

# **Università degli Studi di Padova**

Dipartimento di Biologia

Corso di Laurea Magistrale in Scienze della Natura

## **Studio biostratigrafico e paleoecologico delle associazioni a nannofossili calcarei alla transizione Eocene-Oligocene al Site ODP 756 (Ninetyeast Ridge, Oceano Indiano)**

*Calcareous nannofossil biostratigraphic and paleoecological  
study at the Eocene Oligocene Transition at ODP Site 756  
(Ninetyeast Ridge, Indian Ocean)*

Relatore: Dott.ssa Claudia Agnini, Dipartimento di Geoscienze  
Correlatore: Dott.ssa Helen K. Coxall, Department of Geological  
Science, Stockholm University

Laureanda: Allyson Viganò

Anno Accademico 2016/2017



## ABSTRACT

This Master thesis is a biostratigraphic and paleoecological study of an Eocene-Oligocene section retrieved at Site 756, drilled during the ODP (*Ocean Drilling Program*) Leg 121 (Ninetyeast Ridge, Oceano Indian). The succession studied was recovered at Hole C spans from 113.66 to 132.7 mbsf (meter below sea floor). The Eocene-Oligocene (EOT) transition, which took place around 34 Ma, represents a key point in Cenozoic climatic evolution, marking the transition from a warm (or "*greenhouse*") to a cold (or "*icehouse*") climatic phase. The long cooling trend, started after the Early Eocene Climatic Optimum (about 52-50 Ma), culminates at the EOT, and is characterized by profound climatic changes that have resulted in the formation of a continental-scale permanent Antarctic ice sheet. This transition is characterized by abrupt modifications in geochemical and paleontological proxies.

The analysis carried out on calcareous nannofossil assemblages allows to biostratigraphically frame the succession, using appearance and disappearance biohorizons of a number of taxa proposed in standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) and alternative biozonations (Agnini et al., 2014), thus implementing the biostratigraphic classification of the section available for on-board data (Peirce et al., 1989). As a results, the section studied is spans from Zone NP19 / NP20 to Zone NP23 (Martini, 1971), or from Subzone CP15b to Zone CP18 (Okada & Bukry, 1980), or finally from Zone CNE20 to Zone CNO4 (Agnini et al., 2014).

The age model obtained for the study section has a total duration of 5.44 Myr, from 34.88 to 29.44 Ma, spanning the late Priabonian (late Eocene) to early Rupelian (early Oligocene) interval.

The position of the Eocene-Oligocene boundary (EOB) is defined at the Global Stratotype Section and Point (GSSP) in Massignano (Ancona, Italy) and corresponds to the level where the extinction of planktonic foraminifera Hantkeninidae was recognized. In a paleoecological perspective, calcareous zooplankton shows a number of extinctions during EOT, while calcareous nannofossils exhibit a different behavior. Close to the EOT, the rosette-shaped discoasters (i.e., *Discoaster saipanensis* and *Discoaster barbadiensis*), warm-

water and oligotrophic taxa, went extinct at low latitudes (at ca. 34.77 Ma) but this event is in fact highly diachronous at high latitudes (36.5 Ma). In addition, genus *Clausicoccus* shows a temporary decrease in abundance predating the E-O boundary followed by a marked increase (*acme event*) at the base of the Oligocene.

## INDICE

Riassunto	1
Introduzione	3
1. La transizione Eocene-Oligocene (EOT)	7
2. Il progetto di perforazione dei fondali oceanici e il Leg ODP 121	15
2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondali oceanici	15
2.2. La <i>Joides Resolution</i> e le metodologie utilizzate	16
2.3. La spedizione ODP 121	20
2.3.1. I siti perforati	20
2.3.2. Gli obiettivi della spedizione	22
2.3.3. Gli obiettivi paleoceanografici e paleoclimatologici	23
3. Materiali e metodi	25
3.1. Materiale: il Site 756	25
3.2. Unità litostratigrafiche al Site 756	26
3.3. Metodi	32
3.3.1. Preparazione delle <i>'smear slides'</i>	32
3.3.2. Analisi delle componenti principali (PCA)	34
3.3.3. Analisi isotopiche (C e O) e contenuto di CaCO <sub>3</sub>	34
4. Introduzione alla biostratigrafia a nannofossili calcarei e alla biocronologia	41
4.1. Definizione ed affidabilità di un biorizzonte	41
4.1.1. I biorizzonti utilizzati	42
4.2. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei per l'Eocene-superiore	43
4.3. I nannofossili calcarei	46
4.3.1. Definizione e cenni storici	46
4.3.2. Biologia	47
4.3.3. Fattori ecologici	48
4.3.4. Sedimentazione	49

5. Risultati e discussione	51
5.1. Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site 756 alla transizione Eocene-Oligocene	51
5.2. Analisi delle componenti principali (PCA)	55
5.3. Biostratigrafia a nannofossili calcarei al site ODP 756	57
5.3.1. I biorizzonti delle biozonature standard	57
5.3.2. I biorizzonti addizionali	60
5.3.3. Classificazione biostratigrafica della sezione	63
5.4. Biocronologia a nannofossili calcarei al Site 756C	65
5.5. Analisi isotopiche ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )	69
6. Conclusioni	71
Bibliografia	73
Appendici- Tavola I	83
Appendici- Tavola II	84
Appendici- Tavola III	85
Contenuti CD	87

## RIASSUNTO

In questo elaborato di tesi viene presentato lo studio biostratigrafico e paleoecologico di una successione eocenico-oligocenica recuperata al Site 756, perforato nel corso della spedizione ODP (*Ocean Drilling Program*) 121 (Ninetyeast Ridge, Oceano Indiano). La successione studiata va da una profondità di 113.66 a 132.7 mbsf (meter below sea floor).

La transizione Eocene-Oligocene (EOT), avvenuta circa 34 Ma fa, rappresenta un punto chiave dell'evoluzione climatica del Cenozoico, segnando il passaggio da una fase climatica calda (o “*greenhouse*”) ad una fredda (o “*icehouse*”). Il lungo trend di raffreddamento, iniziato dopo l'Early Eocene Climatic Optimum (ca. 52-50 Ma), culmina durante l'EOT ed è caratterizzato da profondi cambiamenti climatici che hanno determinato la formazione di una calotta antartica permanente. Tale transizione è caratterizzata da brusche variazioni di dati geochimici e paleontologici.

L'analisi biostratigrafica effettuata sulle associazioni a nannofossili calcarei ha permesso di datare in modo puntuale la successione, utilizzando gli eventi di comparsa e scomparsa di vari taxa, tramite l'impiego di biozonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) e addizionali (Agnini et al., 2014) implementando in tal modo la classificazione biostratigrafica della sezione disponibile nei dati di bordo (Peirce et al., 1989). La sezione studiata risulta quindi compresa tra la Zona NP19/NP20 e la Zona NP23 (Martini, 1971), ovvero la Subzona CP15b e Zona CP18 (Okada & Bukry, 1980) o, infine, tra la Zona CNE20 e la Zona CNO4 (Agnini et al., 2014).

Il modello di età ricavato indica che l'intervallo studiato ha un'età compresa tra 34.88 e 29.44 Ma, corrispondenti rispettivamente al Priaboniano superiore e Rupeliano inferiore, per una durata complessiva di 5.44 Myr.

La posizione del limite Eocene-Oligocene è definita nel Global Stratotype Section and Point (GSSP) a Massignano (Ancona, Italia) in un livello che corrisponde all'estinzione dei foraminiferi planctonici appartenenti alla famiglia Hantkeninidae. In generale, lo zooplankton calcareo mostra una serie di estinzioni in corrispondenza a questo limite mentre i nannofossili calcarei evidenziano un comportamento diverso. In prossimità del EOT, i discoaster a rosetta (i.e.,

*Discoaster saipanensis* e *Discoaster barbadiensis*), forme calde e oligotrofiche, si estinguono mostrando un accentuato diacronismo latitudinale: la loro estinzione avviene prima alle alte (ca. 36.5 Ma) e poi alle basse latitudini (34.77 Ma). Inoltre, il genere *Clausicoccus*, dapprima, in corrispondenza del limite, mostra un temporanea diminuzione in termini di abbondanza che è seguita da un aumento marcato alla base dell'Oligocene.



## INTRODUZIONE

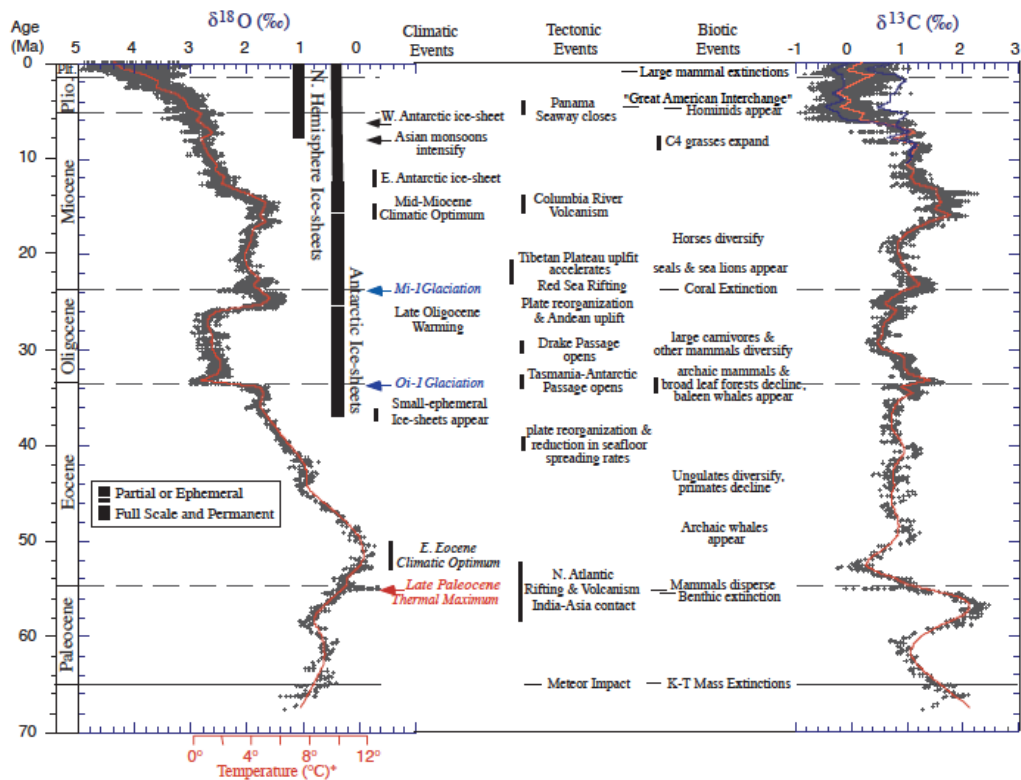
Il record geologico del passato documenta repentini e, spesso, intensi cambiamenti nel clima, tuttavia, la conoscenza profonda ed esaustiva dei meccanismi alla base di tali variazioni è tutt'altro che soddisfacente.

