferica, cioè un relativo aumento della pCO_2 , un aumento di temperatura e uno shoaling della lisoclina. D'altra parte l'aumento di temperatura dovrebbe aver invece indotto una maggior efficienza dei fenomeni di weathering, quindi un maggior sequestro di CO_2 atmosferica e un abbassamento delle temperature (Pälke et al. 2012). A spiegare infine il ritorno alle condizioni pre-evento sono i meccanismi di feedback negativo associati, almeno parzialmente, ad un aumento di seppellimento di C_{org} , Pälke et al. (2012). Tuttavia il ruolo svolto dai processi weathering dei silicati sembra aver ricoperto un ruolo di fondamentale importanza. Weathering e aumento del deposito o stoccaggio di C_{org} potrebbero quindi aver infine causato la rapida ri-discesa (ca. 10 Kyr) della *CCD* (Bohaty et al., 2009; Pälke et al. 2012).

2. IL PROGETTO DI PERFORAZIONE DEI FONDALI OCEANICI, LE TECNOLOGIE UTILIZZATE, IL LEG 207 (ODP SITES 1257-1261- Demerara Rise)

2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondali oceanici

La prima crociera oceanografica fu organizzata dalla Royal Society inglese fra il 1872 e il 1876 quando la nave *H.S.M. Challenger* compì il primo recupero sistematico di sedimenti presenti sui fondali oceanici. Nel 1964 venne istituito il consorzio *JOIDES* (Joint Oceanographic Institution of Deep Earth Sampling) che vedeva l'unione di una serie di prestigiosi istituti di ricerca, Scripps Institution of Oceanography (La Jolla, California), Woods Hole Oceanographic Institution (*WHOI*; Woods Hole, Massachusetts), Lamont Doherty Earth Observatory (*LDEO*; Palisades, New York) e Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (Miami, Florida). Quattro anni dopo venne attivato il *DSDP* (Deep Sea Drilling Project), un progetto coordinato da enti di ricerca americani che utilizzava, come nave scientifica, la *Glomar Challenger*.



Figura 2.1: La JOIDES Resolution in mare aperto.
(<http://iodp.tamu.edu/publicinfo/copyright.html>)

Solo nel 1975, il consorzio si aprì anche ad altri stati, segnando così il passaggio alla fase *IPOD* (International Phase of Ocean Drilling). In seguito, nel 1983, il progetto venne rinominato *ODP* (Ocean Drilling Program) e alcuni anni dopo si cominciò ad utilizzare una nuova nave di perforazione, la *JOIDES Resolution* (Figura 2.1), un'ex nave petrolifera riadattata ad uso scientifico. Dal 1985, la *JOIDES Resolution* ha eseguito perforazioni in tutti gli oceani (Atlantico, Pacifico, Indiano ed Artico) come pure in numerosi mari (Mediterraneo, di Norvegia, di Groenlandia, del Labrador, di Sulu, di Celebres, delle Filippine e del Giappone). A partire dal 2003 ha avuto inizio il progetto *IODP* (Integrated Ocean Drilling Program) con il quale sono state introdotte nuove tecniche di perforazione più efficienti, in grado di fornire dati di più alta qualità. Dal 2013 è iniziata una nuova fase del programma, denominata *IODP* (International Ocean Discovery Program), che si concluderà nel 2023.

2.2. La JOIDES Resolution e le tecnologie utilizzate

La JOIDES Resolution è una nave scientifica da perforazione che presenta le seguenti caratteristiche tecniche:

- Lunghezza totale: 144 m
- Larghezza: 21 m
- Massa complessiva: 16596 t

Il derrick (Figura 2.2.A), ovvero la torre di perforazione, raggiunge un'altezza di 64 m ed è potenzialmente in grado di perforare fino a 2830 m di sedimenti in acque profonde e di assemblare una batteria di aste capace di raggiungere una lunghezza totale di 9144 m. Durante le operazioni che non consentono l'uso di ancoraggi fissi, la nave si avvale di un trasmettitore sonar che viene calato e infisso nel fondo marino in prossimità dell'area di interesse del sito di perforazione. Un sistema di idrofoni capta gli impulsi inviati dal sonar e li trasmette al computer di bordo, che li elabora al fine di provvedere al controllo dinamico di posizionamento della nave. Una volta individuato il site, ovvero l'area di perforazione, viene assemblata e calata sul fondo una batteria di aste (drill pipe) che viene man mano assemblata sulla piattaforma di perforazione presente nella parte centrale della nave. Tutta questa fase delle attività di pre-perforazione, dal posizionamento della strumentazione a quello delle aste viene spesso eseguita grazie all'utilizzo di una telecamera a circuito chiuso posizionata sul dispositivo di avanzamento. Una volta ultimate queste procedure all'interno dalla batteria di aste viene inserito un dispositivo recuperabile via cavo (core barrel), dotato di una punta di perforazione con corone dentate (drill bit). (Figura 2.2.C).

La JOIDES Resolution è in grado di perforare il fondo oceanico in diversi modi:

Rotary Core Barrel (RCB). Il metodo è concepito per recuperare sedimenti da litificati a fortemente litificati, fino a rocce magmatiche di basamento oceanico. Viene utilizzato prevalentemente per campionare rocce magmatiche della crosta oceanica.

Advanced Piston Core (APC). Il metodo APC, utilizza un sistema idraulico che garantisce il recupero di carote indisturbate e orientate costituite da sedimenti da poco consolidati a consolidati che non possono essere recuperati, con la stessa efficacia, utilizzando il metodo RCB. L'APC viene principalmente utilizzato per studi paleoceanografici e paleoclimatici ad alta risoluzione.

Extended Core Barrel (XCB). E' solitamente utilizzato per il recupero di carote intere (9.5m) di sedimenti da leggermente a moderatamente litificati. Viene utilizzato quando i sedimenti diventano troppo duri per l'APC (e.g. piston coring refusal) o, viceversa, non sono abbastanza duri da permettere un recupero efficace con il sistema RCB. Viene utilizzato prevalentemente per studi sedimentologici, climatici e paleoceanografici.

Wash Coring. Nei materiali poco consolidati si può procedere nella perforazione senza recupero di sedimenti. Questo risultato può essere ottenuto pompando acqua ad alta pressione che spinge il sedimento nello spazio compreso tra il drill pipe e la parete del pozzo (wall of the hole). Questa procedura si adotta spesso quando il recupero di un particolare intervallo non è necessario, utilizzando questo metodo la velocità di perforazione aumenta sensibilmente.

Una volta estratta la carota (core), che di solito ha una lunghezza di ca. 9.5 m, dal pozzo di perforazione per mezzo del core barrel, essa viene sezionata in segmenti di ca. 1.5 m (section). Una volta eseguita questa operazione, le sections vengono depressurizzate in ambiente condizionato e quindi sezionate longitudinalmente così da ottenere due sub-sections: la sezione di lavoro (working half), che verrà utilizzata per compiere studi di varia natura sui sedimenti raccolti, e la sezione per l'archivio (archive half), che verrà invece conservata intatta per eventuali studi futuri. Alla fine di ogni crociera tutte le carote recuperate vengono stoccate in appositi depositi (repositories), concepiti per garantire al meglio la preservazione del materiale.

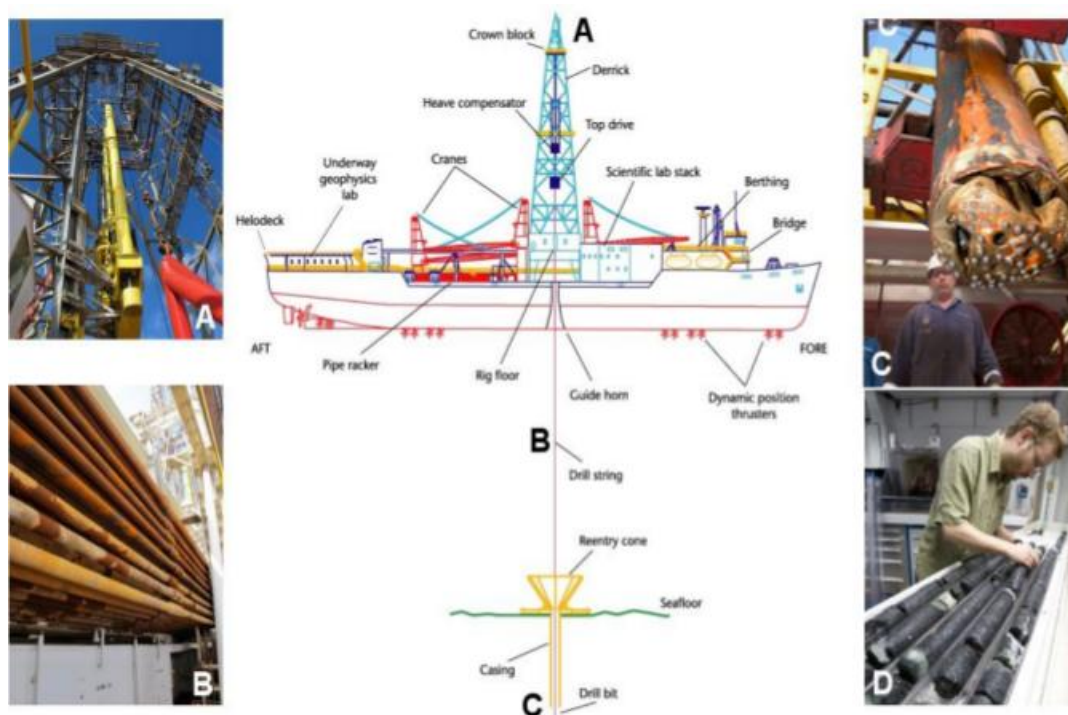


Figura 2.2: *Rappresentazione grafica della nave JOIDES Resolution: A. Derrick; B. Drill string; C. Drill bit; D. Fase di sezionamento e analisi della carota sulla nave.*
 (<http://raymond.rodriquez1.free.fr/Documents/Terre-int/joides2.png>).

2.3. Leg 207: Demerara Rise, ODP sites 1257-1261, Atlantico equatoriale occidentale.

2.3.1. Il Demerara Rise

Il Demerara Rise è un alto batimetrico oceanico situato a 5°N al largo delle coste del Suriname e della Guyana Francese (Figura 2.3). Presenta un'estensione lungo la costa di oltre 380 km ed una larghezza di quasi 220 km. Sul versante nord-orientale la profondità del fondale aumenta velocemente da 1000 m a più di 4500 m. Gran parte dell'alto batimetrico si torva in acque relativamente poco profonde (ca.700 m); eccezion fatta per il margine nord-occidentale, caratterizzato da una maggiore profondità (ca. 4000 m).

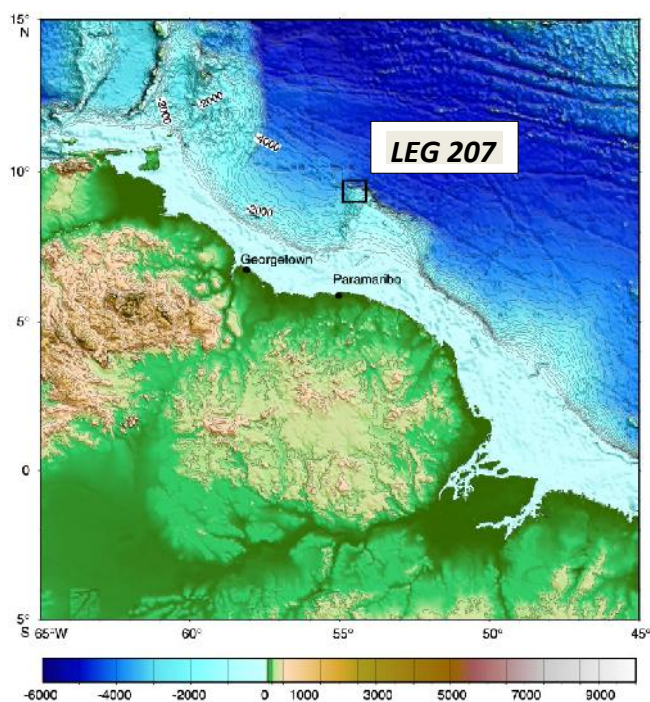


Figura 2.3.: Localizzazione del Demerara Rise a livello regionale. Il rettangolo rappresenta l'area di operazione del Leg 207. (http://www-odp.tamu.edu/publications/207_IR/chap_01/c1_f1.htm)

Per la maggior parte della sua estensione il Demerara Rise presenta una copertura sedimentaria di 2-3 km che tende ad assottigliarsi verso la scarpata nord-orientale facendo emergere il basamento sottostante. Al contrario, il margine nord-occidentale è caratterizzato da una copertura piuttosto uniforme di sedimenti pelagici.

Il Demerara Rise è impostato su crosta continentale di età Precambriano e Mesozoico inferiore coinvolta in attività di rifting. Ricostruzioni tettoniche dell'Atlantico equatoriale indicano che questo alto batimetrico era posizionato a sud di Dakar (Senegal) prima dell'inizio del rifting che ha coinvolto Africa e Sud America. Il margine sudamericano in prossimità del Demerara Rise si trovava infatti vicino all'Africa occidentale durante l'inizio dell'apertura dell'oceano Atlantico equatoriale. In quest'area, l'età della fase principale del rift atlantico è datata al Cretaceo inferiore come testimoniato dalle vulcaniti basaltiche di età barremiana recuperate durante la spedizione. (Figura 2.4).

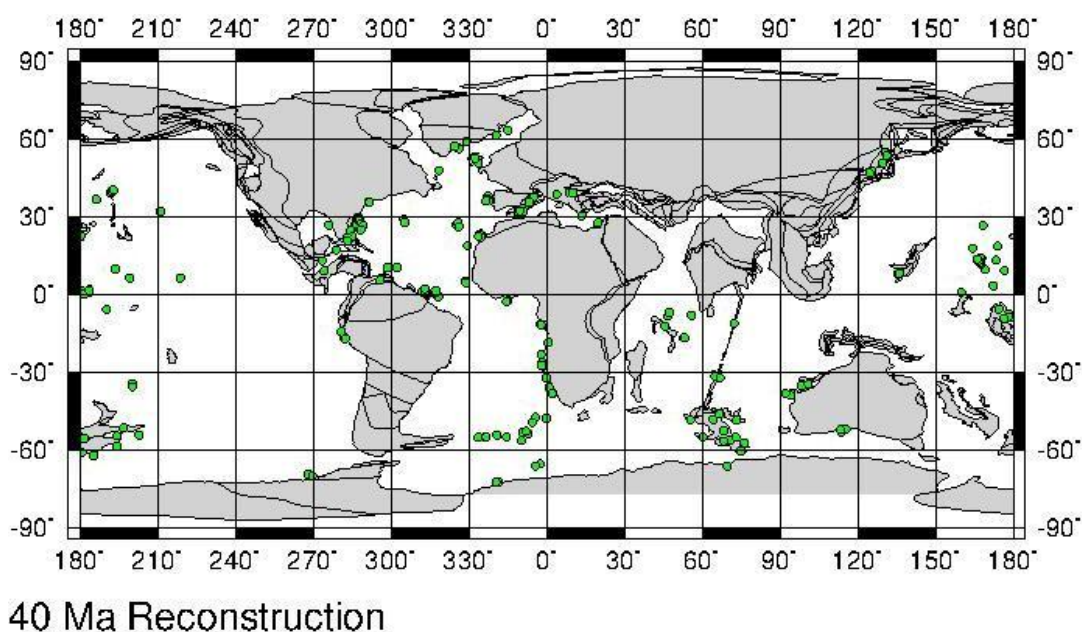


Figura 2.4.: Ricostruzione paleogeografica su scala globale centrata a 40 Ma, i punti verdi rappresentano i Sites ODP. (<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>).

2.3.2. Lo scopo della spedizione

Nel record geologico esempi di rapide estinzioni a scala globale associate a perturbazioni del ciclo del carbonio come pure di cambiamenti estremi nel clima sono ampiamente documentati nell'intervallo Cretaceo – Paleogene. A questi estremi climatici (extreme climates) appartengono i cosiddetti eventi anossici oceanici (Oceanic Anoxic Event - *OAE*) e le numerose aberrazioni climatiche paleogeniche. Ad oggi, la comprensione di cause e conseguenze di questi eventi è ancora piuttosto lacunosa. La mancanza di un numero adeguato di record paleoceanografici ad alta risoluzione, specialmente nelle aree tropicali, rende lo studio della paleocircolazione oceanica ed atmosferica su scala globale estremamente difficile.