In particolar modo, i processi che governano le fasi di riscaldamento, come quello a cui stiamo assistendo attualmente, sono ancora poco compresi. Per capire l'evoluzione del clima e produrre modelli affidabili sugli scenari futuri è necessario studiare e comprendere in modo esaustivo eventi analoghi occorsi nel passato geologico (Zachos et al., 2001).

La transizione Eocene-Oligocene, anche chiamata EOT (avvenuta ca. 34 Ma), rappresenta un punto cruciale dell'evoluzione climatica del Cenozoico e segna il passaggio da un regime *greenhouse* ad un regime *icehouse*, che di fatto documenta l'instaurarsi di una calotta antartica permanente, confermata dall'escursione positiva del  $\delta^{18}\text{O}$  registrata durante la transizione EOT (Zachos et al. 1996; Zachos et al., 2001; Coxall et al., 2005).

I sedimenti oceanici sono in grado di raccontare la storia della Terra e rappresentano un eccezionale archivio dell'evoluzione climatica (Peirce et al., 1989). In particolar modo, i nannofossili calcarei, grazie al loro alto potenziale di preservazione e ad un completo e continuo record sedimentario permettono di effettuare studi dettagliati delle associazioni fossili, in termini di abbondanze e diversità specifica, e di valutare l'incidenza del cambiamento climatico.

Gli isotopi di carbonio e ossigeno nei carbonati ( $\text{CaCO}_3$ ) dei gusci di foraminiferi bentonici/planctonici e del sedimento (*bulk*) sono invece usati in paleoclimatologia come indicatori (*proxies*) di variazioni/perturbazioni climatiche. Nello specifico, studi isotopici ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) effettuati su dati ottenuti da più di 40 siti DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) e ODP (*Ocean Drilling Program*) (Zachos et al., 2001; Zachos et al., 2008), hanno permesso di ricavare l'andamento di temperatura, la variazione di estensione dei ghiacci e l'evoluzione del ciclo del carbonio durante l'intero Cenozoico (ultimi 66 Ma) (Figura 1).



**Figura 1.** Record globali (degli isotopi di ossigeno e carbonio) sulla base di dati ottenuti da più di 40 tra siti DSDP e ODP. La scala di temperatura del  $\delta^{18}\text{O}$  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  $\delta^{18}\text{O}$  riflette i cambiamenti nel volume dei ghiacci presenti in Antartide e nell'Emisfero settentrionale. Le barre verticali forniscono un'approssimata rappresentazione del volume dei ghiacci in ciascun emisfero, relativo al *Last Glacial Maximum*; con la barra tratteggiata vengono rappresentati i periodi di minima copertura glaciale (inferiore o uguale al 50%), mentre la barra solida indica i periodi di quasi completa copertura (maggiore al 50% rispetto al presente). (modificato da Zachos et al., 2001).

Il  $\delta^{18}\text{O}$ , ovvero il rapporto tra isotopo pesante ( $^{18}\text{O}$ ) e leggero dell'ossigeno ( $^{16}\text{O}$ ) viene utilizzato in paleoclimatologia come proxy diretto di paleotemperatura durante le fasi di assenza di ghiacci, mentre negli intervalli in cui è documentata la presenza di calotte esso risulta fortemente controllato dall'effetto glaciale e viene utilizzato per lo studio dell'evoluzione della calotta stessa.

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

Nel caso di presenza di calotte polari, infatti, il  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua marina risulta più arricchito in  $\delta^{18}\text{O}$  dal momento che l'isotopo leggero  $^{16}\text{O}$  tende a rimanere intrappolato nei ghiacci per una serie di meccanismi legati al ciclo idrologico (Ruddiman, 2007).

Il  $\delta^{13}\text{C}$  fornisce, invece, informazioni sul ciclo globale del carbonio e permette di comprendere la circolazione oceanica profonda (Coxall & Pearson, 2007). Si ritiene che i cambiamenti delle pressioni parziali di anidride carbonica in atmosfera ( $p\text{CO}_2$ ) rappresentino il motore primario dell'evoluzione climatica durante tutto il Fanerozoico, specialmente nelle fasi di transizione glaciale. Infatti, bassi valori della  $p\text{CO}_2$  portano a riduzioni significative di temperatura che favoriscono l'instaurarsi di calotte continentali permanenti in associazione con particolari configurazioni orbitali, feedback positivi dovuti all'albedo delle calotte stesse e altri forcing climatici (Zachos et al., 1996). I principali meccanismi in grado di ridurre i tenori di  $p\text{CO}_2$  sono lo stoccaggio/seppellimento di carbonio organico ( $\text{C}_{\text{org}}$ ) nei sedimenti e il *chemical weathering* dei silicati (Ruddiman, 2007).

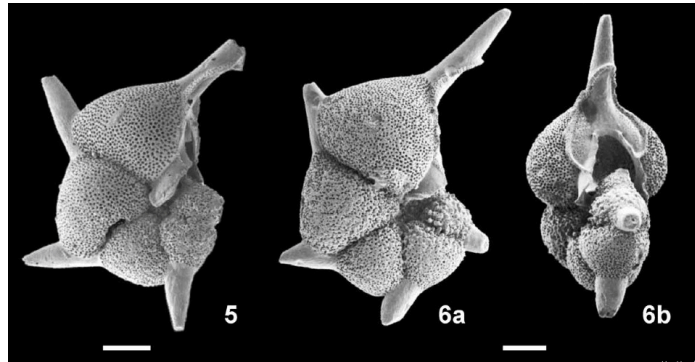
L'obiettivo di questa tesi è quello di fornire un contributo alla comprensione dei cambiamenti climatici occorsi nell'Oceano Indiano, con particolare riferimento alle variazioni nelle associazioni di nannofossili calcarei avvenuti nel corso dell'EOT. Il materiale oggetto di studio è stato recuperato durante la spedizione ODP 121 al Site 756 (Ninetyeast Ridge, Oceano Indiano). Lo studio eseguito su questi campioni ha permesso di ottenere un dataset a più alta risoluzione in termini biostratigrafici rispetto a quello ottenuto da studi preliminari (dati di bordo) effettuati nel corso della spedizione (Pierce et al., 1989). Inoltre lo studio delle associazioni a nannofossili integrato ai dati isotopici ha permesso di comprendere la relazione esistente tra cambiamenti occorsi nell'ambiente fisico e le modificazioni osservate nelle comunità a nannoplankton calcareo al Site 756.



## 1. La transizione Eocene-Oligocene (EOT)

### Terminologia

Il limite Eocene-Oligocene (**EOB**, *Eocene Oligocene Boundary*), ovvero la base del piano Rupeliano, è definito dal suo Global Stratotype Section and Point (GSSP) a Massignano (Ancona, Italia) in un livello che corrisponde all'estinzione della famiglia di foraminiferi planctonici Hantkeninidae (Figura 1.1) (Premoli Silva & Jenkins, 1993).

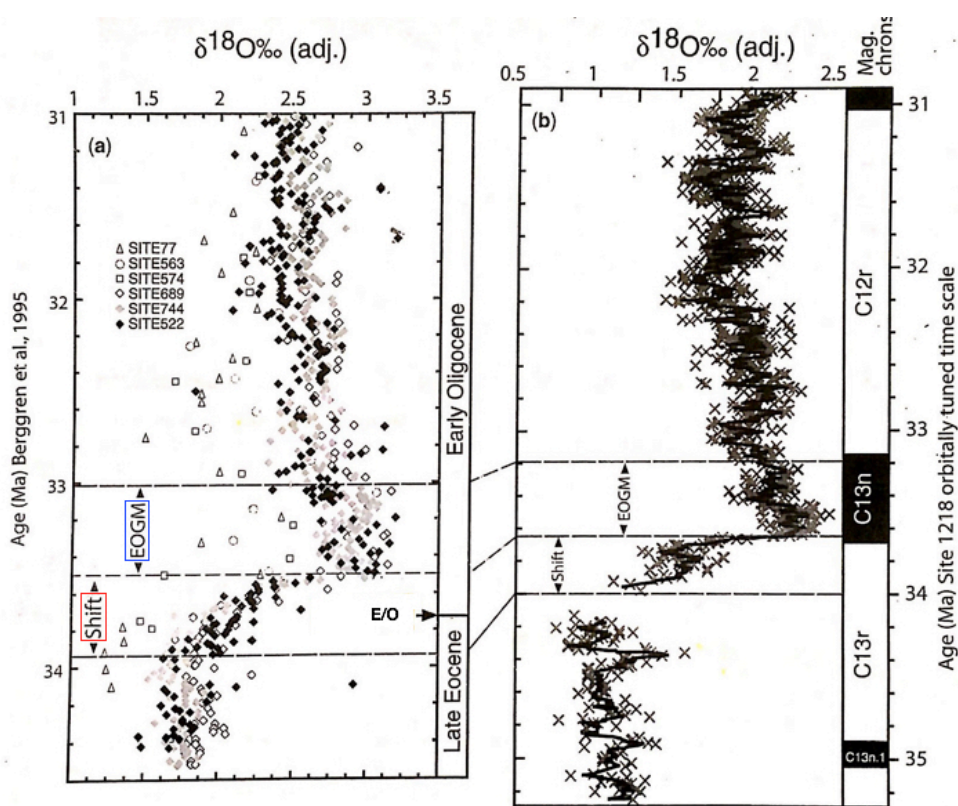


**Figura 1.1.** Microfotografia al SEM di *Hantkenina alabamensis*, una delle cinque specie appartenenti alla famiglia Hantkeninidae. Scalebar 100  $\mu\text{m}$ . Foto tratta da <http://www.mikrotax.org>

Il termine **EOT** (*Eocene-Oligocene Transition*) viene utilizzato per denotare un'intensa fase di cambiamento climatico e biotico durata 500 kyr (tra i 33.5 e i 34.0 Ma) iniziata prima e terminata dopo il limite E-O (Coxal & Pearson, 2007). La transizione E-O determinò una svolta climatica significativa: da un Terra libera dai ghiacci e caratterizzata da un clima caldo e con un  $p\text{CO}_2$  atmosferica alta, si passò a condizioni climatiche glaciali, che portarono alla rapida espansione della calotta antartica e ad un'intensa glaciazione definita da un appesantimento (di ca. 1.5‰) del  $\delta^{18}\text{O}$  contenuto nei gusci dei foraminiferi bentonici. Questa anomalia positiva, nota come **Oi-1** (*Oligocene Isotope stage-1*), è stata definita inizialmente da Miller et. al (1991) per intervalli a bassa risoluzione ed è considerata rappresentare un segnale di massima espansione della calotta antartica. Molti

studiosi utilizzano questo termine per indicare il *climax* dell'escursione isotopica, documentata alla base dell'Oligocene (Coxall & Pearson, 2007).