Il progetto di perforazione che coinvolge l'area del Demerara Rise ha avuto come scopo principale il recupero di un transetto batimetrico posizionato nell'Atlantico equatoriale occidentale. Questo transetto ha permesso di analizzare sedimenti di mare profondo di età cretaceo- paleogenica che mostrano alcune caratteristiche peculiari:

- sono sepolti a basse profondità ed, in alcuni punti, affiorano sul fondo dell'oceano;
- mantengono una buona coerenza a livello stratigrafico nelle sezioni analizzate;
- contengono microfossili caratterizzati da eccezionale conservazione;
- si sono depositati nel cuore dei tropici nell'Atlantico equatoriale occidentale.

Durante il Leg 207, cinque site (*ODP Sites 1257-1261*) sono stati campionati nel margine settentrionale del Demerara Rise. In figura 2.5 i sites sono stati collocati, in una carta batimetrica; grande importanza ha avuto la sismica a riflessione per studiare la batimetria (Figura 2.5).

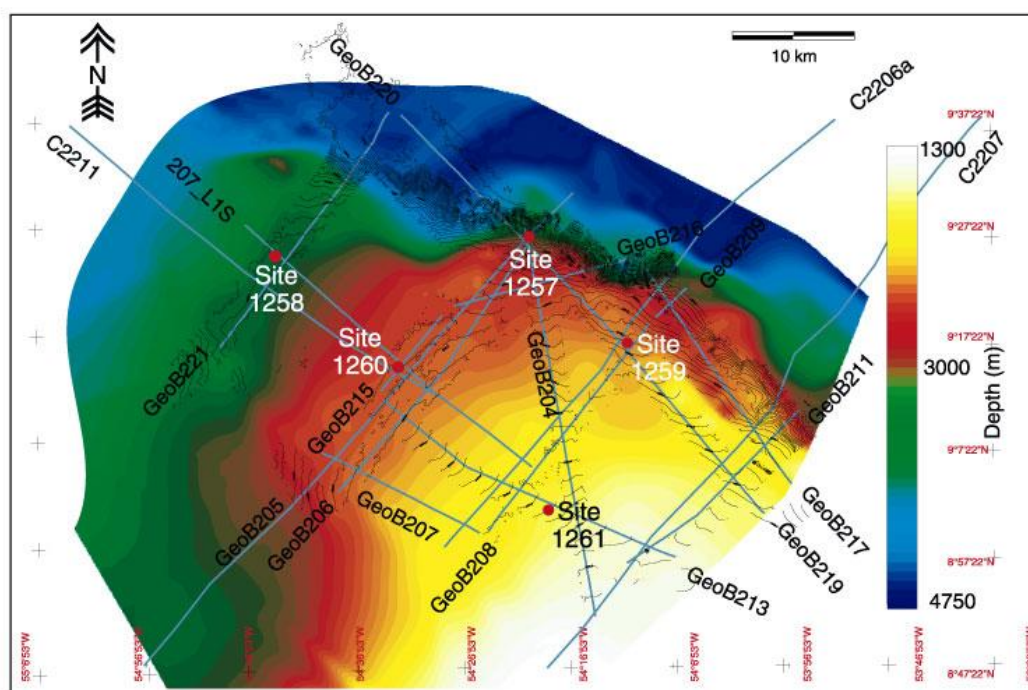


Figura 2.5.: Carta batimetrica dell'area di studio con localizzazione dei site (*ODP sites 1257-1261*) e delle linee sismiche misurate.

(http://www.ldeo.columbia.edu/BRG/ODP/ODP/LEG_SUMM/207/images/fig1.gif).

L'obiettivo fondamentale è stato quello di studiare:

- La presenza di condizioni anossiche occorse durante il Cretaceo nell'Atlantico equatoriale e di analizzare cause e effetti degli OAE in relazione alla rapida emissione e riduzione dei gas serra;
- La risposta dettagliata delle comunità biotiche oceaniche, documentate a differenti profondità, a perturbazioni estreme nel ciclo del carbonio;

- I cambiamenti a breve e lungo termine causati da aumenti di gas serra e la relativa risposta della sea-surface temperature (*SST*);
- Eventi chiave di turnover biotico e/o cambiamenti radicali del clima in particolare ai limiti K/Pg (Cretaceo-Paleogene) e P/E (Paleocene-Eocene);
- Il ruolo svolto dall'apertura dell'Atlantico equatoriale nel controllo della circolazione paleoceanografica, con particolare attenzione al trasporto di calore verso l'Atlantico settentrionale.

3. MATERIALI E METODI

3.1. Materiali: introduzione al Site ODP 1260

Il Site ODP 1260 si trova sul fianco nord-occidentale del Demerara Rise, a 380 km a nord dalla costa del Suriname ad una profondità di 2549 m. I sedimenti affioranti e/o sub-affioranti sulla dorsale hanno età paleo genica. Considerando il transetto effettuato durante il Leg 207, il Site ODP 1260 si colloca a profondità intermedie tra il il site più profondo (Site ODP 1258) e quello più superficiale (Site ODP 1261) (Figura 3.1).

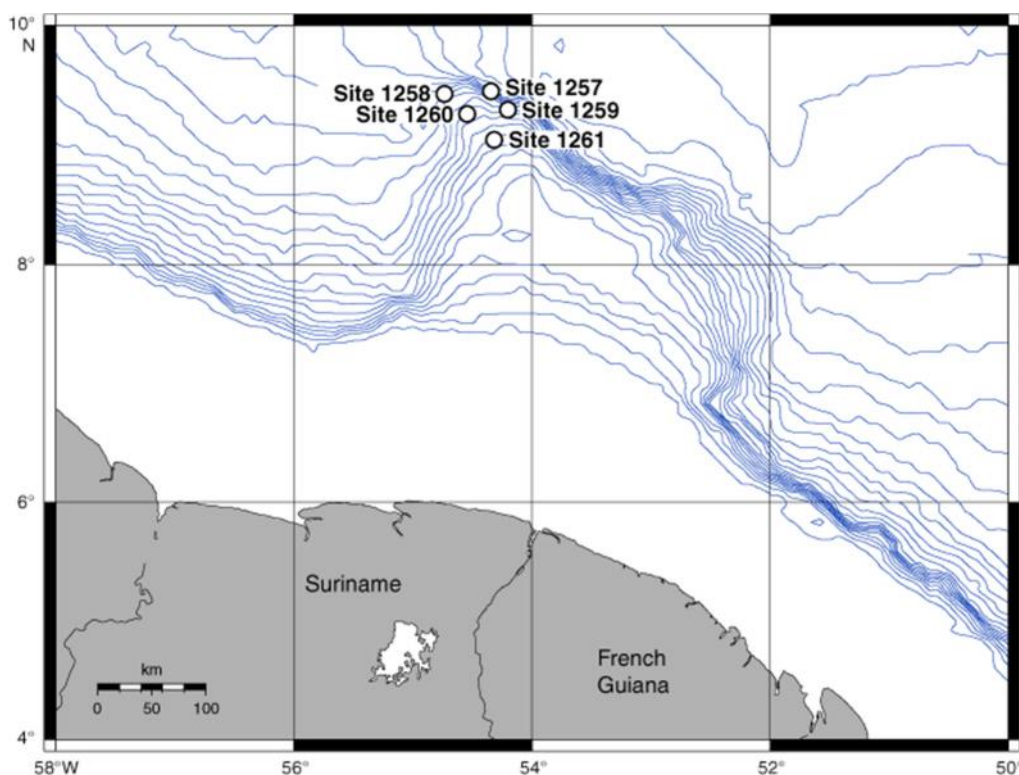


Figura 3.1: Localizzazione dei site perforati durante il Leg 207, il Site 1260 è situato sul fianco nord-occidentale del Demerara Rise. (http://www-odp.tamu.edu/publications/207_IR/chap_01/c1_f1.htm)

Al Site ODP 1260 sono stati perforati due pozzi utilizzando la tecnica del *RCB*: Hole 1260A e Hole 1260B. Nel pozzo 1260A, la perforazione ha raggiunto 491.9 mbsf (meter below sea floor) con un recupero stimato di ca. 79.6 %. Nel pozzo 1260B, i primi quaranta metri come pure l'intervallo tra 136.5 e 235 mbsf non sono stati recuperati (wash coring), la perforazione è arrivata a 509 mbsf e il recupero medio all'interno degli intervalli si è attestato intorno al 88.2 %. La presenza di sedimenti più competenti in alcuni intervalli (130-154 mbsf; 180-211 mbsf e 480-509 mbsf) hanno ostacolato le operazioni di perforazione e impedito un recupero completo dei sedimenti.

3.2. Litostratigrafia al Site ODP 1260

Al Site ODP 1260 sono stati recuperati in totale 862.2 m di sedimenti. Il materiale recuperato può essere suddiviso in 5 unità litostratigrafiche, le stesse utilizzate per descrivere gli altri sites del Demerara Rise. Di seguito se ne fa una breve sintesi.

➤ UNITA' LITOSTRATIGRAFICA I :

(0 - 1,1 mbsf in Hole 1260A)

(Pleistocene)

L'Unità I è stata recuperata solo nell'Hole 1260A. Questa unità consiste di argille scure grigio verdastre con un contenuto di CaCO₃ pari a ca. il 10 wt%. Il tetto dell'Unità I, immediatamente sotto l'interfaccia acqua/sedimento, è caratterizzato da un'argilla sabbiosa marrone olivastrea. A 10 cm si osserva uno strato di 2 cm di spessore ricco in glauconite (20 %) che passa ad un'argilla grigia, che denota un intervallo di ossido-riduzione. I

nannofossili calcarei sono i principali componenti biogenici in tutta l'Unità I costituendo ca. il 20% del sedimento. I foraminiferi planctonici sono comuni al tetto dell'unità, ma diventano via via più rari scendendo verso la base. La componente biogenica silicea, composta da diatomee e in minor quantità radiolari, è stata rinvenuta essenzialmente nel livello marrone olivastro. Non ci sono evidenze di bioturbazione, che comunque potrebbero essere state cancellate a causa del metodo di perforazione utilizzato. Le principali fasi mineralogiche includono glauconite (5%), quarzo (15%), argilla, sono presenti anche cristalli di pirite (3%). Il limite con l'Unità II è posizionato alla base di un orizzonte ricco di foraminiferi planctonici.

➤ **UNITA' LITOSTRATIGRAFICA II :**

(1,1 - 276,74 mbsf in Hole 1260A; 40,2 – 279,84 mbsf in 1260B)

(Oligocene Inferiore - Eocene inferiore)

L'Unità II consiste di fanghi e *chalk* di colore da verde chiaro grigiastro a verde grigiastro. La componente carbonatica varia dal 50 all' 80 wt%. I fanghi sono presenti solo nei primi 3 m dell'Unità II. La bioturbazione è pervasiva e caratterizzata da tracce di *Zoophycos*, *Planolites* e *Chondrites*, le ultime più abbondanti nella parte alta dell'Unità II. Il contatto superiore, come precedentemente evidenziato, coincide con un livello ricco di foraminiferi planctonici. Il Limite tra Unità II e Unità III è graduale e coincide con un strato di argilla che include il limite P/E. Sulla base del contenuto in argilla e in silice biogenica si distinguono tre subunità. Mentre il contatto tra la Subunità IIA e Subunità IIB è caratterizzato da una rapida variazione di colore; quello tra Subunità IIB e Subunità IIC si presenta graduale.

- Subunità IIA

(1,1 - 36,03 mbsf in Hole 1260A)

La Subunità IIA è composta da fanghi e chalk a nannofossili di colore verde chiaro grigiastro con presenza di foraminiferi e argilla. Il contenuto di carbonato è pari al 70 wt% , valore che si mantiene relativamente costante lungo la Subunità IIA. La componente biogenica prevalente è data da nannofossili calcarei, presenti anche resti di pesci e calcisfere, rari i foraminiferi. La bioturbazione è pervasiva. Nella parte superiore della Subunità IIA si registrano continue transizioni redox, in cui i colori del sedimento passano da giallo-marrone (ambiente ossidante) a verde grigio (ambiente riducente). La componente argillosa è relativamente abbondante nella parte superiore della Subunità IIA (ca. 20%) e diventa via via più rara scendendo all'interno della Subunità IIA. Sono presenti anche rari cristalli di zeoliti e pirite. La giacitura uniformemente inclinata delle bioturbazioni e la tessitura dei granuli suggerisce la presenza di un deposito di slump nella parte bassa della Subunità IIA. Il contatto con la Subunità IIB coincide con un rapido cambiamento di colore associato ad un aumento di microfossili silicei.

- Subunità IIB

(36,03 - 176,58 mbsf in Hole 1260A; 40,2 – 135,61 mbsf in Hole 1260B)

La Subunità IIB è costituita da chalk a nannofossili (ca. 50%) di colore verde chiaro grigiastro con abbondanti radiolari (ca. 25 - 30%). Il contenuto in carbonato è pari al 70 wt%. Il tetto e la base della Subunità IIB sono definite utilizzando la prima ed ultima presenza consistente di microfossili silicei. Il tetto della Subunità IIB è inoltre caratterizzato da un brusco cambio di colore e di litologia. I

foraminiferi planctonici sono rari nella parte superiore della Subunità IIB ma aumentano notevolmente (20 %) a partire dalla carota 207 - 1260A - 7R. Le diatomee e le spicole di spugna silicee sono comuni entro la Subunità IIB. La bioturbazione va da moderata a pervasiva ed è caratterizzata dalla presenza di *Planolites*, *Zoophycos* e *Chondrites*. Le tracce sono solitamente riempite da materiale scuro ma talvolta sabbie ricche in foraminiferi (ca. 45%) sono state osservate all'interno di *Planolites*. Chiazze di colore da grigio verdastro a verde oliva chiaro sono comuni e indicano fenomeni di bioturbazione pervasiva. Alternanze di sedimenti più chiari e più scuri caratterizzati da contatti graduali si ripetono ogni 20-30 cm. Si osservano alternanze di sedimenti di colore chiaro o scuro su scala decimetrica con contatti screziati e graduali. Alla base della Subunità IIB sono presenti bande millimetriche orizzontali scure di origine diagenetica che si estendono su un intervallo di ca. 20 cm. Noduli e letti di selce con presenza di chalk sono stati osservati nella parte bassa della Subunità IIB (207-1260A-15R-3). La pirite è rara lungo tutta la Subunità IIB e si presenta sparsa o concentrata all'interno delle bioturbazioni.

- Subunità IIC

(176,58 – 276,74 mbsf in Hole 1260A; 235 – 279,84 mbsf in Hole 1260B).

Chalk a nannofossili di colore verde chiaro grigiastro con presenza di argilla e foraminiferi; la componente carbonatica è pari al 60 wt% e risulta quindi leggermente inferiore rispetto ai valori osservati nel resto dell'Unità II. Il limite superiore della Subunità IIC è graduale e coincide con l'ultima abbondante presenza di radiolari. La base della Subunità IIC coincide con un livello ricco in argilla che denota il limite P/E. Nella Hole 1260B, il tetto della Subunità IIB non è stato recuperato. I nannofossili calcarei rappresentano la maggior componente con abbondanze pari a 50 %, i foraminiferi planctonici

sono comuni e mostrano abbondanze variabili da 10 a 35%. La bioturbazione (*Planolites e Zoophycos*) va da pervasiva a moderata. Nella parte superiore della Subunità IIC si osservano cambiamenti ciclici nel colore dei sedimenti, si passa da bande grigio olivastre (spesse ca. 10 cm) a pacchi stratificati grigio verdastri (spessi da 10 a 50 cm). Materiale di colore marrone riempie le tracce fossili negli intervalli di colore più scuro, alcune di queste tracce sono circondate da aureole di colore verde. Alla base della Subunità IIB sono presenti alternanze graduali su scala decimetrica (10-20 cm) di sedimenti che passano da grigio-verde scuro a grigio-verde chiaro. Gli intervalli grigio-verde chiaro sono ricchi in microfossili calcarei e calcite, mentre i sedimenti grigio verdastro grigio marrone scuro mostrano alti contenuti in zeoliti e argilla. Nella parte superiore della Subunità IIB è stata osservata la presenza di selce di colore verde scuro; L'abbondanza delle zeoliti varia da 5 % nella parte superiore fino al 15% nella parte centrale della Subunità IIB. Pirite rara con abbondanze < al 2 %. Il contenuto in argilla varia dal 20 al 30% e aumenta verso la base della Subunità IIB, stesso andamento è stato osservato per la calcite diagenetica che passa dal 10 al 20 %.

➤ **UNITA' LITOSTRATIGRAFICA III**

(276,74 - 390,65 mbsf in Hole 1260A; 279,84 – 390,83 mbsf in Hole 1260B)

(Paleocene - Campaniano inferiore)

L'Unità III consiste in chalk a nannofossili, chalk argilloso a nannofossili e argilliti con nannofossili. Foraminiferi planctonici, granuli di calcite (biogenica e diagenetica) e zeoliti possono rappresentare una componente da

minore a maggiore a seconda della porzione dell'Unità III osservata. Le sfumature grigio verdastro rappresentano i colori dominanti, anche se sfumature rossastre sono evidenti per diversi metri sopra e sotto il limite K/Pg. All'interno dell'Unità III si osservano alternanze a scala decimetrica di sedimenti più chiari e più scuri. L'Unità III ha un contenuto in argilla superiore rispetto all'Unità II, tuttavia la transizione tra le due unità è graduale. Il contatto tra Unità II e Unità III è posto alla base di un livello laminato dello spessore di 20 cm costituito da un'argilla grigio verdastra che corrisponde al limite P/E. L'unità III si distingue dall'Unità IV per la sua tessitura pervasivamente perturbata e i bassi contenuti di *Corg*. La base dell'Unità III è posta dove viene osservata la presenza di strati laminati. L'Unità III può essere suddivisa sulla base del contenuto in foraminiferi e carbonato. Questa unità sembra preservare una documentazione completa del limite P/E e del limite K/Pg.

- Subunità IIIA

(276,74 – 324,03 mbsf in Hole 1260A; 279,84 – 324,55 mbsf in Hole 1260B)

Chalk a nannofossili bioturbato di colore da grigio verde chiaro a grigio verdastro grigiastro con foraminiferi e calcite, e chalk argilloso a nannofossili con foraminiferi e calcite. Sfumature olivastre sono presenti negli ultimi 2-4 m. Il contenuto di carbonato oscilla tra il 40 e il 60 wt% in peso. Zeoliti, quarzo, calcisfere e/o pirite compongono comunemente una piccola percentuale dei granuli identificati. Presenti tracce di resti di pesci. Su scala decimetrica si osservano alternanze di bande più o meno gradualmente di colore più o meno chiaro. I colori dei livelli più chiari sono indice di un elevato contenuto di carbonato, quelli più scuri sono più ricchi in argilla. Bioturbazione pervasiva. Sono presenti tracce fossili ascrivibili a *Zoophycos*, *Planolites* e *Chondrites*.

- Subunità IIIB

(324,03 - 379,59 mbsf in Hole 1260A; 324,55 – 379,55 mbsf in Hole 1260B)

Chalk di colore da grigio verdastro chiaro a grigio verdastro con argilla e chalk argillosi; vicino al limite K/Pg sono presenti sfumature rossastre ed olivastre. Il contenuto in carbonato varia dal 40 all'80 wt%, gli strati più chiari sono più ricchi in carbonato mentre gli strati più scuri sono più ricchi in argilla. La componente carbonatica include nannofossili, foraminiferi e granuli di carbonati in eguale proporzione. Bioturbazione pervasiva, sono presenti *Zoophycos*, *Planolites* e *Chondrites*. Gli intervalli più scuri spesso presentano un fabric sub orizzontale dato dall'orientazione delle bioturbazioni, dalla compattazione, dalla laminazione o da una combinazione di questi tre fattori. Pirite e argilla aumentano considerevolmente nella parte inferiore della Subunità IIIB dove sono presenti anche rari noduli di barite di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Il limite superiore della Subunità IIIB è posto alla prima comparsa di chalk litificati chiari a nannofossili con foraminiferi che sembrano coincidere con l'inizio delle alternanze litologiche prodotte dalle variazioni nel contenuto di CaCO₃. Il limite inferiore della Subunità IIIB è posto in coincidenza di un significativo aumento del contenuto di argilla di colore grigio verdastro scuro e dell'assenza di foraminiferi planctonici dai residui. Nella Subunità IIIB è documentato un eccellente record del limite K/Pg. Il livello che testimonia la formazione del cratere Chicxulub è stato meglio recuperato nel pozzo 1260A, ma la transizione K/Pg è meglio documentata nel pozzo 1260B. All'incirca 3.5 m sotto il limite K/Pg, il colore dei chalk maastrichtiani varia gradualmente da grigio verdastro a marrone giallastro scuro ritornando poi a grigio verdastro a ca. 0.5 m sotto il

limite posizionato su di un livello spesso 1,5 cm costituito da sferule verde chiaro. Il diametro di tali sferule tende a diminuire dalla base del livello (ca. 1 mm) fino al tetto (ca. 0,25 mm). Il limite K/Pg è posto in corrispondenza di uno strato composto di sferule verde chiaro dello spessore di 1.5 cm. Le sferule diminuiscono di dimensione da ca. 1 mm a 0.25 mm spostandosi verso l'alto. Le sferule giacciono su uno strato grigio fine e omogeneo, nella cui parte superiore sono presenti impronte di sferule. Un'argilla massiccia verde ricopre lo strato di sferule. A ca. 5 cm dallo strato di sferule vi sono evidenze di bioturbazione e il colore del sedimento diventa via via più chiaro e bioturbato suggerendo un aumento del contenuto di carbonato e il ritorno ad una deposizione francamente pelagica.

- Subunità IIC

(379,59 - 390,65 mbsf in Hole 1260A; 379,85 – 390,83 mbsf in Hole 1260B)

La Subunità IIC è composta da argilliti con foraminiferi e nannofossili e da chalk argilloso a nannofossili. Sono comuni cristalli di pirite e di barite in noduli millimetrici e centimetrici. Alternanze a scala decimetrica di strati più chiari e strati più scuri indicano variazioni nel contenuto di carbonato; la bioturbazione è da pesante a pervasiva, ma gli intervalli più scuri preservano spesso un fabric sub orizzontale. Sono presenti ichonofacies a *Zoophycos*, *Planolites* e *Chondrites*. La Subunità IIC si distingue dalla Subunità IIIB per il suo maggiore contenuto in argilla. La transizione tra le due subunità è graduale ed è posta dove si osserva una maggiore abbondanza di strati argillosi scuri. Questo livello coincide approssimativamente con l'assenza dei foraminiferi, suggerendo che l'aumento relativo di argilla è dovuto, almeno in parte, a fenomeni di dissoluzione della componente carbonatica. La Subunità IIC si differenzia dall'Unità IV

per la presenza di bioturbazione e il basso contenuto in *Corg* . Il limite inferiore della Subunità IIIC è posizionato in coincidenza della comparsa di argilliti calcaree laminate grigio oliva chiaro.

➤ **UNITA' LITOSTRATIGRAFICA IV**

(390,65 - 483,3 mbsf in Hole 1260A; 390,32 – 483,6 mbsf in Hole 1260B)

(Coniaciano - Cenomaniano)

L'Unità IV è composta da argille calcaree laminate finemente di colore nero, chalk argillosi laminati con foraminiferi e calcarei micritici argillosi a foraminiferi. Il limite superiore dell'Unità IV è definito dal passaggio da argilliti grigio verdastre bioturbate ad argilliti laminate ad alto contenuto di *Corg*. La transizione è graduale nel pozzo 1260A ed è caratterizzata da uno strato di ca. 20 cm (interval 207-1260A-42R-CC, 1-18 cm) composto da un'argilla grigia verdastra con abbondante glauconite, pirite e quarzo. All'interno dell'unità si osservano variazioni graduali a scala centimetrica-decimetrica nei contatti tra le diverse litologie e nelle relative sfumature di colore. I cambiamenti di colore corrispondono ad una significativa variazione nel contenuto di carbonato (maggiore negli intervalli più chiari) e di carbonio organico totale *TOC* (maggiore negli intervalli più scuri). Lungo l'Unità IV è evidente un aumento progressivo della componente carbonatica. Sono presenti zeoliti che possono essere anche particolarmente abbondanti in alcuni livelli dell'Unità IV. Fecal pellets fosfatici, resti di pesci e inoceramidi sono presenti lungo tutta l'unità, così come lo sono i livelli bianchi millimetrici di calcite composti interamente da foraminiferi con riempimento di calcite cristallina.

La porzione inferiore dell'Unità IV consiste in letti massivi a grana grossolana con basi nette e probabilmente erosive. Questi livelli sono

composti da frammenti di gusci di grandi dimensioni, glauconite e granuli di quarzo subangolare. Queste litologie sono state trovate all'interno di gallerie di bioturbazione presenti nelle argilliti sottostanti. Questi livelli sono simili alle litologie che sono state osservate nei Sites ODP 1257, 1258, 1259 e 1261 al tetto delle argilliti nere ricche di *Corg* e corrispondono a picchi di *NGR* (natural gamma ray) e suscettività magnetica. Potrebbero documentare eventi di trasporto di massa o periodi con basse velocità di sedimentazione e livelli di ossigeno leggermente più alti.

➤ **UNITA' LITOSTRATIGRAFICA V**

(483,3 - 491,9 mbsf in Hole 1260A; 483,6 – 507,37 mbsf in Hole 1260B)

(*Albiano inferiore – superiore*)

L'Unità V è costituita da calcari siltosi di colore grigio verdastro scuro e da argilliti siltose calcaree. Il limite superiore è posto alla base dei depositi di debris flow presenti alla base dell'Unità IV. I calcari dell'Unità V sono caratterizzati dalla presenza di macchie ma non sono stati riconosciuti burrows (gallerie). Nelle argilliti non si distingue alcuna giacitura, tuttavia sono presenti rare screziature bianche (1 mm di diametro) riempite da clasti di quarzo sub angolare. Le argilliti sono costituite da argilla (80%), calcite, quarzo e, occasionalmente, noduli di pirite.

Il materiale studiato in questa tesi appartiene alla Subunità IIB. In particolare l'intervallo analizzato va da 65,07 (1260A-8-5, 137cm) a 38,27 (1260A-6-1, 7 cm) rmc (revised meter composite depth) per un totale di 26,8 metri. Sono stati analizzati un totale di 48 campioni provenienti da entrambi i pozzi (Figura 3.2.)

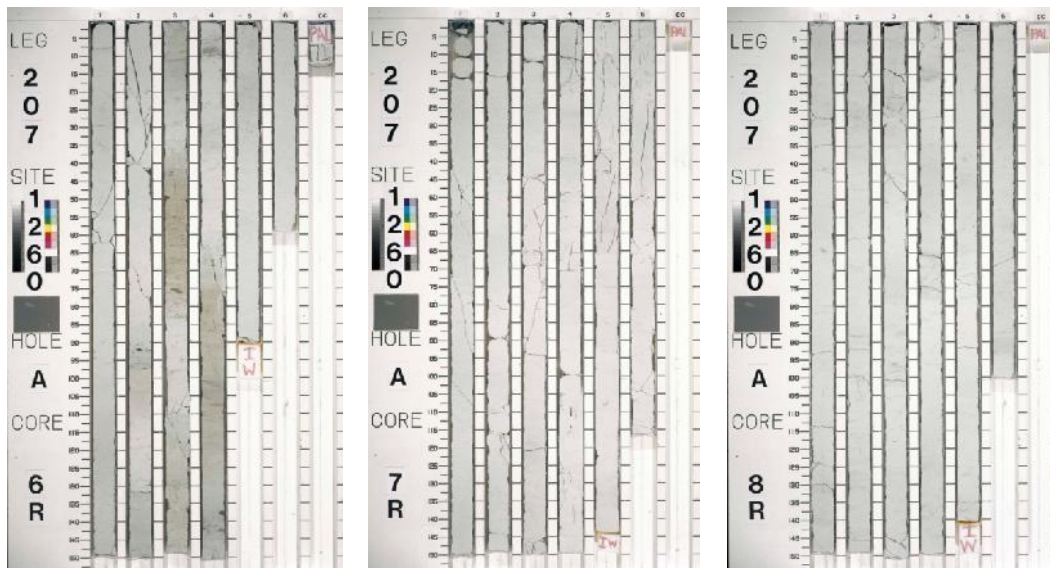


Figura 3.2.: Illustrazione delle tre carote oggetto di studio estratte al Site ODP 1260: 1260A-6R; 1260A-7R e 1260A-8R

3.3. Dati preliminari al Site ODP 1260

3.3.1. Dati magnetostratigrafici

L'analisi paleomagnetica del chalk argilloso dell'Eocene inferiore e del chalk marrone rossastro dell'Eocene inferiore-medio ha restituito un pattern di polarità che va dal tetto di Chron C24r alla base di Chron C23n. All'inizio dell'Eocene medio il chalk marrone rossastro mostra un pattern di polarità che si estende dalla sommità di Chron C22n fino alla base di C21n. (Figura 3.3.) Uno hiatus, che include Zone P9 a foraminiferi e Zone NP13 a nannofossili, sembra aver causato la sovrapposizione di due zone a polarità normale: la sommità di Chron C22n copre direttamente la base di Chron C23n. L'Eocene medio-superiore (40-185 mbsf) consiste prevalentemente in chalk bianco verdastro a foraminiferi e nannofossili; la magnetostratigrafia combinata dei due Holes ha restituito un pattern di

polarità dettagliato che corrisponde perfettamente ai Chrons C21n-C18r, provato ulteriormente dai dati paleontologici.

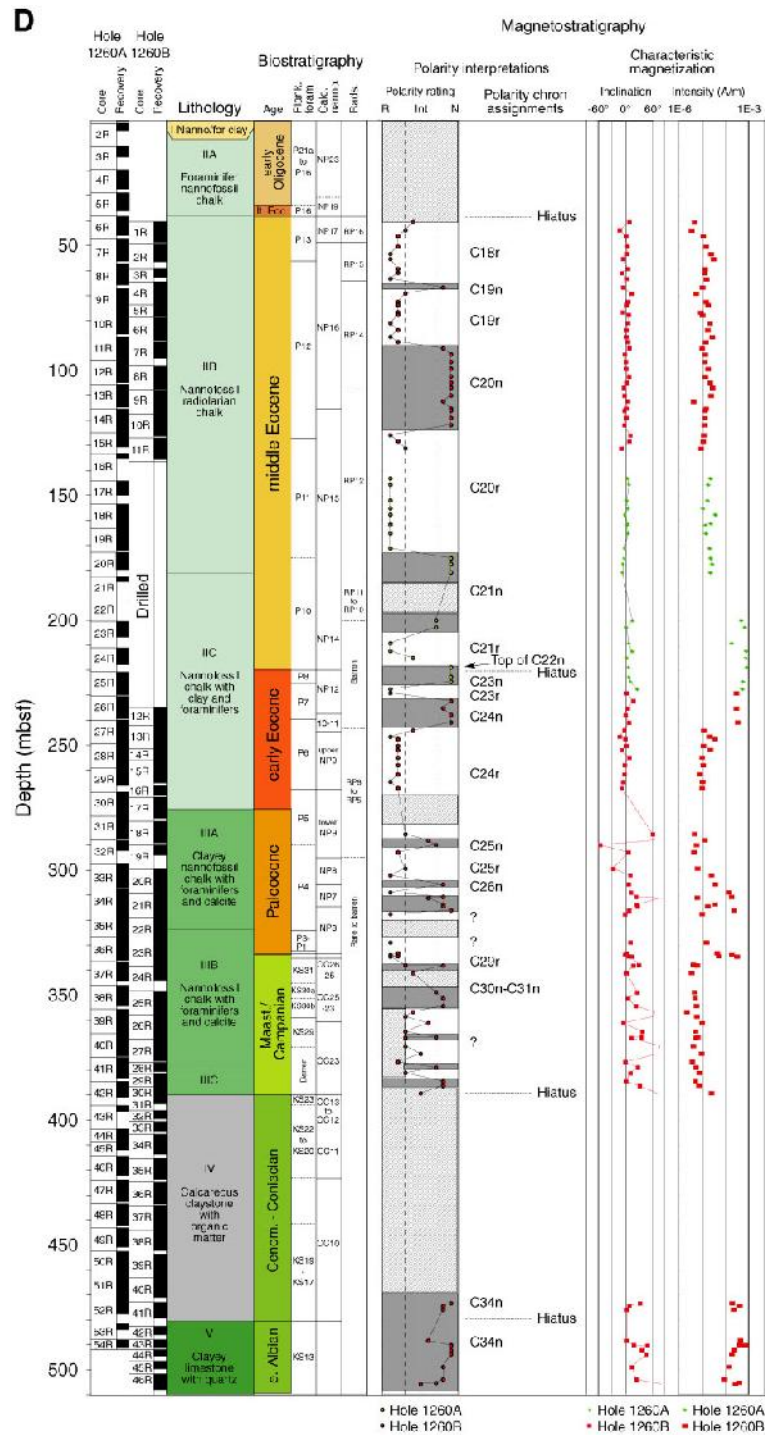


Figura 3.3.(da Yusuke Suganuma and James G. Ogg 2005) Hole 1260A e Hole 1260B (Eocene medio- Campaniano ed Albiano)

3.3.2. Dati biostratigrafici per l'intervallo di interesse

Il campione 207-1260A-5R-CC contiene un'associazione dell'Eocene superiore (Zone NP19/NP20) che include *Sphenolithus pseudoradians*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis* e *Discoaster tanii*. *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus* e *Reticulofenestra umbilicus* nel campione 207-1260A-6R-CC risalgono al tardo Eocene medio (Zone NP17). I campioni sottostanti, dal 207-1260A-7R-CC al 13R-CC, appartengono all'Eocene medio (NP16), contenendo *Chiasmolithus grandis*, *Sphenolithus furcatus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Discoaster lodoensis*, *Ericsonia formosa* e *Sphenolithus radians*. Basato sulla presenza di *Chiasmolithus grandis*, *Nannotetrina fulgens* e *Chiasmolithus gigas*, i campioni dal 207-1260A-14R-CC al 21R-2, 71 cm, sono stati assegnati all'Eocene medio (Zona NP15).