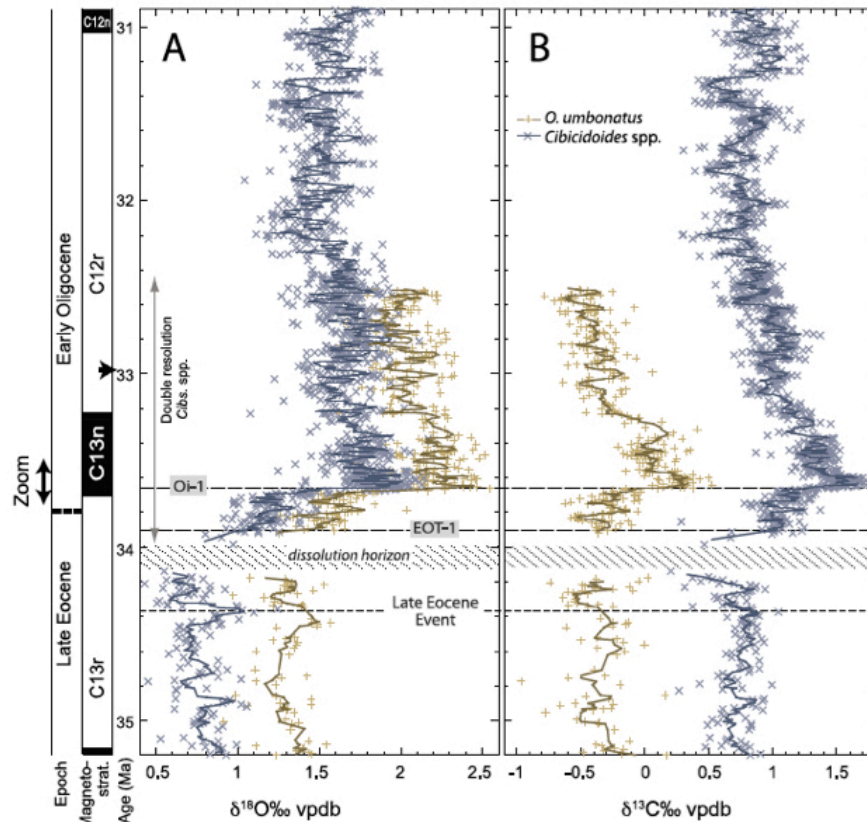
Nello studio di Coxall & Pearson (2007) questo intervallo (o zona isotopica) viene definito **Shift** (escursione) (Figura 1.2) e corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Gli autori prendono in considerazione anche un secondo intervallo, denominato **EOGM** (*Early Oligocene Glacial Maximum*) che identifica una fase di massimi valori di  $\delta^{18}\text{O}$  (Oi-1 di Zachos et al., 1996) e quindi di massima espansione della calotta antartica.



**Figura 1.2.** (a) Curva del  $\delta^{18}\text{O}$  misurato su foraminiferi bentonici recuperati alle medio-alte latitudini e nel Pacifico equatoriale che evidenziano lo **Shift** di  $\delta^{18}\text{O}$  (di ca. 1.5 ‰) e l'anomalia positiva (**EOGM**). (b)  $\delta^{18}\text{O}$  di *Cibicidoides* spp. (foraminifero bentonico) dal Site ODP 1218, in riferimento ai dati cronostratigrafici. La base dell'EOGM è correlata con la base del Chron C13n e ha una durata di ca. 400 mila anni. Al di sotto dello Shift è presente una lacuna che corrisponde ad un intervallo di forte dissoluzione in cui non sono presenti foraminiferi bentonici (modificato Coxall & Pearson, 2007).

Studi più recenti (Coxall & Wilson, 2011), a più alta risoluzione, individuano un'ulteriore suddivisione dello **Shift** in due step successivi di 40 kyr, separati da un plateau intermedio di 300 kyr. Il primo step di crescita glaciale è denominato

**EOT-1** (Figura 1.3) e corrisponde alla base del primo aumento di  $\delta^{18}\text{O}$  (ca. 0.6 ‰), mentre il secondo, definito **Oi-1**, corrisponde ad un'ulteriore aumento di  $\delta^{18}\text{O}$  (ca. 0.9 ‰).



**Figura 1.3.** Rielaborazione del Site ODP 1218 relativo ai dati isotopici di foraminiferi bentonici. In figura è indicato l'intervallo per cui è disponibile una risoluzione quasi doppia rispetto ai dati originali (Coxall et al., 2005). I profili mostrano la suddivisione dello Shift isotopico nei due step Oi-1 e EOT-1. **A.** Curva del  $\delta^{18}\text{O}$  **B.** Curva del  $\delta^{13}\text{C}$ . (Coxall & Wilson, 2011)

### Cambiamenti nel biota

La transizione E-O non è considerata un evento di estinzione di massa, come nel caso degli eventi documentati al limite Cretaceo/Paleogene (K/Pg) o Permo/Triassico (P/T), tuttavia essa documenta un intervallo di graduali estinzioni, turnover e riorganizzazioni del biota terrestre e marino. Essa, inoltre, secondo alcuni autori, avrebbe dato avvio ad una radiazione di specie “ad affinità fredda” nei diversi gruppi biotici che si sarebbe poi protratta per tutto l'Oligocene. Il fitoplancton, nel corso dell'EOT, mostra una graduale sostituzione

nell'associazione di forme più tolleranti al freddo e cosmopolite (Coxall & Pearson, 2007). In particolare, i nannofossili calcarei subiscono in questo periodo un forte declino in termini di biodiversità, anche se, al limite E-O, è associata un'unica significativa estinzione, quella dei discoasteridi a rosetta (*Discoaster saipanensis* e *Discoaster barbadiensis*) (Perch Nielsen, 1986; Aubry, 1992).

Il biota marino di ambiente marginale sembra aver sofferto più duramente il cambiamento a causa della perdita di nicchia ecologica, dovuta ad una considerevole caduta del livello del mare globale (*regressione marina*), pari a circa 30-90 m, secondo quanto riportato da Miller et al. (1991).

Si ritiene, infatti, che il volume della calotta antartica abbia raggiunto una dimensione pari almeno al 50% (Barker et al. 1999; DeConto & Pollard 2003a) se non al 100% (Lear et al., 2008) rispetto all'attuale.

### **Ciclo del carbonio, CCD e paleoproduttività**

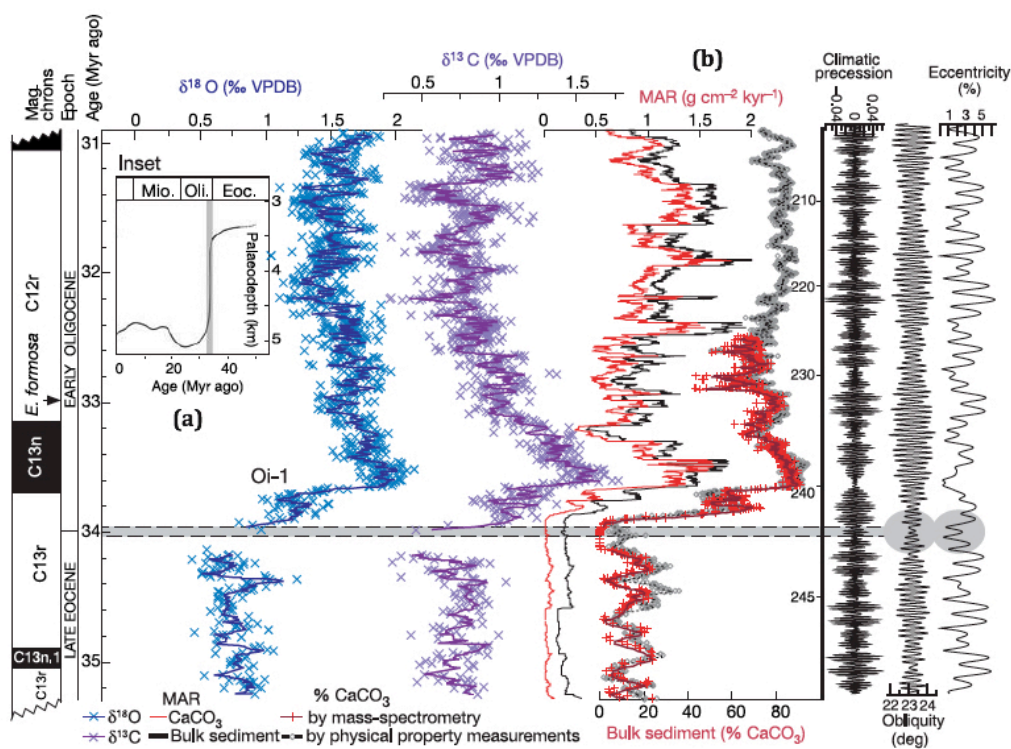
L'inizio della glaciazione oligocenica è stato accompagnato, oltre che da uno shift positivo di  $\delta^{18}\text{O}$ , anche da un'anomalia positiva di  $\delta^{13}\text{C}$  di circa l'1‰ (Zachos et al. 1996; Coxall et al. 2005). Le due curve ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) sono molto simili ed entrambe presentano due step di 40 kyr, anche se il  $\delta^{13}\text{C}$  mostra un ritardo di circa 10 mila anni (Coxall et al. 2005) (Figura 1.3).

L'anomalia del  $\delta^{13}\text{C}$  è stata interpretata come un aumento del tasso di seppellimento di carbonio organico ( $^{12}\text{C}$ ) nei sedimenti marini dovuto ad un incremento della produttività superficiale. La produttività è correlata, a sua volta, ad un'intensificazione dei venti, indotta dal clima, ad upwelling e cambiamenti nella circolazione oceanica.

Le ricostruzioni paleoceanografiche, inoltre, documentano, in corrispondenza del limite E-O, un approfondimento globale della CCD (*Carbonate Compensation Depth*), ovvero della profondità oceanica in corrispondenza della quale il tasso di accumulo del carbonato prodotto nelle acque superficiali è bilanciato dal tasso di dissoluzione. Si stima che la CCD durante questo breve intervallo abbia raggiunto profondità di 1000 m superiori rispetto alle condizioni eoceniche (Coxall et al. 2005). In conseguenza di questo, i dati provenienti dal Site ODP 1218 del Pacifico equatoriale (Coxall et al. 2005), mostrano un rapido incremento nel contenuto % di  $\text{CaCO}_3$  nei sedimenti (*bulk*) e nel suo tasso di accumulo (MAR) (Figura 1.4).



Gli autori infatti ritengono che l'approfondimento della CCD sia stato innescato dalla glaciazione stessa, e non viceversa, e che rappresenti una risposta tesa a ribilanciare la diminuzione del rapporto  $\text{CaCO}_3/\text{C}_{\text{org}}$  (Coxall et al. 2005).