3.4. Metodi

Il materiale campionato al Site ODP 1260 è stato preparato con il metodo standard delle "smear slides". Il procedimento consiste nel prelevare una quantità minima di materiale e disporla su un vetrino "portaoggetto", precedentemente siglato con il codice del campione. In seguito, con una o due gocce di acqua distillata, si bagna il materiale e lo si lavora con una cannuccia di plastica amalgamando il tutto. Si procede quindi a stendere il preparato fino ad ottenere fasce di differente densità. Una volta asciugato su una piastra preriscaldata a ca. 100° (Figura 3.3.), si sigilla il vetrino "portaoggetto" con un vetrino "coprioggetto" con l'ausilio di un adesivo ottico ad alto indice di rifrazione (Norland). Il vetrino ottenuto viene esposto alla radiazione di una lampada a raggi ultravioletti (Figura 3.4.).

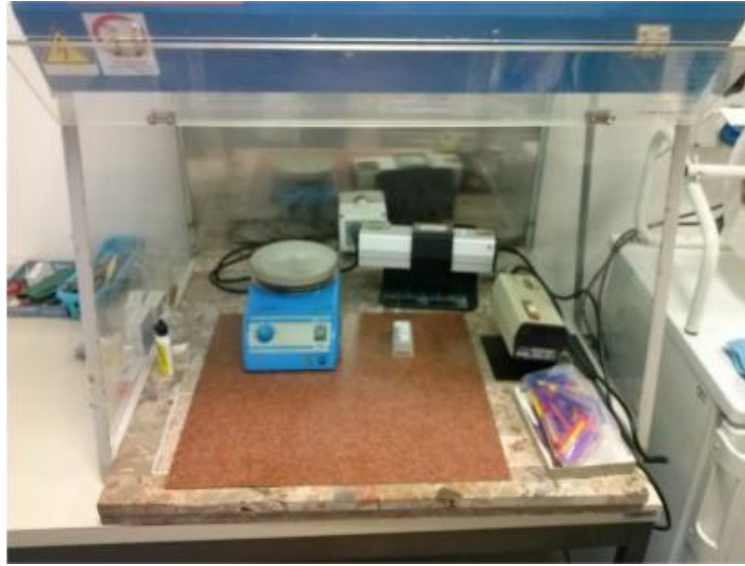


Figura 3.4: Piano di lavoro per la preparazione delle smear-slides. Particolare della piastra preriscaldata e delle lampade a raggi ultravioletti.

Il materiale è pronto per essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore (Figura 3.5.). Per la corretta determinazione dei nannofossili calcarei, gli esemplari vanno osservati sia a nicol paralleli che a nicol incrociati, al fine di riconoscere le diverse caratteristiche diagnostiche di ogni forma.

E' stata eseguita dapprima un'analisi qualitativa, sull'abbondanza e sul grado di preservazione dei nannofossili. In un secondo momento si sono effettuati diversi tipi di conteggio, per un'analisi quantitativa. Il primo di questi prevede la stima delle abbondanze relative e consiste nel contare almeno 300 esemplari, di cui verrà successivamente calcolata l'abbondanza relativa (in %, Pospichal, 1991). Un secondo calcolo, invece, prevede la stima semiquantitativa delle abbondanze dei vari taxa e si esegue contando il numero di esemplari di uno stesso taxon su un'area corrispondente a 1 mm^2 (Backman & Shackleton, 1983). E' stato utilizzato questo metodo per evidenziare l'eventuale presenza di alcuni marker biostratigrafici rari. L'ultimo conteggio effettuato consiste nel contare un

determinato numero di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica (ad es. 100 sfenoliti; Rio et al., 1990).

Le biozonature adottate in questa tesi sono quelle proposte da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), a cui si aggiunge il recente schema proposto da Agnini et al., (2014). I concetti tassonomici seguiti per la determinazione dei taxa fanno riferimento a quelli esposti in Perch-Nielsen (1985), ove non diversamente specificato. Inoltre, si forniscono delle microfotografie dei taxa più significativi, al fine di chiarire ulteriormente i concetti tassonomici adottati. (Appendice-Tavole I-II). I risultati ottenuti dal conteggio dei campioni sono stati analizzati sia con un approccio biostratigrafico che paleoecologico. Per quanto riguarda il primo si sono utilizzati grafici sviluppati con il software Grapher ed elaborati con il programma Adobe Illustrator; si sono così individuate le variazioni in termini di presenza/abbondanza nell'associazione e all'interno dei singoli taxa o categorie tassonomiche.



Figura 3.5.: Microscopio ottico polarizzatore utilizzato per l'analisi dei campioni precedentemente preparati in laboratorio.

4. INTRODUZIONE ALLA BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCARIE E ALLA BIOCRONOLOGIA

4.1. Definizione e affidabilità di un biorizzonte

I biorizzonti, secondo la Guida Internazionale di Nomenclatura stratigrafica (Salvador, 1994), sono identificabili come cambiamenti a livello paleontologico, osservati in una successione sedimentaria. Gli eventi biostratigrafici possono essere controllati dall'evoluzione organica (non ripetitivi) o dall'evoluzione ambientale (ripetitivi). I primi sono veri e propri eventi di comparsa/scomparsa evolutiva, mentre i secondi sono controllati da fattori locali come:

- Fenomeni di comparsa/scomparsa per migrazione o esclusione ambientale
- Intervalli di abbondanza/assenza
- Variazioni morfologiche
- Fluttuazioni di abbondanza

Un evento biostratigrafico affidabile deve mantenere la stessa spaziatura temporale (spacing) e la stessa successione relativa (ranking) fra le diverse successioni e all'interno della stessa successione, tra autori diversi. Le caratteristiche che discriminano il fatto che un evento sia affidabile o meno sono:

- Facile riconoscimento della specie che definisce l'evento
- Abbondanza di tale specie
- Distribuzione continua
- Possibilità di rimaneggiamento
- Potenziale di preservazione
- Tracciabilità
- Possibilità di effettuare buone correlazioni temporali

4.1.1. Biorizzonti utilizzati

In questa tesi si è scelto di adottare per i biorizzonti la recente nomenclatura proposta da Backman et al., (2012) al fine di evitare i comuni fraintendimenti causati dai precedenti acronimi. In letteratura si utilizzano spesso biorizzonti quali First Occurrence (FO) e Last Occurrence (LO), ma altrettanto frequentemente si ritrovano i termini Lowest Occurrence (LO) e Highest Occurrence (HO). E' evidente come lo stesso acronimo LO vada ad assumere due significati opposti. Per tali motivi si preferisce fare riferimento alla suddetta nomenclatura che include i seguenti biorizzonti:

- Base = B
- Base common and continuos = Bc
- Top = T
- Top common and continuos = Tc
- Cross-over = X

I suddetti termini verranno quindi utilizzati per la descrizione dei biorizzonti nel prossimo capitolo. Il posizionamento di ogni biorizzonte sarà effettuato utilizzando il punto medio. Ad esempio, nel caso della scomparsa del taxon (x), il biorizzonte B(x) sarà posizionato nel punto medio fra l'ultimo campione in cui il taxon (x) è assente e il primo campione in cui il taxon (x) è presente. In modo analogo, nel caso di scomparsa del taxon (x), il biorizzonte T(x) verrà posizionato fra l'ultimo campione in cui il taxon (x) è presente e il primo campione in cui il taxon (x) è assente.

4.2. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei per l'Eocene medio

Le biozonature utilizzate comunemente per l'Eocene medio e superiore sono quelle di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). Queste sono basate su lavori pionieristici di Hay et al. (1967), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970, 1973), Roth et al (1970) e Bukry (1973,1975). Nell'intervallo di tempo analizzato in questa tesi, Martini (1971) codifica le biozone con la sigla "NP" (Nannoplankton Paleogene) ordinandole in una serie progressiva. Un'ulteriore codifica, anch'essa estesa a tutto il Cenozoico, è stata proposta da Bukry (1973) utilizzando principalmente studi da lui svolti all'interno del progetto Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Bukry,1970,1971,1973,1975a). Sulla base di tali dati, nel 1980, è stata pubblicata da Okada & Bukry una versione revisionata della precedente biozonatura. In questa si utilizza la sigla di codifica "CP" (Coccoliths Paleogene) per le biozone, seguita dalle lettere a,b,c per l'identificazione delle sottozone e, infine, da un numero progressivo. E' stata recentemente pubblicata una nuova biozonatura per il Paleogene, valida per le basse e medie latitudini (Agnini et al., 2014). Si è infatti notato come alcuni biorizzonti presenti nelle precedenti zonature si siano rivelati non sempre affidabili. Le cause di tale scarsa affidabilità sono essenzialmente due:

- Alcuni marker biostratigrafici utilizzati sono rari e non sempre presenti in campioni con una preservazione buona
- Alcuni biorizzonti non sembrano rispettare lo stesso ranking e/o spacing (Agnini et al., 2014). Tuttavia negli anni sono stati individuati eventi biostratigrafici che mostrano un'affidabilità maggiore. (e.g., Fornaciari et al., 2010; Toffanin et al., 2013) (Figura 4.1).

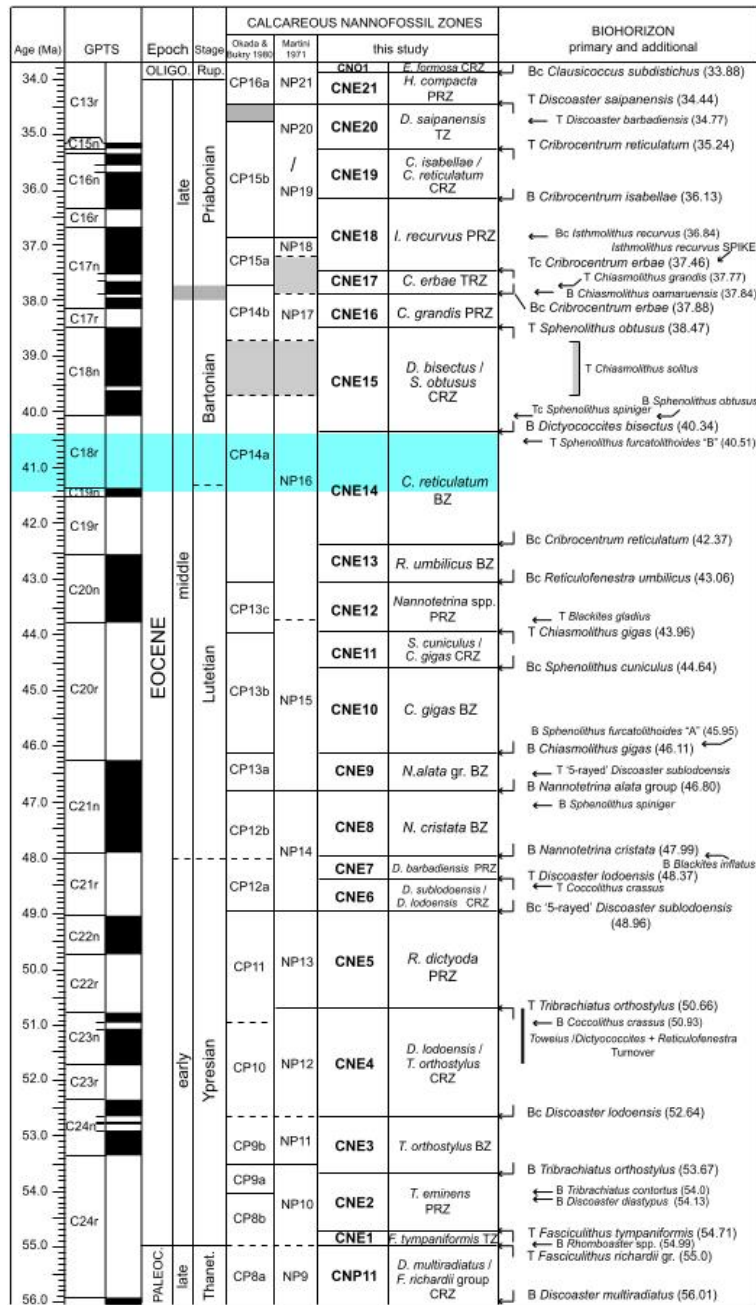


Figura 4.2: Le biozone CN e i biorizzonti a nannofossili calcarei proposti per l'Eocene da Agnini et al. (2014) sono riportati con le biozonature di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). La Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) è quella proposta da Cande & Kent (1995; CK95) e da Pälike et al. (2006). Le bande grigie rappresentano l'incertezza nel definire i limiti cronostratigrafici e di biozona, mentre il riquadro azzurro evidenzia l'intervallo considerato in questa tesi in base ai biorizzonti riconosciuti (modificato da Agnini et., 2014)

4.3. Cenni di biocronologia

La biostratigrafia è il ramo della stratigrafia che ha lo scopo di assegnare età relative a pacchi di strati sulla base del loro contenuto paleontologico, cioè sulla base di biorizzanti/bioeventi. La biocronologia, a differenza della biostratigrafia, è in grado di stimare/calibrare, per i biorizzanti considerati, un'età assoluta (e.g. B e T; Salvador, 1994). Un singolo dato biocronologico di solito non è sufficiente per la determinazione del grado di affidabilità del biorizzante stesso; dati provenienti da aree diverse e/o contesti deposizionali diversi possono dare calibrature diverse. Uno degli aspetti più particolari dell'intervallo considerato è che, di fatto, non esiste una Geological Time Scale (GTS) definitiva, ma piuttosto questa viene continuamente modificata. Se per il Neogene la GTS universalmente riconosciuta è quella proposta da Lourens et al. (2004), per gli intervalli più antichi del Cenozoico ve ne sono diverse (Cande & Kent, 1995; GTS 2004,2012; Pälike et al., 2006, ...). Se la posizione all'interno del chron è un elemento oggettivo, l'età dei limiti di chron varia a seconda della GTS adottata. La posizione di un biorizzante all'interno del chron è sempre uguale indipendentemente dalla GTS utilizzata.

5. RISULTATI E DISCUSSIONE

5.1. Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site ODP 1260 durante l'Eocene medio

Al Site ODP 1260, il contenuto fossilifero dei campioni analizzati è generalmente abbondante e la preservazione è buona lungo tutta la successione studiata. Tre campioni posti rispettivamente a 39.77, 41.07 e 46.47 mcd non sono stati utilizzati in questo studio data l'insufficiente quantità di materiale a disposizione. Nei campioni analizzati, il genere *Reticulofenestra* è sempre molto abbondante all'interno dell'associazione, mentre *Sphenolithus*, *Zygrabliothus*, *Coccolithus*, *Discoaster* e *Ericsonia* sono comuni; altri generi, quali ad esempio *Chiasmolithus*, *Cyclicargolithus*, *Cribo centrum* e *Dictyococcites*, sono invece elementi accessori dell'associazione.