**Figura 1.4.** Dati oceanici provenienti dal Pacifico equatoriale mostrano i principali cambiamenti climatici e della chimica oceanica alla transizione Eocene/Oligocene. **(a)** Record cenozoico della paleoproprietà della CCD (km) proveniente da spedizioni DSDP **(b)** %  $\text{CaCO}_3$  e tasso di accumulo di carbonato (MAR- carbonate Mass Accumulation Rate) (Coxall et. al 2005).

Oltre a questo, altri fattori potrebbero aver contribuito all'incremento di profondità della CCD, come per esempio:

1. un cambiamento del locus di sedimentazione carbonatica: da aree marginali a bacini profondi a causa della regressione marina (Coxall et al 2005);
2. un incremento della quantità di calcio da input fluviali (Rea & Lyle 2005);
3. un aumento globale di plancton siliceo a spese di quello calcareo (Harrison 2000);

L'anomalia positiva del  $\delta^{13}\text{C}$  sembra quindi riflettere una riorganizzazione del ciclo del carbonio globale in risposta ad una diminuzione di  $p\text{CO}_2$ , ad un aumento di produttività e all'approfondimento della CCD (Zachos & Kump, 2005).

### **Il rapporto Mg/Ca**

Il rapporto Mg/Ca ottenuto da foraminiferi bentonici e planctonici è utilizzato in paleoclimatologia come paleotermometro e fornisce stime indipendenti di temperatura. All'aumentare della temperatura, infatti, il magnesio tende a sostituire il calcio contenuto nel guscio di calcite di questi organismi. Grazie a questo proxy è possibile determinare quale sia il contributo effettivo di temperatura e di volume del ghiaccio (effetto glaciale) nella curva di risposta del  $\delta^{18}\text{O}$ .

Studi condotti sul rapporto Mg/Ca contenuto nel guscio del foraminifero planctonico *Turborotalia ampliapertura* e di tre specie di foraminiferi bentonici (*Cibicidoides* spp.) mostrano una diminuzione di temperatura, poco prima dell'EOT, in un intervallo compreso tra 34.4 e 34.1 Ma (Lear et al., 2008).

In particolare, il primo step di aumento del  $\delta^{18}\text{O}$  (ca. 0.7 ‰) coinciderebbe quindi con una diminuzione del rapporto Mg/Ca ed equivarrebbe ad un raffreddamento di circa 2.5 °C delle acque superficiali. Questo dato potrebbe quindi indicare che la maggior parte dell'escursione isotopica positiva del  $\delta^{18}\text{O}$  osservata durante l'EOT-1 (ca. 0.5 ‰) è legata ad una diminuzione di temperatura, mentre l'espansione di volume dei ghiacci contribuisce solo per il restante 0.2 ‰.

Il secondo step (Oi-1) riconosciuto nella curva del  $\delta^{18}\text{O}$ , invece, non risulterebbe associato ad una diminuzione di temperatura delle acque superficiale, ma piuttosto all'incremento del volume della calotta che si riflette un aumento di 0.4 ‰ nei valori del  $\delta^{18}\text{O}$ . Si stima, quindi, che l'incremento totale di  $\delta^{18}\text{O}$  marino dovuto all'espansione della calotta sia di ca. 0.6 ‰ (0.2 + 0.4 ‰). Sebbene una stima certa sia piuttosto complessa, questa escursione potrebbe equivalere ad un aumento di volume di ghiaccio nell'area antartica pari a quello dell'attuale calotta antartica (Lear et al., 2008). La caduta del livello del mare globale di circa 70 m, stimata da Pekar et. al. (2002), sembra consistente con la crescita di una calotta polare di queste dimensioni.

### **Le cause della glaciazione al limite Eocene/Oligocene**

Vi sono diverse ipotesi che tentano di spiegare i meccanismi d'innescò della glaciazione antartica, anche se vi è ancora un vivo dibattito che testimonia come non esista una visione condivisa da parte della comunità scientifica. Una delle ipotesi proposte suggerisce che la glaciazione antartica sia legata ad una diminuzione del flusso di calore oceanico dalle basse alle alte latitudini dell'emisfero meridionale innescato dall'apertura del passaggio di Drake (tra Sud America e Antartide) e del passaggio di Tasmania (tra Australia e Antartide). L'apertura di questi passaggi avrebbe permesso l'instaurarsi della corrente circumpolare antartica (ACC), la quale avrebbe portato all'isolamento termico dell'Antartide (Kennet et al. 1975; Kennet 1977; Murphy & Kennet 1986). Tuttavia, questa ipotesi è molto controversa dal momento che l'apertura del passaggio di Drake (avvenuta ca. 41 Ma) anticipa di molto l'instaurarsi della calotta antartica (ca. 34 Ma).

Una seconda ipotesi, più ampiamente condivisa, ipotizza che la glaciazione antartica sia stata provocata da un graduale declino di  $p\text{CO}_2$  atmosferica (DeConto & Pollard, 2003).

Tuttavia, la transizione E-O, con ogni probabilità, è stata causata da una combinazione di più forcing climatici piuttosto che da un'unica causa. Nello studio condotto da Coxall et al. (2005), l'inizio dello shift isotopico coincide con una fase di bassa eccentricità e di minima variazione di obliquità. Questa particolare configurazione orbitale avrebbe favorito il protrarsi di estati fresche, permettendo l'accumulo di neve estiva e fornendo così un'ulteriore impulso all'inizio della glaciazione (Pälike et al., 2006).



## 2. Il progetto di perforazione dei fondali oceanici e il

### Leg ODP 121

#### 2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondali oceanici

L'esplorazione dei fondali oceanici ebbe inizio ufficialmente nel 1872 quando la corvetta inglese *H.M.S Challenger* (appartenente alla Marina Reale britannica) compì le prime perforazioni dei fondali oceanici. Alla base della spedizione vi furono obiettivi scientifici ben precisi che spaziavano dall'indagare le proprietà fisico-chimiche degli oceani, al determinare la composizione chimica delle acque a varie profondità ed, infine, a definire la distribuzione delle diverse specie animali e vegetali lungo la colonna d'acqua e al fondo.

Grazie alla spedizione della *H.M.S Challenger*, durata quattro anni (1872-1876), furono scandagliati i fondali oceanici lungo un percorso di circa 130.000 km e l'oceanografia divenne a tutti gli effetti una disciplina scientifica. La spedizione fornì, inoltre, un'importante contributo ai successivi studi micropaleontologici.

Alla piccola nave in legno si sono sostituiti, in tempi moderni, tecnologie sempre più efficienti e nel 1964 dall'unione di vari istituti di ricerca americani nacque il Consorzio JOIDES (*Joint Oceanographic Institution of Deep Earth Sampling*). Un passo successivo venne fatto nel 1968 con il DSPD (*Deep Sea Drilling Project*): un progetto coordinato da enti di ricerca americani che utilizzava come nave scientifica la *Glomar Challenger*.

Nel 1985 la *JOIDES Resolution*, un'ex nave petrolifera riadattata ad uso scientifico (Figura 2.1), rimpiazzò la *Glomar Challenger* all'inizio del nuovo progetto ODP (*Ocean Drilling Program*). Il progetto ODP fu un vero e proprio lavoro di cooperazione internazionale per esplorare e studiare la composizione e la struttura dei fondali oceanici della Terra. Questa nuova nave da perforazione condusse 110 spedizioni per l'ODP dal 1985 al 2003, perforando diversi pozzi localizzati in diverse aree.

Nel 2003, all'interno del nuovo progetto IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*), sono state introdotte nuove tecniche più efficienti che hanno permesso di ottenere dati di maggiore qualità.

A partire da ottobre 2013, i partners IODP continuano la loro collaborazione attraverso l'*International Ocean Discovery Program: Exploring the Earth Under the Sea*, progetto che proseguirà fino al 2023.



**Figura 2.1.** Foto della *JOIDES Resolution* di ritorno da una spedizione.

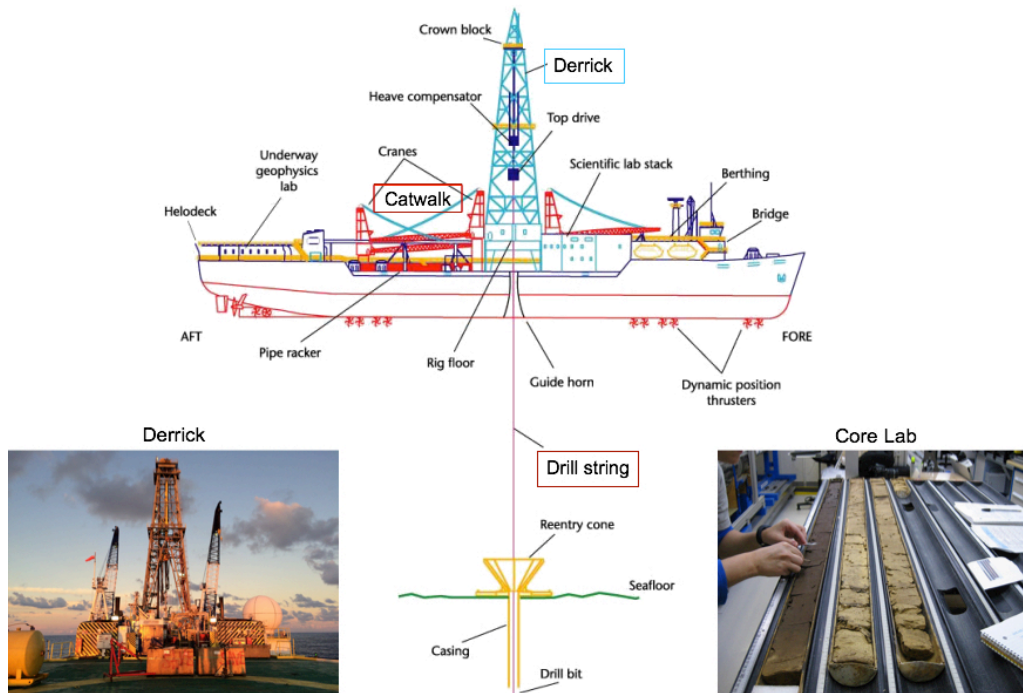
(<http://oceanleadership.org/brazil-joins-international-marine-research-effort/>)

## **2.2. La *JOIDES Resolution* e le metodologie utilizzate**

La *JOIDES Resolution* è una nave scientifica da perforazione oceanica lunga 144 m, larga 21 m, con un peso complessivo di 16596 t.

Il *derrick* (Figura 2.2), ossia 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 essendo dotata di una batteria di aste (*drill pipe*) di lunghezza totale di 9144 m. Una volta individuato il site, ovvero il luogo di perforazione, la nave si avvale di un trasmettitore sonar (*beacon*) che viene calato e infisso nel fondo marino in prossimità del sito di perforazione (*site*) e di due sistemi di posizionamento globale (Global Positioning System – GPS). I dati GPS e gli impulsi inviati dal sonar e captati da un sistema di idrofoni vengono entrambi trasmessi al computer di bordo, che li elabora al fine di controllare in modo

dinamico il posizionamento della nave (DP – Dynamic Positioning). Il sonar e i sistemi GPS permettono alla nave di mantenere una posizione corretta, pur in assenza di ancoraggi fissi. A questo punto è possibile assemblare e calare al fondo la *drill pipe*, al cui interno si trova un dispositivo recuperabile via cavo (*core barrel*), provvisto di una punta di perforazione con corone dentate (*drill bit*).



**Figura 2.2.** Principali elementi tecnici della nave JR. (<http://joidesresolution.org>)

In base alla litologia dei fondali e agli obiettivi della spedizione possono essere utilizzate tecniche di perforazione diverse.

Sono principalmente tre le metodologie utilizzate dalla *JOIDES Resolution*:

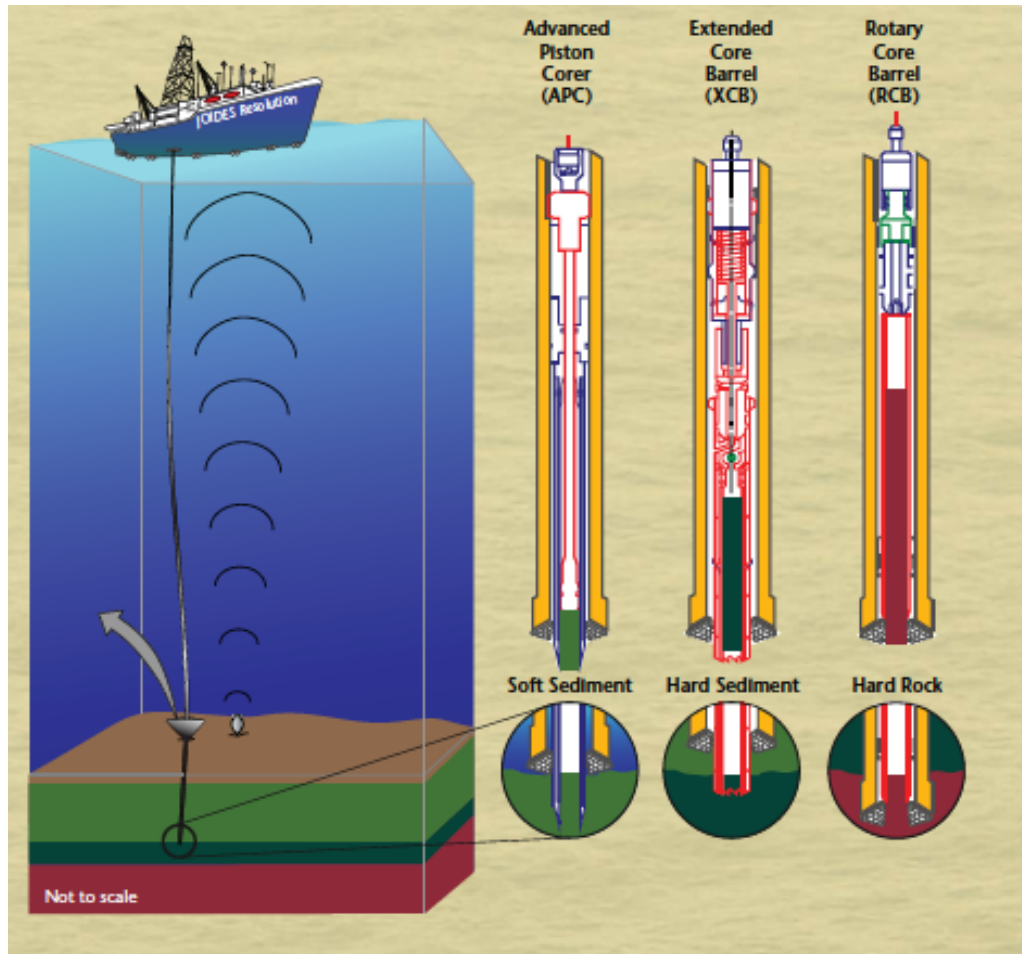
- **Rotary Core Barrel (RCB)**: questo sistema è concepito per recuperare sedimenti da litificati a fortemente litificati, fino a rocce ignee di basamento oceanico. Attualmente è utilizzato principalmente per campionare rocce ignee della crosta oceanica (Figura 2.3).
- **Advanced Piston Core (APC)**: questo metodo utilizza un sistema idraulico che permette di recuperare carote indisturbate e orientate, costituite da sedimenti da poco consolidati a consolidati che, attraverso l'RCB, non possono essere recuperati con la stessa efficacia (Figura 2.3). È adatto per studi paleoceanografici e paleoecologici di alta risoluzione.
- **Extended Core Barrel (XCB)**: è solitamente utilizzato per il recupero di carote intere (ca. 9.5 m) di sedimenti da leggermente a moderatamente litificati (Figura 2.3). Si utilizza quando i sedimenti diventano troppo duri per l'APC (i.e. piston coring refusal) o, viceversa, non sono abbastanza duri da permettere un recupero efficace con il sistema RCB (e.g. sabbie). È impiegato prevalentemente per studi sedimentologici, climatici e paleoceanografici.

Infine, se il recupero di sedimenti non è necessario agli obiettivi di ricerca è possibile aumentare la velocità di perforazione tramite il **Wash Coring**: un sistema che prevede il pompaggio di acqua ad alta pressione per spingere il sedimento poco consolidato nello spazio compreso tra la *drill pipe* e la parete del pozzo (*wall of the hole*). Oltre a questi metodi, nel corso delle spedizioni DSDP/ODP è stato impiegato anche il metodo **Navi-drill core barrel (NCB)** per permettere di continuare il recupero di carote, seppur limitate (i.e. 10-50 m), dal basamento cristallino, una volta che questo viene raggiunto tramite il sistema XCB (Storms, 1989).

La carota (*core*), solitamente lunga 9.5 m, una volta perforata viene recuperata e portata sulla piattaforma della nave (*Drill floor*) all'interno del *core barrel*. A questo punto viene tolto, il *core catcher*, ossia il congegno che impedisce al sedimento recuperato di fuoriuscire, e la carota, posta all'interno di un *liner* di plastica, viene posizionata sul *catwalk* (ponte vicino alla piattaforma, Figura 2.2). Qui la carota viene suddivisa in sezioni (*section*) di circa 1.5 m. Tali sezioni vengono quindi numerate e messe a riposare in frigoriferi per evitare che subiscano *shock*. Solo dopo qualche ora vengono tagliate in due metà dette



*working half* e *archive half*. L'*archive half* verrà conservato perfettamente integro mentre sul *working half* saranno effettuati studi di varia natura (e.g. paleontologici, paleomagnetici, petrografici, geochimici, etc). Le due metà verranno poi conservate all'interno di depositi adeguati (*repository*), al fine di garantire al meglio la preservazione del materiale.



**Figura 2.3.** Metodi di perforazione. ([http://iodp.tamu.edu/labs/ship/ship\\_brochure.pdf](http://iodp.tamu.edu/labs/ship/ship_brochure.pdf))

## 2.3. La Spedizione ODP 121

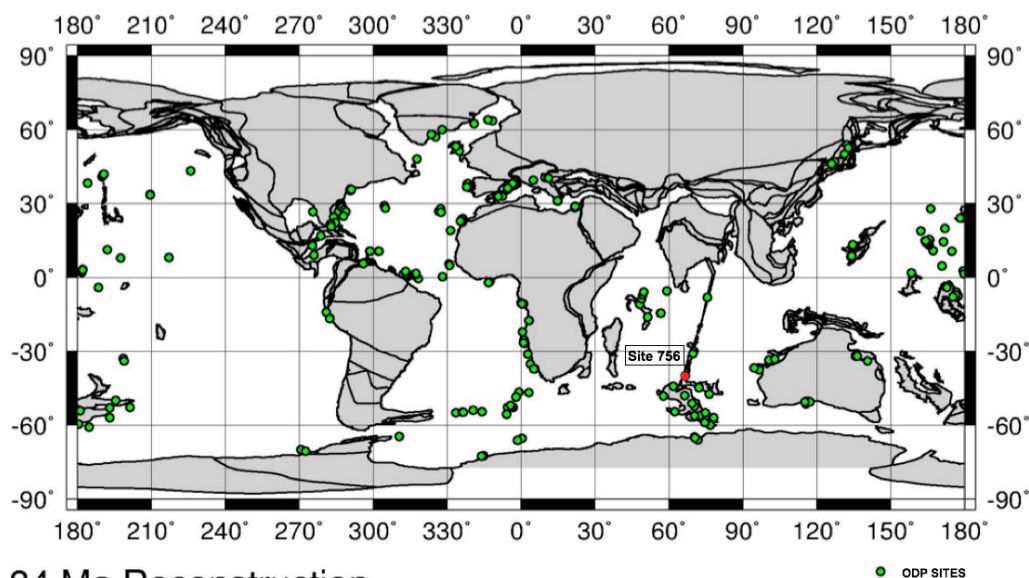
### 2.3.1. I siti perforati

Nel corso della spedizione ODP 121 (Figura 2.4), iniziata il 30 aprile 1988, sono stati perforati complessivamente 7 sites (Figura 2.6) in due differenti regioni dell'Oceano Indiano (Figura 2.5).

LEG 121	
Data di inizio	30/04/88
Data di fine	28/06/88
SITES	752-758
Regione	Broken Ridge e Ninetyeast Ridge
Staff scientist	Elliott Taylor, Craig Wilkinson
Co-Chief scientist	Jeffrey K. Weissel, John W. Peirce

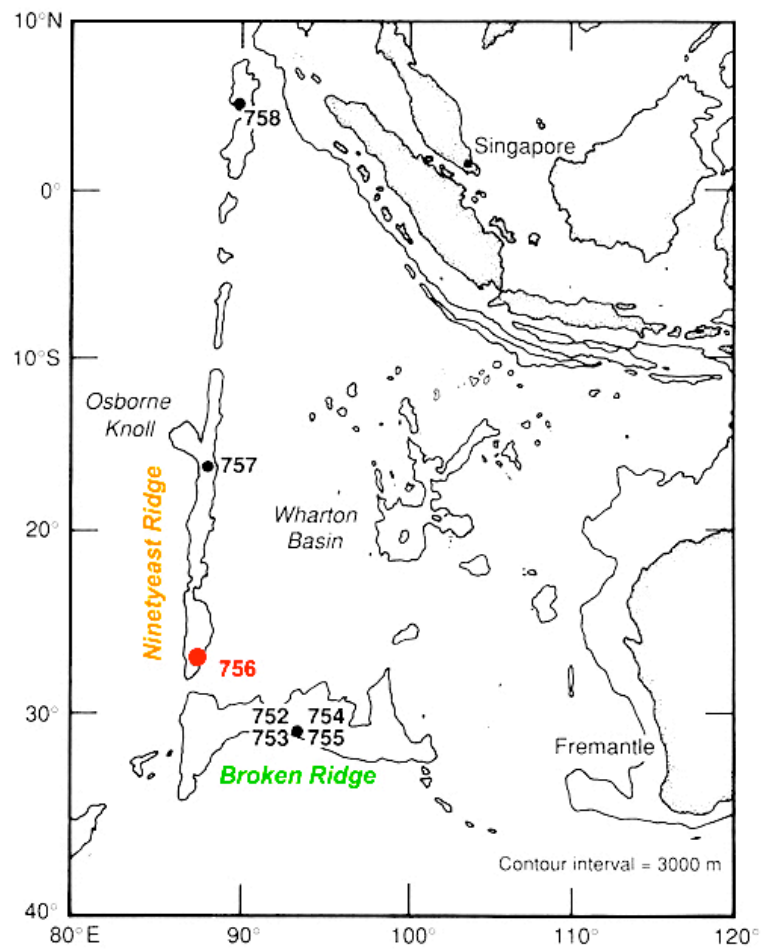
**Figura 2.4.** Caratteristiche tecniche della spedizione ODP 121.