Seguendo il modello di età proposto da Westerhold & Röhl (2013), la successione analizzata al Site ODP 1260 copre un intervallo di ca. 1.3 Myr a cavallo del *MECO*, da 39.82 a 41.1 Ma. Dati disponibili dalla Tetide (Toffanin et al., 2013) mostrano che durante questo intervallo di tempo si possono riconoscere un cospicuo numero di biorizzonti che possono quindi essere utilizzati come framework biostratigrafico e correlati ai cambiamenti registrati negli isotopi stabili di ossigeno (^{18}O) e carbonio (^{13}C). I dati biostratigrafici raccolti sono stati confrontati con la letteratura e integrati con i dati magnetostratigrafici (Suganuma & Ogg 2006; Edgar et al., 2010) e geochimici (i.e., ^{18}O e ^{13}C) (Sexton et al., 2006; Edgar et al., 2010) disponibili per il Site ODP 1260.

5.2. Biostratigrafia e biocronologia a nannofossili calcarei al Site ODP 1260

La biostratigrafia è la disciplina all'interno della stratigrafia che si occupa di assegnare età relative a pacchi di strati sulla base del loro contenuto paleontologico, ovvero sulla base di biorizzonti/bioeventi. La biocronologia si distingue dalla biostratigrafia in quanto quest'ultima è in grado di stimare/calibrare un'età assoluta per i biorizzonti presi in considerazione (e.g., B e T; Salvador, 1994). Un singolo dato biocronologico spesso non è sufficiente alla determinazione del grado di affidabilità del biorizzonte stesso, infatti dati provenienti da aree diverse e/o setting deposizionali diversi possono restituire calibrature diverse.

5.2.1. Risultati biostratigrafici

5.2.1.1. I biorizzonti delle biozonature standard

Nel seguente paragrafo vengono descritti i biorizzonti utilizzati nelle zonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) che sono stati riconosciuti nell'intervallo studiato. La posizione dei biorizzonti è riportata in Tabella 5.1. Per ogni campione si fornisce Site, Hole, Core, Top Interval, Bottom Interval, Top Depth (rmcd) e mean age interval (Ma). Inoltre, nelle Tavole I e II sono fornite le microfotografie dei taxa più significativi dal punto di vista biostratigrafico.

Base *Reticulofenestra umbilicus* (base Zona CP14a)

La base della Subzona CP14a (Okada & Bukry, 1980), definita dalla comparsa di *R. umbilicus*, viene spesso utilizzata per approssimare la base della Zona NP16 (Martini, 1971). Nel materiale analizzato, il taxon è presente dal primo (1260A-8-5, 137 cm; Top depth 65.07 rmcd) all'ultimo campione investigato (1260A-6-1, 7 cm Top depth 38.27 rmcd). Okada & Bukry (1980) suggeriscono come biorizzonti aggiuntivi utili a definire la base e il tetto della Subzona CP14a rispettivamente la comparsa (B) e la scomparsa (T) di *Discoaster bifax*. Tuttavia questo taxon non è stato osservato nella successione analizzata e quindi non è stato utilizzato in questo lavoro.

Top *Chiasmolithus solitus* (base Zona NP17 e Zona CP14b)

Sia nella zonatura standard di Martini (1971) che nello schema proposto da Okada & Bukry (1980) la scomparsa (T) di *C. solitus* è utilizzata per definire le basi rispettivamente della biozona NP17 e della Subzona CP14b. I dati di letteratura evidenziano che l'evento è fortemente problematico e, molto spesso, difficilmente riconoscibile, a causa della scarsa e discontinua presenza di *C. solitus* (Perch-Nielsen, 1985; Berggren, 1995; Villa et al., 2008; Agnini et al., 2014). La scomparsa di questo taxon sembra essere un evento diacrono in quanto la posizione di questo biorizzonte varia tra la parte inferiore del Chron C18n.2n ed il Chron C18n.1n. (Agnini et al., 2014). Al Site ODP 1260, *C. solitus* è presente e continuo dalla base (1260A-8-5, 137 cm, Top depth 65,07 rmcd) fino al tetto (1260A-6-1, 7 cm, Top depth 38.27 rmcd) della successione analizzata.

5.2.1.2. I biorizzonti aggiuntivi

I biorizzonti utilizzati nelle biozonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) classificano la sezione studiata al Site ODP 1260 rispettivamente entro la Zona NP16 e la Subzona CP14a. Allo scopo di migliorare la risoluzione

biostratigrafica fin qui acquisita sono stati utilizzati alcuni biorizzonti addizionali recentemente proposti da Fornaciari et al. (2010) e Agnini et al. (2014).

Base *Cribocentrum reticulatum* (base Zona CNE14)

La biozonatura di Agnini et al. (2014) utilizza la Bc di *C. reticulatum* per definire la base della Zona CNE14. Questa biozona corrisponde alla parte centrale della Zona NP16 e della Subzona CP14a. La calibratura di questo evento rispetto alla Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) risulta contraddittoria. Secondo Berggren et al. (1995), questo biorizzonte cade entro il Chron C19n, tuttavia Wei & Wise (1990) hanno documentato la comparsa di *C. reticulatum* dopo la base Chron C18n.2n. Recentemente, Agnini et al. (2014) hanno stimato per la Base di *C. reticulatum* un'età di 42.37 Ma (Chron C19r). Al Site ODP 1260, *C. reticulatum* è presente lungo tutta la sezione investigata. Nella successione studiata, il taxon è generalmente scarso e discontinuo e la preservazione talvolta moderata a causa di processi di dissoluzione. Al contrario, nella parte alta della sezione analizzata, il taxon è più comune e mostra una buona preservazione.

Top *Sphenolithus furcatolithoides* (base Zona MNP16B)

L'evento di scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* si colloca, alle medie latitudini, nella parte alta del Chron C18r (Fornaciari et al., 2010). Perch-Nielsen (1985) lo propone come possibile biorizzonte per definire rispettivamente le basi della Zona NP17 (Martini, 1971) e della Subzona CP14b (Okada & Bukry, 1980). In Fornaciari et al. (2010), il Top di *S. furcatolithoides* definisce la base della Subzona MNP16B (corrispondente alla parte superiore della Zona NP17 (Martini, 1971). La biozonatura di Agnini et al. (2014) colloca questo evento nella parte alta della Zona CNE14. Al Site ODP 1260 *S. furcatolithoides* è presente in modo continuo e comune fino al campione 1260A-7-3, 77 cm (Top depth 51.77 rmcd). Nell'intervallo fra Top depth 51.77 rmcd e Top depth 47.37 rmcd, il taxon è

presente in modo continuo ma diminuendo progressivamente in abbondanza. Dal campione 1260B-1-5, 77 cm (Top depth 46,7 rmcd), *S. furcatolithoides* è assente; eccezion fatta per il campione 1260A-6-3, 27 cm (Top depth 41.47 rmcd). L'estinzione di questo taxon è quindi posta tra l'ultimo campione in cui *S. furcatolithoides* è presente (1260B-1-5, 117 cm, Top depth 47.37 rmcd) e il primo campione ove esso è assente 1260B-1-5-77cm, Top depth 46.97 rmcd).

Base *Dictyococcites hesslandii*

Dati di letteratura indicano che la scomparsa di *S. furcatolithoides*, è seguita da un altro evento biostratigrafico ben documentato in numerose successioni: la comparsa comune e continua Bc di *D. hesslandii* (Backman, 1987; Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2011). Sulla base della biozonatura di Agnini et al. (2014) questo evento (Bc) si colloca nella porzione superiore della Zona CNE14. Nei campioni studiati, *D. hesslandii* è raro e discontinuo dal campione 1260B-1-4, 47 cm (Top depth 45.17 rmcd). Nonostante il riconoscimento di alcuni esemplari, la distribuzione sporadica di questo taxon non consente di definire la posizione della comparsa comune e continua, dato che è stato invece documentato in numerose successioni degli oceani Atlantico e Pacifico (Backman, 1987; Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2011; 2014).

Base *Dictyococcites bisectus* (base Zona CNE15 e base Subzona MNPI6b)

La comparsa comune e continua di *D. bisectus* è considerata un evento affidabile. Tuttavia il suo utilizzo in biostratigrafia è relativamente recente a causa delle ambiguità tassonomiche legate a questo taxon (Wei & Wise, 1989). Malgrado i problemi tassonomici se si segue una definizione biometrica (asse maggiore > 10 µm) si ottiene una distribuzione stratigrafica consistente con i dati già disponibili in letteratura (Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2011; Agnini et al., 2014). La comparsa di *D. bisectus* generalmente coincide con l'aumento di abbondanza di

D. hesslandii (solitamente riportato in letteratura nella parte superiore della Zona NP16) e segna la base della Zona CNE15 nella biozonatura di Agnini et al. (2014) e della Subzona MNP16Bb nella biozonatura proposta da Fornaciari et al. (2010). Al Site ODP 1260, *D. bisectus* è assente e di conseguenza questo biorizzonte non è stato riconosciuto.

Base e Base comune *Sphenolithus predistentus*

In letteratura, la comparsa (B) di *Sphenolithus predistentus* è riportata nella parte bassa della Zona CNE15 (Agnini et al., 2014). Nei campioni analizzati sono state distinte diverse varianti morfologiche di *S. predistentus* (i.e., morfotipi A, B, C e D). Gli esemplari attribuiti a *Sphenolithus predistentus* morfotipo A hanno tutte le caratteristiche strutturali e morfologiche indicate nella descrizione originale (Bramlette & Wilcoxon, 1967) e sono state utilizzate per definire la base di questo taxon. *Sphenolithus predistentus* morfotipo B è la forma più primitiva e la sua comparsa precede, anche se di poco, la comparsa del morfotipo A. Il morfotipo B si distingue dal morfotipo A per la maggior larghezza delle spine apicali. I morfotipi C e D non mostrano importanza biostratigrafica ma sono stati distinti in base ad alcuni caratteri morfologici; in particolare, nel morfotipo C, le spine apicali si dispongono a formare un triangolo isoscele mentre nel morfotipo D le spine apicali formano un profilo biconcavo. Nei campioni analizzati, la Base di *S. predistentus* è posizionata fra il campione 1260A-7-2, 137 cm (Top depth 50.87 rmcd) ed il campione 1260A-7-2, 57 cm (Top depth 50.07 rmcd). Sulla base del pattern di abbondanza di questo taxon è possibile definire anche un secondo biorizzonte, la comparsa comune e continua (Bc) di *S. predistentus*. In particolare questo bioevento è posto fra il campione 1260B-1-5, 147 cm (Top depth 47.67 rmcd) ed il campione 1260B-1-5, 117 cm (Top depth 47.37 rmcd).

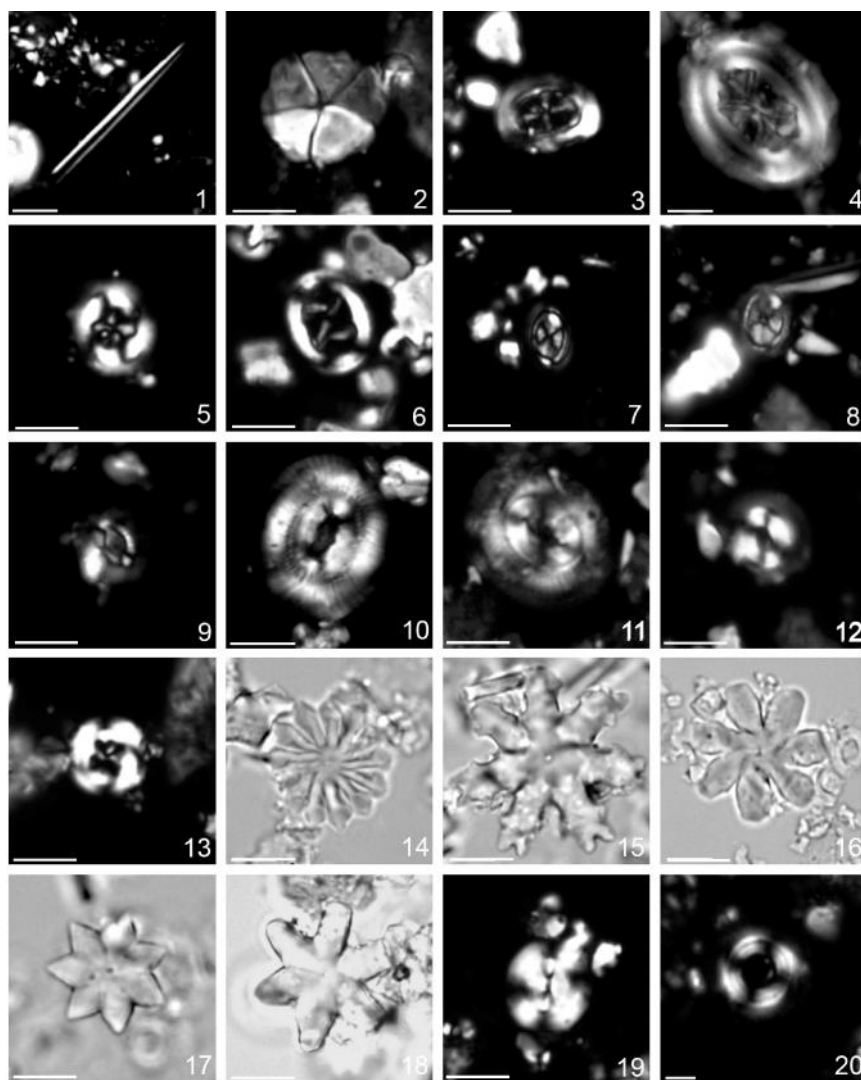
Top e Top comune di *Sphenolithus spiniger* (base Subzona MNP16Bc)

Il Tc di *S.spiniger* è stato proposto come biorizzonte da Fornaciari et al. (2010) e definisce, in questa biozonatura, la base della Subzona MNP16Bc. Nella successione analizzata non è stato rinvenuto il Tc di questo taxon; tuttavia si assiste ad una progressiva diminuzione delle abbondanze a partire dal campione 1260A-6-2, 7cm (Top depth 39.77 rmcd). In controtendenza, l'ultimo campione analizzato 1260A-6-1, 7cm (Top depth 38.27 rmcd) mostra abbondanze di nuovo comuni per *S. spiniger*.

Base *Sphenolithus obtusus* (base MNP17A)

Nella biozonatura di Fornaciari et al. (2010), la comparsa di *Sphenolithus obtusus* definisce la base della Subzona MNP17A. Tuttavia la base del taxon risulta non sempre sincrona in letteratura (Fornaciari et al. 2010). In particolare è riportata una presenza sporadica e discontinua prima della definitiva comparsa comune e continua del taxon (Toffanin et al. 2013; Agnini & Costa, 2014; Agnini et al., 2014). Nel materiale analizzato, non sono stati riconosciuti esemplari sicuramente attribuibili a *S. obtusus*, sebbene forme affini a questo taxon, qui ascritte a *S. cf. obtusus*, siano state osservate in maniera discontinua e sporadica a partire dal campione 1260A-6-2, 107 cm (Top depth 40.77 rmcd).