I primi quattro siti (Site 752 - Site 755) sono localizzati sul Broken Ridge (o Broken Plateau), un immenso plateau oceanico situato nella porzione sud-orientale dell'Oceano Indiano e che un tempo costituiva una grande provincia ignea con il Kerguelen Plateau (Figura 2.7), in seguito separatosi tramite un evento di rifting nell'Eocene medio.

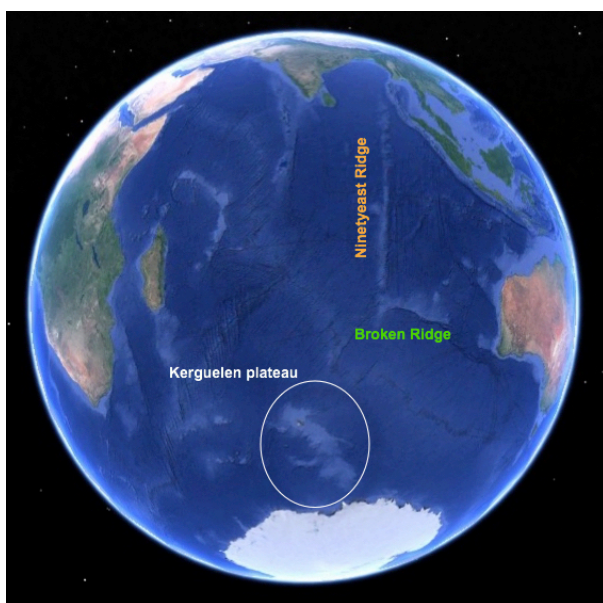


## 34 Ma Reconstruction

**Figura 2.5.** Ricostruzione paleogeografica (34 Ma). Sono riportati i siti di perforazione delle campagne ODP (cerchi verdi). Il cerchio rosso evidenzia l'area studiata nella spedizione ODP Leg 121 dove si trova il Site 756. (Mappa prodotta attraverso il sito <http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>)



**Figura 2.6.** Mappa dell'Oceano Indiano orientale che mostra i site ODP, con particolare riferimento al Site 756. (Peirce et al., 1989)



**Figura 2.7.** Immagine satellitare tratta da Google Earth che mette in evidenza le distanze spaziali tra il Kerguelen Plateau, il Ninetyeast Ridge e il Broken Ridge.

I restanti tre siti (tra cui il Site 756, esaminato in dettaglio nel paragrafo 3.1) si trovano nel Ninetyeast Ridge, una dorsale oceanica lunga circa 5000 km, che si estende verso sud a partire dal golfo del Bengala fino quasi alla dorsale indiana sudorientale. La formazione della Ninetyeast Ridge è interpretata come una traccia di hot-spot del Kerguelen di età medio cretacea-oligocenica (Luyendyk, 1977; Luyendick and Rennick, 1977).

### 2.3.2. Gli obiettivi della spedizione

La prima parte della spedizione ODP 121 ha perforato l'area del **Broken Ridge** con degli obiettivi ben definiti, quali:

1. Accertare l'età, la litologia, la profondità di deposizione dei sedimenti nella sequenza sedimentaria (inclinata e troncata) del Broken Ridge;
2. Accertare l'età, la litologia, la profondità di deposizione dei sedimenti suborizzontali al tetto delle cresta del Broken Ridge;
3. Determinare quali parti della sequenza sedimentaria si siano depositi pre-, syn, o post-rift (rift rispetto al Kerguelen Plateau);
4. Usare i risultati di queste perforazioni per determinare il tempo e la durata dell'evento di rifting e per determinare il movimento verticale della Broken Ridge.

La seconda parte della spedizione si era dedicata alla perforazione del **Ninetyeast Ridge** e gli obiettivi di perforazione sono stati rivolti allo studio delle relazioni geochimiche nello spazio e nel tempo tra Ninetyeast Ridge e hot spot del Kerguelen, così da definire una curva di movimento verso nord della placca indiana e aiutare a comprendere al meglio la cronologia e i meccanismi tettonici dell'orogenesi Himalayana ed infine a fornire un transetto paleontologico e paleoclimatologico dell'Oceano Indiano orientale a profondità inferiori rispetto alla profondità di compensazione dei carbonati (CCD).

### 2.2.3. Gli obiettivi paleoceanografici e paleoclimatologici

A tal proposito un'importante obiettivo della spedizione è stato quello di determinare un transetto di siti di perforazione nord-sud dell'Oceano Indiano e da questi ricavare dati ad alta risoluzione per lo studio della distribuzione paleontologica spaziale-temporale e per lo studio dei cambiamenti climatici dall'Eocene superiore all'Olocene, al fine di completare i transetti campionati precedentemente (ODP Legs 119, 120 e 115).

Lo studio si è rivolto anche alla creazione di una connessione tra le associazioni fossili delle alte latitudini (australi, come quelle del Broken Bridge) e quelle a basse latitudini (tropicali-subtropicali), queste ultime usate largamente nelle zonazioni biostratigrafiche (e.g. Banner and Blow, 1965; Blow, 1969; Berggren et al., 1985; Bolli et al. 1985). I siti caratterizzati da associazioni fossilifere miste offrono ai biostratigrafi l'opportunità di determinare le relazioni tra le diverse fasce latitudinali e quindi di costruire *time scales* a più ampia applicazione.

Altra finalità paleoclimatologica del Leg 121 è stata quella di recuperare dai sedimenti pelagici una sequenza stratigrafica continua del Cenozoico per studiare in dettaglio il record eolico, sia per determinare l'intensità dei venti nel passato, sia per stabilire il grado di aridità delle aree sorgenti (Rea et al., 1985). Il Ninetyeast Ridge è ideale per tali studi in quanto è localizzato tra i grandi deserti dell'Africa e dell'Australia ricevendo di conseguenza un ingente apporto di materiale terrigeno (input emipelagico) da queste aree.

A tali scopi, il Leg 121 ha recuperato una sezione completa per ogni site del Ninetyeast Ridge a partire da quello localizzato più a nord (Site 758), a quello centrale (Site 757) e, per finire, in quello più a sud (Site 756), ricoprendo in tal modo l'intero transetto.



### 3. MATERIALI E METODI

#### 3.1. Materiale: il Site 756

Il Site 756 è localizzato nella porzione più a sud del Ninetyeast Ridge ( $27^{\circ}21.3'S$ ,  $87^{\circ}35.8'E$ ), ad una profondità di 1519 m e ad una distanza di 10 km rispetto alla cresta orientale (Figura 2.5). In questa area sono stati perforati quattro pozzi (*hole*, Figura 3.1): Hole 756A, 756B, 756C e 756D. Il materiale studiato in questa tesi proviene dal Hole 756C.



**Figura 3.1.** Posizione della nave durante la perforazione dei quattro hole (A, B, C e D) del Site 756. (Peirce et al., 1989)

Il pozzo più profondo (Hole 756D) ha recuperato 139 m di sedimento e di 82 metri di basalto fino a raggiungere una profondità totale di 221 mbsf (*meters below sea floor*).

Per ogni *hole* è stata adottata una **metodologia di perforazione** diversa a seconda della tipologia di sedimento. In particolare, per l'Hole 756A è stata estratta un'unica carota (core 1H) di 9.72 m utilizzando la metodologia APC (*Advanced Piston Corer*), lo stesso è stato fatto per l'Hole 756B in cui sono state estratte 11 carote (1H-11H). Dall'Hole 756C sono state recuperate 12 carote (Figura 3.2) dapprima con metodologia APC (cores 1H e 2H), seguita dal Wash Coring (core 3W) e, per finire, tramite XCB coring (*Extended Core Barrel*) con il recupero

delle carote 4X-9X. Le operazioni XCB si sono poi arrestate a causa di un strato calcareo impenetrabile (presumibilmente localizzato al di sopra delle vulcaniti), il carotaggio è quindi proseguito tramite il sistema NCB (*Navi-drill core barrel*) per le carote 10N, 11N e 12N. Per quanto riguarda l'Hole 756D sono state recuperate 12 carote (1X-12X) tramite il metodo RCB (*Rotary Core Barrel*).

Core no.	Date (May 1988)	Time (local)	Depth		Length		Recovery (%)
			top (mbsf)	bottom (mbsf)	cored (m)	recovered (m)	
121-756C-							
1H	26	1400	0.0	8.8	8.8	8.77	99.6
2H	26	1525	68.9	78.6	9.7	9.24	95.2
3W	26	1625	78.6	100.9	22.3	0.05	(wash core)
4X	26	1655	100.9	110.5	9.6	9.70	101.0
5X	26	2000	110.5	120.2	9.7	8.15	84.0
6X	26	2040	120.2	129.8	9.6	7.16	74.6
7X	26	2120	129.8	139.4	9.6	8.76	91.2
8X	26	2215	139.4	144.5	5.1	3.94	77.2
9X	27	0000	144.5	150.3	5.8	0.35	6.0
10N	27	0310	150.3	154.5	4.2	4.21	100.0
11N	27	1050	154.5	156.5	2.0	1.13	56.5
12N	27	1350	156.5	159.0	2.5	0.40	16.0
		(Coring)			76.6	61.81	80.7
		(Washing)			22.3	0.05	
					98.9	61.86	

**Figura 3.2.** Coring summary al pozzo C del Site 756. (Peirce et al., 1989)

In totale, da questi quattro pozzi, è stata recuperata una sezione di 227.7 m di età compresa tra l'Eocene superiore e il Pleistocene (Figura 3.3).