Plate I



*Plate I: Microfotografie di nannofossili calcarei dal Leg ODP 207, Site 1260 nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 5 μ m. Microscopio ottico a 1250 ingrandimenti (nicol incrociati = NI; nicol paralleli = NP) 1. *Blackites* spp., NI, 1260A-6-4,147cm; 2. *Braarudosphaera* spp., NI, 1260A-8-4,97cm; 3. *Campylosphaera dela*, NI, 1260A-7-6,47cm; 4. *Chiasmolithus grandis*, NI, 1260B-1-4,77cm; 5. *Chiasmolithus nitidus*, NI, 1260A-7-4,97cm; 6. *Chiasmolithus solitus*, NI, 1260A-7-4,97cm; 7. *Clausicoccus subdistichus*, NI, 1260B-1-4, 127cm; 8. *Clausicoccus vanheckiae*, NI, 1260B-1-4,127cm; 9. *Coccolithus cachaoui*, NI, 1260B- 1-5,77cm; 10. *Coccolithus eopelagicus*, NI, 1260A-8-4,97cm; 11. *Coccolithus miopelagicus*, NI, 1260-7-4,97cm; 12. *Coccolithus pelagicus*, NI, 1260B-1-4,77cm; 13. *Cribrocentrum reticulatum*, NI, 1260A-7-3,147cm; 14. *Discoaster barbadiensis*, NP, 1260A-6-4,137cm; 15. *Discoaster distinctus*, NP, 1260A-6-4,107cm; 16. *Discoaster gemmifer*, NP, 1260A-7-4,97cm; 17. *Discoaster saipanensis*, NP, 1260A-7-4,97cm; 18. *Discoaster taniü*, NP, 1260A-8-3-67cm; 19. *Dictyococcites hesslandii*, NI, 1260B-1-4,47cm; 20. *Ericsonia formosa*, NI, 1260A-8-3,7cm.*

Plate II

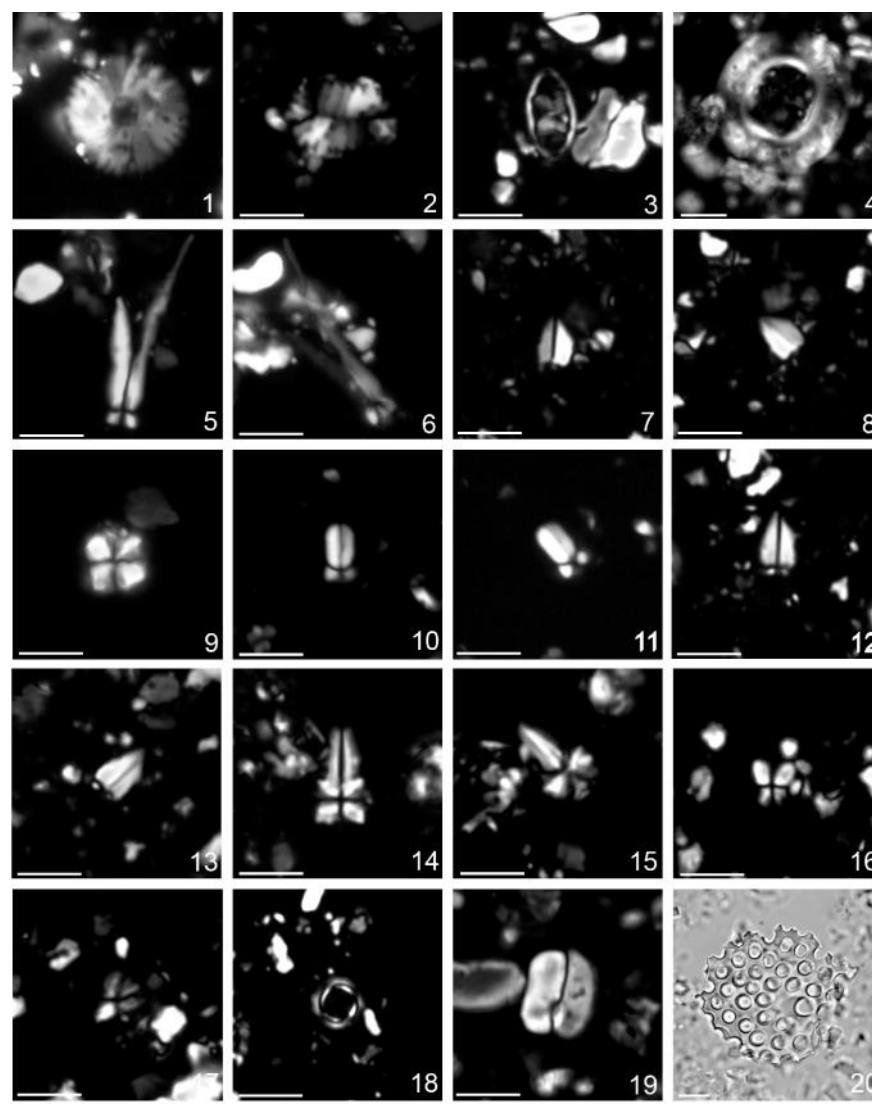


Plate II: Microfotografie di nannofossili calcarei dal Leg ODP 207, Site 1260 nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 5 μ m. Microscopio ottico a 1250 ingrandimenti (nicol incrociati = NI; nicol paralleli = NP) **1.** *Hayella* spp., NI, 1260B-1-4,77cm; **2.** *Lanternithus minutus*, NI, 1260A-8-3,67cm; **3.** *Neococcolithes dubius*, NI, 1260B-1-5,77cm; **4.** *Reticulofenestra umbilicus*, NI, 1260A-7-4,97cm; **5,6.** *Sphenolithus furcatolithoides* 0°,45°, NI, 1260A-8-2,37cm; **7,8.** *Sphenolithus intercalaris* 0°,45°, NI, 1260A-1-5,77cm; **9.** *Sphenolithus moriformis*, NI, 1260A-8-3,67cm; **10,11.** *Sphenolithus* cf. *obtusus* 0°,45°, NI, 1260A-6-1,37cm; **12,13.** *Sphenolithus predistentus* morfotipo A, 0°,45°, NI, 1260B-1-5,77cm; **14,15.** *Sphenolithus radians*, 0°,45°, NI, 1260A-7-6,47cm; **16,17.** *Sphenolithus spiniger*, 0°,45°, NI, 1260B-1-5,77cm; **18.** *Umbilicosphaera* spp., NI, 1260B-1-5,77cm. **19.** *Zyghrablithus bijugatus*, NI, 1260A-7-4,97cm, **20.** Frammento di radiolare, NP, 1260A-6-4,107cm.

5.2.1.3. Classificazione biostratigrafica della sezione studiata

La simultanea presenza di *R. umbilicus* e *C. solitus* indica che la successione appartiene alla Zona NP 16 di Martini (1971). Inoltre, l'assenza di *B. gladius* e la presenza di *C. solitus* indicano che la sezione appartiene alla Subzona CP14a di Okada & Bukry (1980).

Seguendo la biozonatura di Agnini et al., (2014), la successione può essere inquadrata nella parte superiore della Zona CNE14, per la presenza di *C. reticulatum* e l'assenza di *D. bisectus*. Al Site ODP 1260, la base di *D. bisectus* non è stata identificata, tuttavia l'estinzione di *S. furcatolithoides*, la progressiva diminuzione nelle abbondanze di *S. spiniger* e la presenza di *S. cf. obtusus* suggeriscono che il top della sezione documenti la parte alta della Zona CNE14. Infine, seguendo Fornaciari et al. (2010), la sezione analizzata è ascrivibile alla Subzona MNP16A per la presenza di *R. umbilicus* e *S. furcatolithoides* e alla parte inferiore della Subzona MNP16Ba per l'assenza di *S. furcatolithoides* e di *D. bisectus*.

5.3. Biocronologia a nannofossili calcarei al Site ODP 1260.

5.3.1. Age model

Le età dei biorizzonti a nannofossili calcarei sono state calcolate utilizzando due diversi modelli di età, il primo basato su dati magnetostratigrafici (Suganuma & Ogg., 2006; Edgar et al., 2010) e il secondo su analisi ciclistratigrafiche (Westerhold & Röhl, 2013).

- Modello I (Edgar et al., 2010): i dati analizzati nel lavoro di Edgar et al., 2010 ai Sites ODP 1252 (Oceano Atlantico nord occidentale) e 1260 (Oceano Atlantico equatoriale) dimostrano una durata del *MECO* di ca. 750 kyr con valori minimi di ^{18}O raggiunti a 40.1 Ma per ca. 40 kyr. Questa fase coincide con un marcato incremento nelle abbondanze del foraminifero planctonico *Orbulinoides beckmanni*, che definisce la base e il tetto della Zona E12 (Berggren & Pearson, 2005). Nuovi record (Edgar et al., 2010) rivelano che la comparsa di *O. beckmanni* è un evento diacrono. Infatti questo biorizzonte viene documentato a ca. 41 Ma nell'area equatoriale, mentre nelle aree subtropicali la comparsa di *O. beckmanni* risulta ritardata di ca. 500 kyr. Inoltre, la scomparsa di questo taxon viene stimata a 39.5 Ma e risulta quindi essere più recente rispetto alle età già pubblicate, aumentando così la durata della Zona E12 di ca. 400 kyr. Viste le affinità tropicali di *O. beckmanni*, l'espansione di questo taxon verso latitudini più alte può essere interpretata come una risposta al riscaldamento globale delle acque oceaniche superficiali durante il *MECO*. Nel modello I sono state identificate nove magnetozone distinte tra 0 e 150 mcd (meter composite depth; Edgar et al., 2010). Il pattern di polarità risultante ha permesso una correlazione con la *GPTS* (Geomagnetic Polarity Time Scale) compresa tra i Chron C19r e C17r. Da 150 a 90 mcd l'interpretazione ricavata è in buon accordo con i record pubblicati (Schipboard Scientific Party, 1998; Ogg & Bardot, 2001); Da 90 mcd, i due modelli si discostano essenzialmente per una diversa interpretazione all'interno del Chron C 18n.
- Modello II (Westerhold & Röhl, 2013): Questo modello utilizza proprietà fisiche e chimiche dei sedimenti tra cui il contenuto di Fe stimato grazie ad analisi di fluorescenza a raggi X. Questi dati hanno consentito uno sviluppo di un modello ciclostratigrafico in un intervallo ca. 4 Myr compreso dal tardo Luteziano al Bartoniano inferiore. I risultati di questo studio hanno permesso di compilare una revised composite section (*rCS*) che fornisce nuove informazioni sull'età e la durata di importanti eventi

paleoceanografici e sulle possibili relazioni con i fattori astronomici. In questo studio, il pattern di modulazione dell'eccentricità ricavato dal record del ferro è stato confrontato con le ultime soluzioni orbitali (Laskar 2010 e Lasker 2011) e gli autori mostrano un consistente minimo di eccentricità molto lungo centrato a ca. 40.2 Ma. Come sottolineato dagli autori (Westerhold & Röhl, 2013) il trend di riscaldamento registrato durante il *MECO*, il cui inizio è datato a 40.5 Ma, coincide quindi con un minimo di eccentricità. Minimi di eccentricità producono minor contrasto termico stagionale, e in particolare, cambiamenti marcati nelle precipitazioni. Secondo Westerhold & Röhl (2013), una prolungata (ca. 400 kyr) diminuzione delle precipitazioni avrebbe causato una minore efficienza del weathering nelle zone tropicali e, conseguentemente, un minor input di soluti verso oceano e una risalita della *CCD*. Gli autori concludono evidenziando un secondo minimo di eccentricità identificato a ca. 43 Ma, tuttavia questo minimo non sembra raggiungere l'intensità del precedente.

Seguendo il Modello I (Edgar et al., 2010), la successione analizzata (Top depth 65.07-38.27 rmcd) documenta la parte superiore del Chron C19n e il Chron C18r. La base della sezione ha un'età di 41.31 Ma e il tetto ha un'età di 40.14 Ma, per una durata totale di ca. 1.17 Myr. Secondo questo modello, il *MECO* sarebbe documentato dal suo inizio (ca. 40.6 Ma; Bohaty et al., 2009) fino quasi alla fase parossistica (ca. 40.1 Ma; Bohaty et al., 2009).

Seguendo il secondo modello proposto da Westerhold & Röhl (2013), la successione investigata (Top depth 65.07-38.27 rmcd) documenta la parte superiore del Chron C19n, il Chron C18r e la parte inferiore di Chron C18n, la base della sezione viene posta a 41.1 Ma mentre il tetto a 39.82 Ma per una durata totale di ca. 1.28 Myr. Secondo questo modello, il *MECO* sarebbe documentato dal suo inizio (ca. 40.6 Ma; Bohaty et al., 2009) fino al superamento della fase parossistica (ca. 40.1 Ma; Bohaty et al., 2009).

Edgar et al. (2010) utilizzano le calibrazioni della *GPTS* proposte da Cande & Kent (1992, 1995), secondo cui le basi di Chron C18r e dei Subchron C18n.2n e C18n.1r hanno rispettivamente un'età di 41.257, 40.13 e 39.631 Ma. Seguendo il modello I (Edgar et al., 2010), basato su dati magnetostratigrafici, la successione analizzata al Site ODP 1260 (41.31-40.14 Ma) non arriva a documentare la base di Subchron C18n.2n. Diversamente, in accordo al modello II (Westerhold & Röhl, 2013), basato sul conteggio dei cicli a partire dalla base di Chron C18r, la successione analizzata al Site ODP 1260 (41.1-39.82 Ma) documenta anche il tetto di Chron C18r e la base di Chron C18n.

I modelli descritti quindi presentano potenzialmente dei limiti, ma dal momento che si basano entrambi su dati solidi non è possibile escluderne uno a favore dell'altro; pertanto i dati biocronologici ottenuti verranno discussi attingendo ad entrambi i modelli ed integrando la discussione con i dati isotopici.

Base *Sphenolithus predistentus*

La comparsa di *S. predistentus* al Site ODP 1260 è stata calibrata a 40.66 Ma utilizzando il modello di Edgar et al., (2010) e a 40.43 Ma seguendo il modello di Westerhold & Röhl (2013). Quest'ultima calibratura non si discosta molto da quella attribuita allo stesso biorizzonte al Site 1052 (40.35 Ma; Fornaciari et al., 2010). In molti lavori di letteratura (ad es. Agnini et al., 2014), la B di *S. predistentus* viene registrata sopra il T di *S. furcatolithoides*; tuttavia questo biorizzonte non è tra i più affidabili: al Site ODP 1260, come accade anche al Site ODP 929E (Ceara Rise, Atlantico equatoriale; Menini, 2015), la comparsa di *S. predistentus* precede la scomparsa di *S. furcatolithoides*.

Top *Sphenolithus furcatolithoides*

Al Site ODP 1260, l'età stimata per il T di *S. furcatolithoides* è di 40.53 Ma seguendo il modello di Edgar et al., (2010) e di 40.24 Ma facendo riferimento al

lavoro di Westerhold & Röhl (2013). La calibratura ottenuta dal primo modello risulta molto consistente con i dati di letteratura (40.51 Ma, Agnini et al., 2014); (40.38 Ma, Fornaciari et al., 2010).

Base *Dictyococcites hesslandii*

Al Site ODP 1260 non è stata rinvenuta la comparsa comune e continua di *D. hesslandii* vista la presenza sporadica e discontinua del taxon. Nonostante le difficoltà nel posizionare questo biorizzonte, già discusse nella discussione, si è comunque cercato di utilizzare la Base di *D. hesslandii* a fini biocronologici. La comparsa di questo taxon viene posta a 45.32 rmcd, in corrispondenza alla presenza dei primi esemplari ascrivibili a questa specie. L'età di questo biorizzonte è calibrata a ca. 40.45 Ma utilizzando il modello I (Edgar et al., 2010), mentre risulta essere di ca. 40.14 Ma usando il modello II (Westerhold & Röhl, 2013). L'età stimata utilizzando il modello I sembra essere più consistente rispetto ai dati di letteratura esistenti per questo biorizzonte (40.35 Ma; Fornaciari et al., 2010).

Sulla base dei biorizzonti a nannofossili riconosciuti nella successione analizzata al Site ODP 1260, il modello di Edgar et al., (2010) risulta essere il più verosimile poichè fornisce per i biorizzonti discussi età più consistenti con i dati di letteratura (ad es. Agnini et al., 2014; Fornaciari et al., 2010), in particolare, la calibratura del T di *S. furcatolithoides* e della B di *D. hesslandii* è in buon accordo con i dati raccolti in altri lavori (Agnini et al., 2014; Fornaciari et al., 2010).

Nella successione analizzata al Site ODP 1260, il *ranking*, ovvero la posizione relativa tra biorizzonti, risulta sempre rispettato e i risultati sono consistenti a quelli già descritti in altri lavori (e.g., Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2014) e al vicino Site ODP 929 (Ceara Rise, Atlantico equatoriale; Menini, 2015). Per quanto riguarda lo *spacing*, un dato importante emerso dalle analisi biostratigrafica è la notevole spaziatura tra la scomparsa di *S. furcatolithoides* e la comparsa di *D. hesslandii*, stimata in ca. 80-100 kyr seguendo rispettivamente i

modelli di Edgar et al., (2010) e Westerhold & Röhl (2013). Tale spaziatura supera quella registrata al Site ODP 1252 (ca. 30 kyr, Fornaciari et al. 2010) e quella registrata al Site ODP 929E (Ceara Rise, Atlantico equatoriale; Menini, 2015). Dati provenienti dal Pacifico equatoriale (Toffanin et al. 2013), hanno evidenziato che la riposta delle associazioni a nannofossili calcarei durante il *MECO* include la scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* e la comparsa (B) di *D. bisectus*. Pälike et al. (2012) hanno messo in luce che durante il *MECO* si osserva uno shoaling della *CCD* di circa 1 km rispetto ai valori documentati nell'Eocene, almeno in area pacifica. Questi trend di variabilità della *CCD* sono stati osservati, se pur con minor risoluzione, in Atlantico settentrionale da Norris et al. (2014). Il mancato rispetto dello spacing e in particolare la limitata spaziatura fra i due biorizzonti osservata al Site 929 come pure al Site ODP 1052 (Fornaciari et al., 2010), potrebbe essere legata alla risalita della *CCD* durante il *MECO* (Menini, 2015). Al Site ODP 1260, la presenza di chiara spaziatura tra Top *S. furcatolithoides* e B *D.hesslandii* e l'assenza di *D. bisectus*, potrebbero testimoniare una minore dissoluzione dei carbonati al fondo. Questa ipotesi è supportata dal fatto che il Site ODP 1260 si trova a paleoprofondità (2500-2600 m; Westerhold & Röhl) minori del Site ODP 929 (profondità attuale di 4356 m; Curry et al., 1994). Al Site ODP 1260, l'evidenza di una risalita della *CCD* si presenta meno chiara, sebbene due eventi di diminuzione nel contenuto in carbonato siano stati riconosciuti entro la carota 1260A-6R (Figura 3.2).

Infine, il ritardo nella comparsa di *D. bisectus*, osservato sia al Site ODP 1260 che al vicino Site ODP 929 (Menini, 2015), potrebbero essere ricondotto a fattori squisitamente ecologici, ma ulteriori dati provenienti da dataset diversi sono necessari per confermare questa ipotesi.

Event	Species	Biozone	Top depth (mcd) top	Top depth (mcd) base	Top depth (mcd) mid point	Sample top	Sample base	Chron	Age (Ma) (Edgar et al, 2010)	Age (Ma) Westerhold & Röhl
B/Bc	<i>D. hesslandii</i>		45.17	45.47	45.32	I260B-1-4, 47	I260B-1-4, 77	C18r	40.45	40.14
T	<i>S. furcatolithoide</i>	MNP 16Ba	46.97	47.37	47.17	I260B-1-5, 77	I260B-1-5, 117	C18r	40.53	40.25
Bc	<i>S. predistentus</i>		47.37	47.67	47.42	I260B-1-5, 147	I260B-1-5, 117	C18r	40.55	40.27
B	<i>S. predistentus</i>		50.07	50.87	50.47	I260A-7-2, 57	I260A-7-2, 137	C18r	40.66	40.43

Tabella 5.1: Biorizzonti a nannofossili calcarei osservati al Site ODP 1260. Sono riportati, l'eventuale utilizzo biostratigrafico, la posizione (in mcd), il chron e l'età (in Ma) dei biorizzonti utilizzando Edgar et al. (2010) e Westerhold & Röhl (2013).

ODP SITE 1260

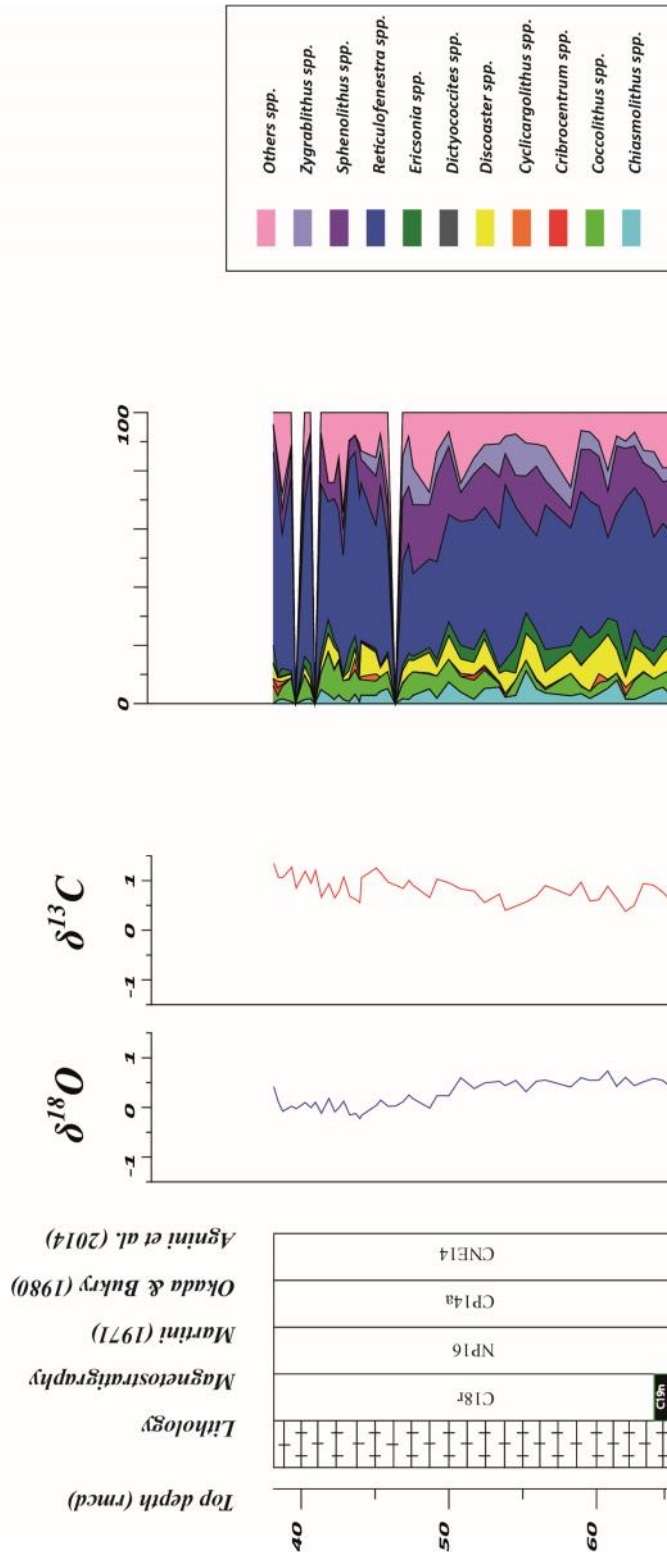


Figura 5.1.: grafico delle abbondanze relative (%) cumulative dei principali generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site ODP 1260. Sulla sinistra sono riportati : log litologico, magnetostratigrafia, biostratigrafia a nannofossili calcarei e andamento isotopico per l'intervallo studiato.

ODP SITE 1260

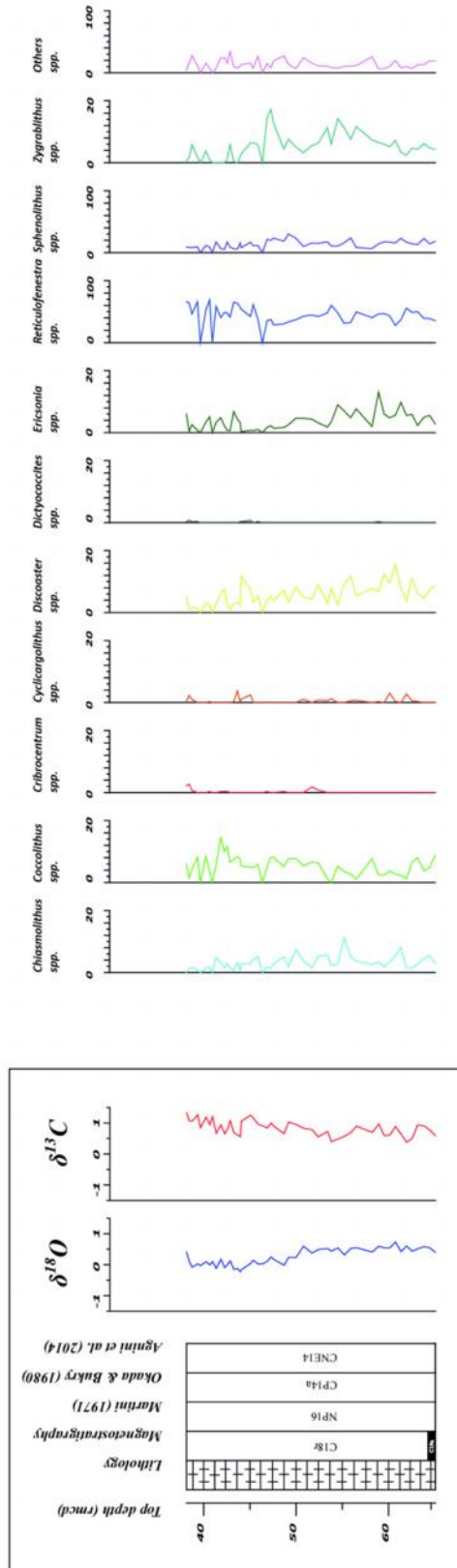


Figura 5.2.: abbondanze relative (%) dei generi principali che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site ODP 1260. Sulla sinistra sono riportati : log litologico, magnetostratigrafia, biostratigrafia a nannofossili calcarei e andamento isotopico per l'intervallo studiato.

ODP SITE 1260

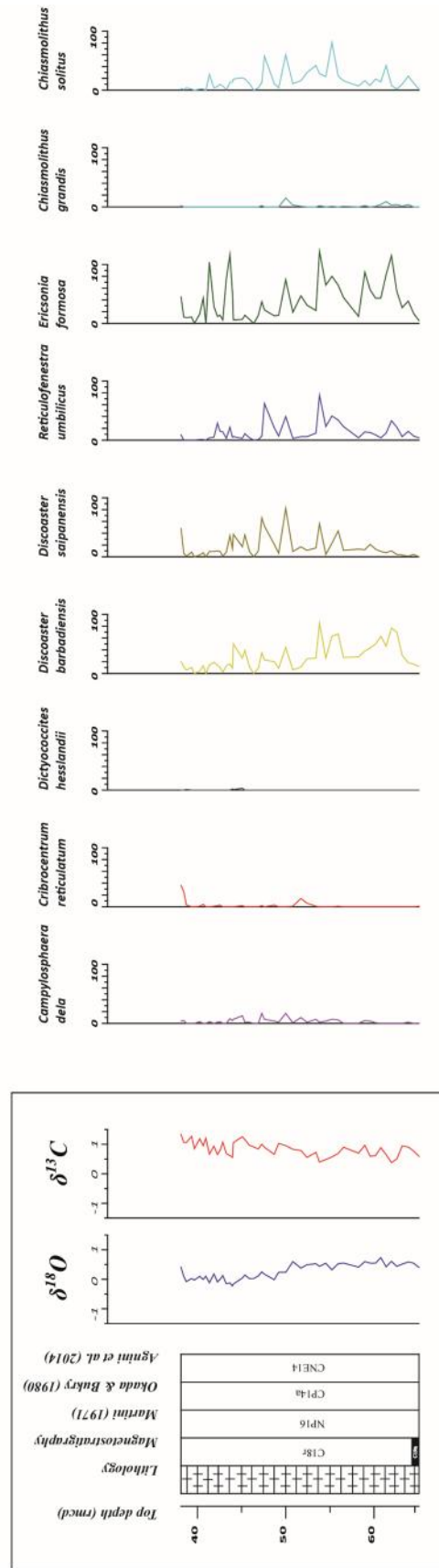


Figura 5.3.: numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2) lungo la successione analizzata al Site ODP 1260. Questi studi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportati: log litologico, magnetostratigrafia, biostratigrafia a nanofossili calcarei e andamento isotopico per l'intervallo studiato.

ODP SITE 1260

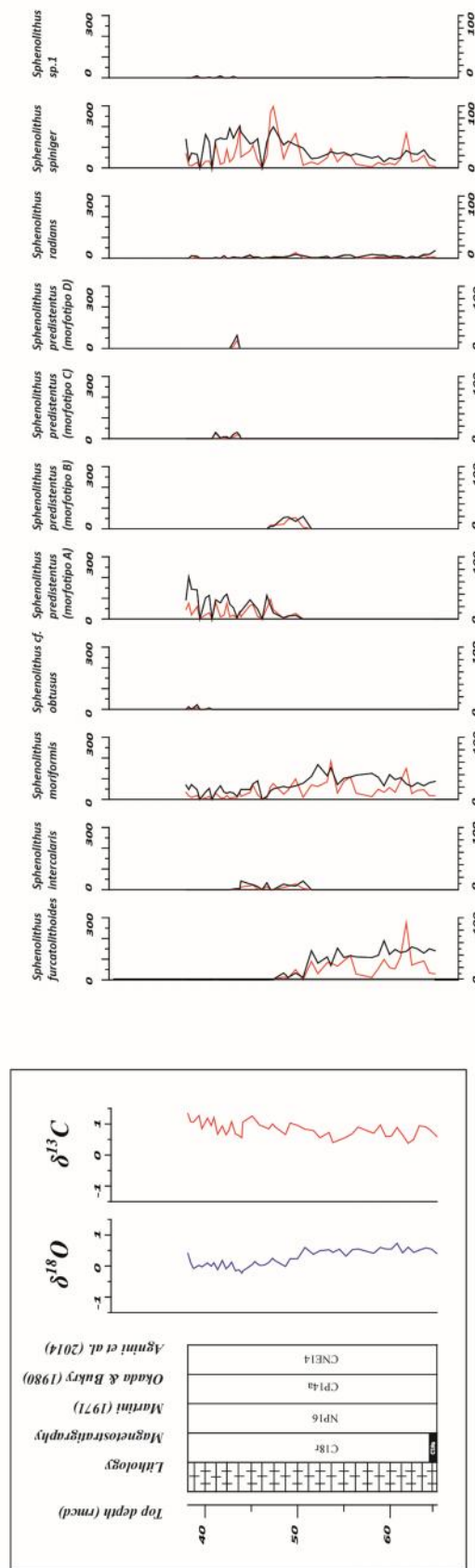
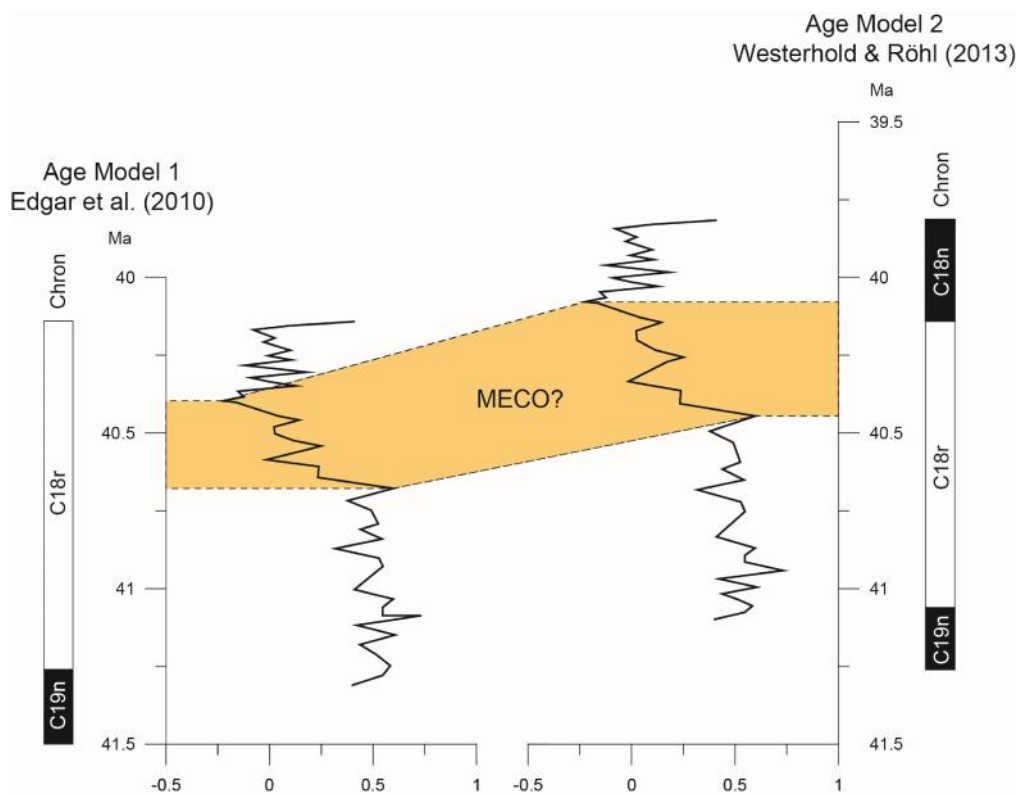


Figura 5.4.: abbondanze relative (% in nero) delle specie appartenenti al genere *Sphenolithus* confrontate con il numero di esemplari dello stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2 in rosso). Sulla sinistra sono riportati: log litologico, magnetostratigrafia, biostratigrafia a nannofossili calcarei e andamento isotopico per l'intervallo studiato.