### 3.2. Unità litostratigrafiche al Site 756

I sedimenti recuperati al Site 756 contengono abbondanti nannofossili calcarei, la cui preservazione è generalmente buona lungo l'intera sezione, tuttavia passa a moderato-povera nei sedimenti di età eocenica superiore. Sono state riconosciute, in particolare, due unità litostratigrafiche:

1. **Unità I** (0-139 mbsf): si estende dall'Eocene superiore al Pleistocene (Nannofossil Zones CP15b/P16; Okada & Bukry, 1980; Berggren et al., 1985) costituita da ooze a nannofossili con un contenuto variabile di foraminiferi tra il 5-20 %. Il colore del sedimento varia dal bianco nella parte superiore al



marrone pallido in quella inferiore. L'unità I a sua volta è suddivisa in due subunità:

- a. **Subunità IA** (0-144.5 mbsf): è costituita principalmente da nannofossili e con una minore quantità di foraminiferi (5-20 %), con tracce di radiolari, spicole di spugne e silicoflagellati.

**Pleistocene** (0-0.47 mbsf):

- Associazione: *Rhabdosphaera clavigera*, *Rhabdosphaera stylifera*, poche *Helicosphaera wallichii*, comune *Pseudoemiliana lacunosa* e *Crenalithus daronicoides* (indicativi della Biozona a nannofossili calcarei CN13)

**Limite Pleistocene-Pliocene** (0.47-1.97 mbsf) definita dalla scomparsa di *Discoaster brouweri*.

**Pliocene** (1.97-8.8 mbsf)

- Associazione: *D. brouweri*, *Discoaster tamalis*, *Calcidiscus macintyreii* (Biozona CN12)
- Associazione: *Ceratolithus rugosus*, *Ceratolithus acutus*, *Amaurolithus primus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* e *D. tamalis* (Biozone CN11-CN10).

**Limite Pliocene-Miocene** (18.1-19.2 mbsf)

**Miocene** (22.6-27.7 mbsf):

- Associazione: *A. primus*, *Amaurolithus delicatus*, *D. brouweri*, *Discoaster surculus* e *Discoaster pentaradiatus* (Biozona CN9).
- La comparsa di *Discoaster neohamatus* e *R. pseudoumbilica* e l'assenza *D. surculus* indicano la Biozona CN8.
- La presenza di *D. hamatus* denota la Biozona CN7.
- L'assenza di *D. hamatus* e la presenza di *Discoaster exilis*, *Discoaster variabilis* e *C. macintyreii* denota la Biozona CN6.
- La presenza di questa associazione in aggiunta a *Cyclicargolithus floridanus* e l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* indica la Biozona CN5.

- La comparsa di *S. heteromorphus* definisce le Biozone indifferenziate CN3-CN4.
- La presenza di *S. belemnos* ricade entro la Biozona CN2.
- Associazione: *Zygrhablithus bijugatus*, *C. floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus* (Biozona CN1)

**Limite Miocene-Oligocene** (75.6-74.1 mbsf). La posizione di questo limite è stata posta in coincidenza con l'ultima comparsa di *Sphenolithus ciproensis*.

**Oligocene:**

- La comparsa di *S. ciproensis* assieme a *S. distentus* indica la Biozona CP19.
- La simultanea comparsa di *S. distentus* e *S. predistentus* indica la Biozona CP18.
- La comparsa di *S. predistentus* e l'assenza di *R. umbilicus* denota la Biozona CP17.
- Associazione: *R. umbilicus*, *Ericsonia formosa*, e *Isthmolithus recurvus* (specie marker delle alte latitudini; Biozona CP16)

**Limite Oligocene-Eocene:** il limite Eocene-Oligocene viene approssimato seppur in modo non soddisfacente dalla scomparsa di *Discoaster saipanensis*.

**Eocene:** i sedimenti più profondi, al di sopra dei basalti, sono di età eocenica. Questa è determinata dalla presenza nell'associazione a nannofossili calcarei di specie marker quali *I. recurvus*, *Chiasmolithus amaruensis*, e *D. saipanensis*. Associazione assegnabile alla Biozona CP15b.

- b. **Subunità IB** (144.5-150.3 mbsf): consiste di fango carbonatico a foraminiferi con presenza di minerali neri e verdi (e.g. plagioclasti ed ematite) e qualche frammento di foraminifero bentonico.
2. **Unità II** (139-221 mbsf): è costituita da colate basaltiche subaeree intercalate a strati di cenere e materiale terrigeno. Sono state individuate 16 colate (due

recuperate al pozzo 756C e 14 al pozzo 756D) con uno spessore variabile da 2-5 m.

Tra le due unità è stato individuato uno strato carbonatico con uno spessore massimo di circa 30 cm, tuttavia il punto di contatto con il basalto sottostante non è stato riconosciuto. Il basalto inizialmente si è depositato in ambiente subaereo e, in seguito, è andato via via in immersione. Questa ha permesso la deposizione della Subunità IB. Il fenomeno di subsidenza è continuato nel corso del tempo permettendo la deposizione della Subunità IA.

Hole 756C					Hole 756D				
Depth (mbsf)	Core	Calcareous nannofossils	Planktonic foraminifers	Age	Depth (mbsf)	Core	Calcareous nannofossils	Planktonic foraminifers	Age
8.8	1H	CN12a	N21	late Pliocene	9.5	1R	CN9b-10a	N18	latest Miocene
				Lower bathyal					
79.6	2H	CN3-4	N7	early Miocene	79.7	2R	CN1-3	N6?	early Miocene
100.9	3W	CN1	N4	early Miocene					
113.5	4X	CP18	P19-20	Cligocene					
118.7	5X	CP17	P18						
	6X	CP16	P17						
			P15						
134.9	7X	CP15b	P15	late Eocene	3W	CP15b	P16		late Eocene
	8X								
	9X								
150.3	Basement			Upper nortico	Basement				

Table 4. Calcareous nannofossil and planktonic foraminifer datums at Site 756.

Species event <sup>a</sup>	Age (Ma)	Depth (mbsf)
Calcareous nannofossils		
LO <i>Discoaster brouweri</i>	1.90	0.47-1.97
LO <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i>	3.50	4.50-6.00
FO <i>Discoaster tamalis</i>	3.80	8.00-8.50
LO <i>Discoaster hamatus</i>	8.85	34.70-35.67
FO <i>Discoaster hamatus</i>	10.00	37.30-38.80
LO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	14.40	45.40-46.90
FO <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	17.10	54.70-56.20
LO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	25.20	73.70-74.70
FO <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	30.20	94.60-96.10
LO <i>Reticulofenestra umbilica</i>	34.60	117.70-119.20
LO <i>Discoaster saipanensis</i>	36.70	134.90-136.40
Planktonic foraminifers		
LO <i>Globorotalia multicaemata</i>	2.9	1.5-3.0
LO <i>Globoquadrina altispira</i>	2.9	1.5-3.0
LO <i>Sphaeroidinella seminulina</i>	3.0	3.0-8.5
FO <i>Globorotalia tosaensis</i>	3.1	3.0-8.5
LO <i>Globorotalia margaritae</i>	3.4	8.5-13.0
LO <i>Globigerina nepenthes</i>	3.9	8.5-13.0
FO <i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	8.1	8.5-13.0
FO <i>Globorotalia tumida</i>	5.2	18.1-21.1
FO <i>Globigerinoides conglobatus</i>	5.3	18.1-21.1
LO <i>Globoquadrina dehiscens</i>	5.3	18.1-21.1
FO <i>Globorotalia margaritae</i>	5.6	18.1-21.1
FO <i>Globorotalia plesiotumida</i>	7.7	27.7-37.3
LO <i>Globorotalia stankensis</i>	10.4	38.8-41.8
FO <i>Globigerina nepenthes</i>	11.3	38.8-41.8
LO <i>Globorotalia peripheroacuta</i>	14.6	41.8-43.3
LO <i>Globigerinita stairforthi</i>	17.4	46.9-56.2
LO <i>Globorotalia kugleri</i>	21.8	56.2-65.6
FO <i>Globoquadrina dehiscens</i>	23.2	65.6-75.2
LO <i>Globigerina angulatusuralis</i>	23.2	65.6-75.2
LO <i>Chiloguembelina cubensis</i>	30.0	65.6-75.2
FO <i>Globigerina angulatusuralis</i>	31.6	84.9-94.6
LO <i>Pseudohastigerina</i>	34.0	94.6-104.3

<sup>a</sup> FO = first occurrence; LO = last occurrence.

Figura 3.3a. Classificazione biostratigrafica dei pozzi 756C e 756D (a sinistra) e Tabella con gli eventi biostratigrafici utilizzati al Site 756 (Peirce et al., 1989).