*Figura 5.5.: La figura illustra l'andamento dei valori del ^{18}O in funzione dei due modelli di età disponibili per la sezione investigata (Edgar et al., 2010; Westerhold & Röhl, 2013). La cronologia del MECO è stata discussa in dettaglio da Bohaty et al. (2009) sulla base di un dataset piuttosto esteso sia in termini di quantità che di varietà, questa proposta è ampiamente condivisa dalla comunità scientifica e sarà quindi la base di partenza per la discussione dei due age model. Bohaty et al. (2009) fissano l'inizio del MECO a ca. 40.6 Ma, mentre la fase parossistica è posta a ca. 40.1 Ma, con una durata di ca. 500kyr. Il Modello I (Edgar et al., 2010) stima una durata del MECO di ca. 750 kyr (da ca. 40.75 a 40.25 Ma) con la fase parossistica raggiunta a ca. 40.1 Ma e coincidente con il marcato aumento in abbondanza del foraminifero planctonico *O. beckmanni*. Seguendo il modello di Edgar et al., (2010), i valori di ^{18}O mostrano una progressiva diminuzione da ca. 40.6 a ca. 40.1 Ma in perfetto accordo con quanto proposto Bohaty et al. (2009), rimane una minima discrepanza nella durata dell'evento. Il Modello II (Westerhold & Röhl, 2013) propone per il MECO una durata di ca. 415 kyr, con l'inizio posto a ca. 40.5 Ma e la fine a ca. 40.085 Ma. La fase parossistica coinciderebbe, secondo gli autori, con un minimo di eccentricità piuttosto vigoroso. Anche questo modello è quindi in sostanziale accordo con i risultati di Bohaty et al. (2009). Concludendo, l'andamento degli isotopi stabili dell'ossigeno risulta coerente con entrambi i modelli proposti per la sezione e non può quindi essere utilizzato per preferire/scartare in maniera definitiva una delle due proposte.*

6. CONCLUSIONI

Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei eseguito in questa tesi fornisce un inquadramento biostratigrafico della successione analizzata al Site ODP 1260 (Atlantico equatoriale). In particolare, grazie all'analisi biostratigrafica si è potuta inquadrare la sezione entro le biozonature standard di Martini (NP; 1971) e Okada & Bukry (CP; 1980), secondo le quali l'intervallo studiato si trova entro la Zona NP16 e la Subzona CP14a. Seguendo Fornaciari et al. (MNP; 2010) e Agnini et al. (CNE; 2014), la successione si colloca invece rispettivamente entro le Subzone MNP16A e MNP16Ba e la Zona CNE14.

Le età dei biorizzonti a nannofossili calcarei sono state calcolate utilizzando due diversi age model. Il Modello I, proposto da Edgar et al. (2010), ha fornito per i biorizzonti a nannofossili calcarei età più consistenti rispetto ai dati di letteratura attualmente disponibili (e.g., Agnini et al., 2014; Fornaciari et al., 2010). Il Modello I suggerisce che la successione analizzata rappresenti la parte superiore del Chron C19n e il Chron C18r, per una durata totale di ca. 1.17 Myr. La base della sezione avrebbe quindi un'età di 41.31 Ma e il tetto ha un'età di 40.14 Ma, comprendendo quindi la documentazione del *MECO*.

L'indagine biocronologica ad alta risoluzione, oltre a confermare il ranking dei biorizzonti già descritto in altri lavori (e.g., Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2014; Menini, 2015), ha evidenziato, rispetto ai risultati ottenuti nei vicini Site ODP 1252 e 929 (rispettivamente Oceano Atlantico subtropicale e equatoriale), una maggiore spaziatura tra la scomparsa di *S. furcatolithoides* e la comparsa di *D. hesslandii* (Fornaciari et al., 2010; Menini, 2015) oltre che l'assenza di *D. bisectus*. La marcata spaziatura tra i due biorizzonti osservata al Site ODP 1260 potrebbe trovare parziale giustificazione nel fatto che questo Site si trova a paleoprofondità inferiori rispetto agli altri sites investigati e avrebbe quindi subito durante il *MECO* minori fenomeni di dissoluzione legati alla risalita della *CCD*. Tuttavia, per chiarire sino in fondo le modalità e i tempi della risalita globale

della *CCD* durante il *MECO* risultano necessari ulteriori dati provenienti da successioni poste in aree geografiche diverse e caratterizzate da setting deposizionali differenti.

7. BIBLIOGRAFIA

- Agnini, C., Costa, A., 2014. *Calcareous nannofossil changes across the Middle Eocene Climatic Optimum from IODP Site U1410 (NW Atlantic): Preliminary results*. Soc. Geol. Italiana, vol. 31/2014, pp.7-8.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J., Rio, D., 2014. *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low to middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, vol.47/2, pp.131-181.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lancia, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C., 2011. *Integrated bio-magnetostratigraphy of Alano section (NE Italy): a proposal for defining the middle-late Eocene boundary*. Geological Society of America Bulletin, vol. 123, pp. 841-872.
- Agnini, C., Menini, A., 2015. *Biostratigraphic study and paleocological response of the calcareous nannofossil assemblages across the middle Eocene climatic optimum (MECO) at ODP Site 929 (Ceara Rise, equatorial Atlantic)*. Soc. Geol. Italiana, vol. 31/2014, pp.7-8.
- Aubry, M.-P., 1998. *Early Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic amelioration*. In: Aubry, M.-P., Lucas, S., Berggren, W. (Eds.), *Late Paleocene–early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Record*. Columbia University Press, pp. 158-203.
- Archer, D., Kheshgi, H., Maier-Reimer, E., 1997. *Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂*. Geophys. Res. Lett., vol. 24(4), pp. 405-408.
- Backman, J., 1987. *Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediments from DSDP Sites 522 and 523*. Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt, vol, 39, pp.21-31.

- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., Pälike, H., 2012: *Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. *Newsletters on Stratigraphy* 45(3), pp. 221-244.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C. & Aubry, M. P., 1995. *A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy*. *Sepm*, No. 54, pp. 129-212.
- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. *Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene*. *Paleoceanography*, vol. 24, PA2207.
- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., 2003. *A significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene*. *Geology*. v. 31, p. 1017-1020.
- Bown, P.R., Lees, J.A. & Young, J.R. 2004. *Calcareous nannofossil evolution and diversity through time*. In: H.R. Thierstein & J.R. Young (Eds). *Coccolithophores: From Molecular processes to global impact*. SpringerVerlag: 481- 508.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100 (B4, pp.6093-6093).
- Dickens, G.R., 2000. *Methane oxidation during the late Paleocene thermal maximum*. *Bull.Sco. Geol. Fr.*, vol. 171 (1), pp.37-49.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Gibbs S.J., Roberts A.P., Norris, R.D, 2010. *New biostratigraphic, magnetostratigraphic, and isotopic insights into the Middle Eocene Climatic Optimum in low latitudes*. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 297 (2010) 670-672.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F, Suganuma, Y., 2007. *No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift*. *Nature*, vol. 448, pp.908-911.

- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E. M., Valvasoni, E., 2010. *Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition*. *Stratigraphy*, vol.7, pp. 229-264.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarès-Turell, Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A. P., Sprovieri, M., 2007. *The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Appennines, Italy*. *Geological Society Am. Bull.*, vol. 119 (3-4), pp. 413-427.
- Kerrick, D., Caldeira, K., 1993, *Paleoatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen*. *Chem. Geol.*, vol. 108, pp. 201-230.
- Lourens, L. J., Sluijs A., Kroon, D., Zachos, J. C., Thomas, E., Rohl, J., Bowles, J., Raffi, I., 2005. *Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events*. *Nature*, vol. 435, pp. 1083-1087.
- Lyle, M., Lyle, A. O., Backman, J., Tripathi, A., 2005. *Biogenic sedimentation in the Eocene in equatorial Pacific: The stuttering greenhouse and Eocene carbonate compensation depth*. *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Scientific Results*, 199, pp.1-35.
- Martini, E., 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplakton zonation*. In: *Proc. II Planktonic Conf. Roma*, pp. 739-785.
- Norris, R.D., Wilson, P. A., Blum, P., Fehr, A., Agnini, C., Bornemann, A., Boulila, S., Bown, P.R., Cournede, C., Friedrich, O., Kumar Ghosh, A., Hollis, C.J., Hull, P.M., Jo, K., Junium, C.K., Kaneko, M., Liebrand, D., Lippert, P.C., Liu, Z., Matsui, H., Moriya, K., Nishi, H., Opdyke, B.N., Penman, D., Romans, B., Scher, H.D., Sexton, P., Takagi, H., Kirtland Turner, S., Whiteside, J.H., Yamaguchi, T., Yamamoto, Y., 2012. *Paleogene Newfoundland sediment drifts*. *IODP Prel. Rept.*, 342.

- Okada, H. & Bukry, D., 1980. *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973, 1975)*. Marine Micropaleontology, vol.51, pp.321-32.
- Pälike, H., Lyle M.W., Nishi, H., Raffi, I., et al., 2012. *A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth*. Nature, vol. 488, pp. 609-614.
- Pälike, H., Norris, R. D., Herrle, J. O., Wilson, P. A., Coxall, H., Lear, C. H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K., Wade, B. S., (2006): *The Heartbeat of the Oligocene Climate System*. Science, 314(5807), 1894-1898.
- Pagani, Mark; Pedentchouk, Nikolai; Huber, Matthew; Sluijs, Appy; Schouten, Stefan; Brinkhuis, Henk; Sinninghe Damsté, Jaap S; Dickens, Gerald Roy; Expedition 302 Scientists (2006): *Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum*. Nature, 442(10), 671-675.
- Perch-Nielsen, K., 1985. *Cenozoic calcareous nannoplankton*. In: Bolli, H.M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K., (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, pp. 427-554.
- Peterson, L.C., Backman, J., 1990. *Late Cenozoic carbonate accumulation and the history of the carbonate compensation depth in the western equatorial Indian Ocean*. Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Scientific Results, 115, pp.467-507.
- Rea, D.K.; Lyle M.W. *Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions* Volume 20, Issue 1 March 2005.
- Ruddiman, W.F., 2007. *Earth's climate, Past and Future (2nd edition)*. Eds. W. H. Freeman and Company, New York.
- Salvador, A., 1994. *International Stratigraphic Guide*. 2 nd ed. I.U.G.S. & Geol. Soc. Amer., Boulder, Colo., pp.214.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Norris, R.D., 2006. *Testing the Cenozoic multisite composite ^{18}O and ^{13}C curves: New monospecific Eocene records from a single locality*,

- Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207)*. *Paleoceanography*. Vol. 21, PA2019.
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälike, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Lanci, L., Muttoni, G., 2010. *Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys*. *Paleoceanography*, vol. 25, PA3210.
- Suganuma, Y.; Ogg, J.G. . *Campanian Through Eocene Magnetostratigraphy of sites 1257-1261, ODP Leg 207, Demerara rise (Western equatorial Atlantic)*. Mosher, D.C., Erbacher, J., and Malone, M.J. (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 207*
- Thomas, E., Zachos, J.C., Bralower, T.J., 2000. *Deep sea acidification on a warm Earth*. In: *Warm Climates in Earth History*, Eds., Huber, MacLeod and Wing, pp. 132-160, Cambridge University Press, New York.
- Toffanin, F., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Giusberti, L., Luciani, V., Spofforth, D. J.A., Pälike H., 2011. *Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Middle Eocene Climatic Optimum: Clues from the central-western Tethys (Alano section, NE Italy)*. *Marine Micropaleontology*, 81:22-31.
- Toffanin, F., Agnini, C., Rio, D., Acton, G., Westerhold, T., 2013. *Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific)*. *Micropaleontology*, vol. 59, pp.1-14.
- Tripani, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. *Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes*. *Nature* vol. 346, Number 7049, pp. 341-346.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., Persico, D., 2008. *Middle-Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil at Kerguelen Plateau, Site 748*. *Marine Micropaleontology*, vol. 69(2), pp. 173-192.

- Wade, B.S., Pearson, P.N., Bergreen, W.A., Pälike, H., 2011. *Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale*. *Earth Science Reviews*, vol. 104, pp. 111-142.
- Wei, W., Wise JR, S.W., 1990. *Biogeographic gradients of middle Eocene Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 79, pp. 29-61.
- Westerhold, T., Reohl, U. *Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic*. (2013) vol 14. pp 4811-4825.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon - cycle dynamics*. *Nature*, vol. 451, pp. 279-283.
- Zachos, J.C., Kroon, D., Blum, P. et al., 2004, *Early Cenozoic Extreme Climates: The Walvis Ridge Transect. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report*. Volume 208: College Station TX: Ocean Drilling Program, 112 pp.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. *Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present*. *Paleocl. Review, Science*, vol. 292, pp. 686-693.

8. APPENDICI

LISTA TASSONOMICA

Blackites Hay & Towe, 1962

Braarudosphaera Deflandre, 1947

Campylosphaera Kamptner, 1963

Campylosphaera dela (Bramlette & Sullivan 1961) Hay & Mohler, 1967

Chiasmolithus Hay et al, 1966

Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel, 1954) Radomski , 1968

Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen, 1971

Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locke, 1968

Clausicoccus Prins, 1979

Clausicoccus subdistichus (Roth & Hay in Hay et al., 1967) Prins, 1979

Clausicoccus vanheckiae Perch-Nielsen, 1986

Coccolithus Schwartz, 1894

Coccolithus cachaoi Perch-Nielsen, 1986

Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1984)

Coccolithus miopelagicus Bukry, 1971

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Cribrocentrum Perch-Nielsen 1971

Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith 1967) Perch-Nielsen 1971

Dictyococcites Black, 1967

Dictyococcites bisectus (Hay et al., 1966) Bukry & Percival, 1971

Dictyococcites hesslandii Haq, 1971

Discoaster Tan, 1927

Discoaster barbadiensis Tan, 1971

Discoaster distinctus Martini, 1958

Discoaster gemmifer Stradner, 1971

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster tanii Bramlette & Riedel, 1954

Ericsonia Black, 1964

Ericsonia formosa (Kamptner, 1963) Haq, 1971

Hayella Gartner, 1969

Lanternithus Stradner, 1962

Lanthernitus minutus Stradner, 1962

Neococcolithes Sujkowski, 1931

Neococcolithes dubius (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Black, 1967

Reticulofenestra Hay et al., 1966

Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968

Sphenolithus Deflandre in Grassé, 1952

Sphenolithus furcatolithoides Locker, 1967

Sphenolithus intercalaris Martini, 1976

Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sphenolithus obtusus Bukry, 1971

Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sphenolithus radians Deflandre in Grassé, 1952

Sphenolithus spiniger Bukry, 1971

Umbilicosphaera Lohmann, 1902

Zyghrablithus Deflandre, 1959

Zyghrablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954)

CONTENUTI CD

Viene allegato a questa tesi un CD con i file Excel relativi ai conteggi effettuati. Si indicano di seguito le sigle a cui si fa riferimento nel file:

- % = conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei.
- 300 %= conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei convertito in termini percentuali.
- Generi = abbondanze relative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- Cumulativa generi = abbondanze relative cumulative dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- Sphenolithus = abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere Sphenolithus e numero di esemplari di una stessa specie di Sphenolithus presenti in un'area specifica (n/mm^2).
- mm^2 = numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2).

9. RINGRAZIAMENTI

Non posso fare a meno di ringraziare tutti coloro che mi sono stati accanto e che mi hanno sostenuto in questi cinque anni di università.

In primis, la prof.ssa Claudia Agnini che con diplomazia, professionalità e pazienza mi ha costantemente seguito permettendomi di realizzare al meglio questa tesi. Un ringraziamento speciale è rivolto anche al dott. Lorenzo Franceschin per l'assistenza in laboratorio e al dott. Stefano Castelli per la preparazione delle microfotografie.

Un grazie è rivolto a tutti i docenti della laurea magistrale in Geologia e geologia tecnica per la disponibilità dimostrata durante e fuori le ore di lezione.

Un grazie va a tutti gli amici che ho conosciuto all'università con cui ho preparato gli esami condividendo ansia, delusioni ma soprattutto tante gioie e soddisfazioni.

Un ringraziamento particolare va alla mia famiglia, specialmente ai miei genitori, grazie ai quali ho potuto portare a termine gli studi.

Un grazie anche agli amici di sempre con cui ho condiviso ormai ogni genere di esperienza e avventura.

Infine, un ringraziamento speciale è doveroso a tutte quelle persone che non hanno mai smesso di credere in me. Grazie di cuore.