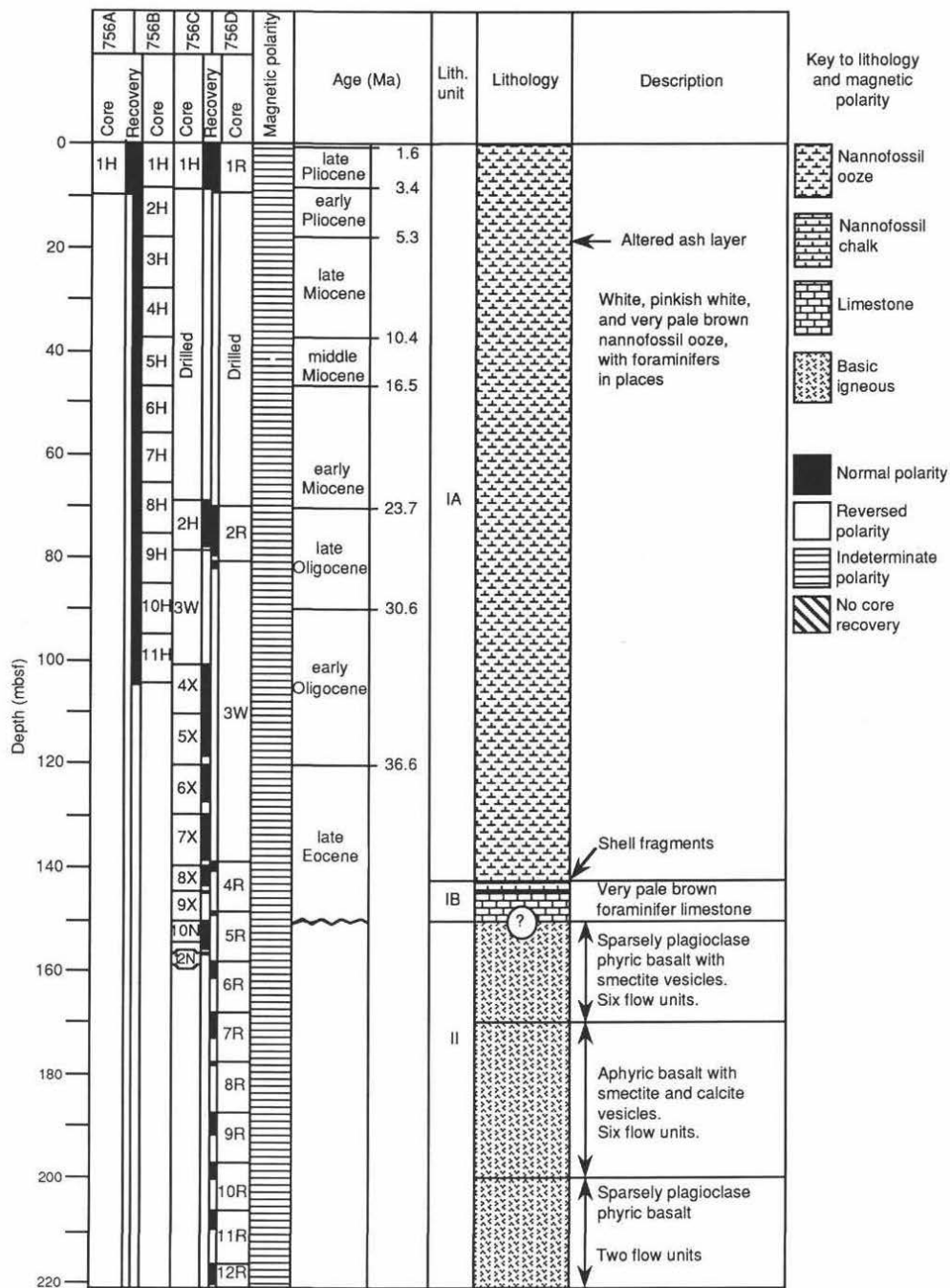
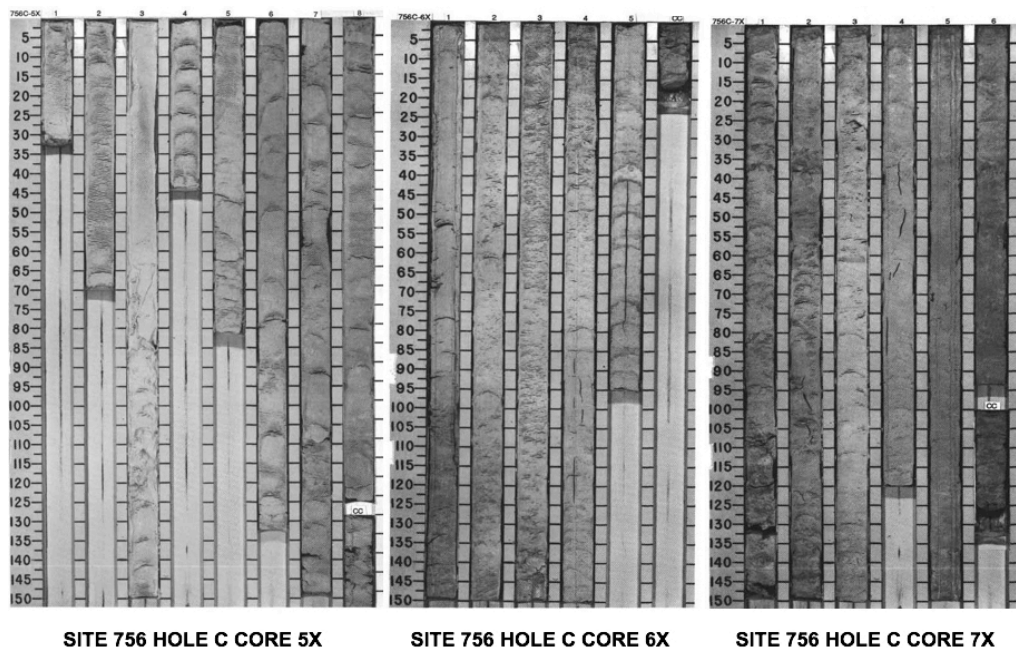


Figura 3.3. Schema litostratigrafico del Site 756 (Peirce et al., 1989).

I campioni esaminati in questo elaborato appartengono alla Subunità IA. In particolare, l'intervallo analizzato si estende da 113.66 (756C-5X-5W, 20-22 cm) a 132.7 mbsf (756-7X-2W, 140-142 cm), per un totale di 19.04 metri. Sono stati analizzati un totale di 56 campioni con una spaziatura media di circa 38 cm. Il materiale proviene dalle carote 5X, 6X e 7X del pozzo 756C (Figura 3.4).

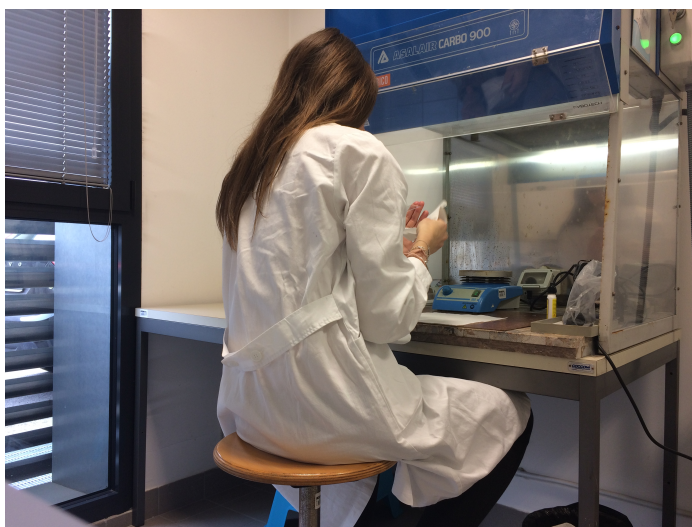


**Figura 3.4.** Immagini delle tre carote oggetto di studio: core 5X, 6X e 7X.

### 3.3. Metodi

#### 3.3.1 Preparazione delle 'smear slides'

Il materiale campionato al Site 756, Hole C, è stato preparato per essere analizzato, tramite il metodo standard delle 'smear slides'. La procedura 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 di acqua distillata, si bagna il materiale e lo si lavora con una cannucchia amalgamando il tutto. Il preparato viene quindi steso in modo da ottenere strisce a diversa densità. Una volta lasciato asciugare su una piastra preriscaldata a ca. 100 °C, si sigilla il vetrino "portaoggetto" con un vetrino "coprioggetto" tramite l'ausilio di un adesivo ottico ad alto indice di rifrazione (Norland Optical Adhesive). Il vetrino così ottenuto viene esposto alla luce di una lampada a raggi ultravioletti (Figura 3.5).



**Figura 3.5.** Preparazione delle *smear slides* presso il Laboratorio di Fitoplancton del Dipartimento di Geoscienze.

Il materiale è pronto per essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti (Figura 3.6).

Per la determinazione dei nannofossili calcarei, gli esemplari sono stati osservati sia a nicol paralleli che a nicol incrociati, al fine di riconoscere le diverse caratteristiche diagnostiche per ogni specie. E' stata eseguita dapprima un'analisi

qualitativa preliminare sull'abbondanza e sul grado di preservazione dei nannofossili in tutti i campioni studiati. In un secondo momento si sono effettuati diversi tipi di conteggio, per ottenere un'analisi quantitativa di abbondanze attraverso due metodi. Il primo metodo è una stima delle abbondanze relative e prevede il conteggio di almeno 300 esemplari, di cui verrà successivamente calcolata l'abbondanza relativa (in %, Pospichal, 1991). Un secondo metodo, invece, prevede la stima semi-quantitativa delle abbondanze dei vari taxa e si effettua contando il numero di esemplari di uno stesso taxon su un'area corrispondente a 1 mm<sup>2</sup> (Backman & Shackleton, 1983). Questa metodologia è stata applicata per evidenziare l'eventuale presenza di alcuni marker biostratigrafici rari.



**Figura 3.6.** Microscopio ottico polarizzatore utilizzato per l'analisi dei campioni.

L'ultimo conteggio effettuato consiste nel contare un determinato numero di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica (Rio et al., 1990). In questo lavoro di tesi, il conteggio è stato eseguito su 30 esemplari per il genere *Discoaster* e su 50 per il genere *Sphenolithus*.

In questo elaborato sono stati adottati gli schemi biostratigrafici proposti da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), a cui si aggiunge il recente schema proposto da Agnini et al. (2014). Per la determinazione dei taxa si è fatto riferimento ai concetti tassonomici esposti in Perch-Nielsen (1985), ove non diversamente specificato. Vengono, inoltre, fornite delle microfotografie dei taxa più significativi, al fine di chiarire ulteriormente i concetti tassonomici adottati (Appendice-Tavole I, II, III). I risultati ottenuti dai conteggi effettuati sui campioni sono stati poi analizzati in chiave biostratigrafica, biocronologica e paleoecologica. Nel primo caso sono stati sviluppati dei grafici tramite il software *Grapher*, poi elaborati con il programma *Adobe Illustrator*. I grafici hanno permesso di evidenziare variazioni in termini di presenza/assenza e abbondanza nell'associazione e all'interno dei singoli taxon.

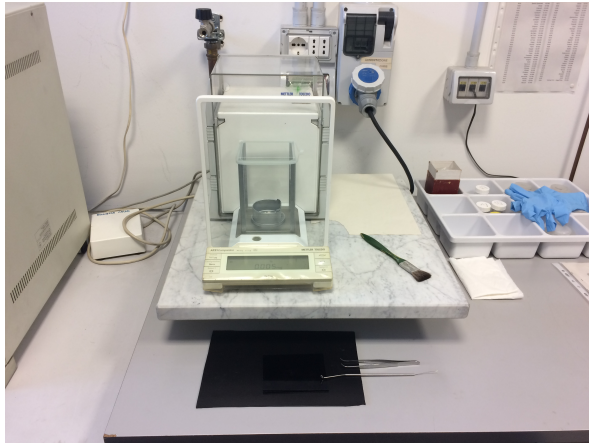
### 3.3.2 Analisi delle componenti principali (PCA)

Oltre alle metodologie precedenti, per l'indagine paleoecologica è stata effettuata l'analisi delle componenti principali (PCA), utilizzando il programma *Past*, al fine di evidenziare l'eventuale presenza di fattori che giustificano la variabilità del dataset, ovvero dei cambiamenti all'interno dell'associazione fitoplanctonica.

### 3.3.3 Analisi isotopiche (C e O) e contenuto di CaCO<sub>3</sub>

Per una ricostruzione paleoecologia di maggior dettaglio si sono eseguite delle analisi chimiche degli isotopi stabili di carbonio e ossigeno contenuti nei sedimenti già analizzati per il contenuto micropaleontologico. Dalle analisi isotopiche si sono ottenute, inoltre, le percentuali di abbondanza di CaCO<sub>3</sub> presente nel materiale studiato. Per effettuare l'analisi spettrometrica è stato prelevato del materiale in piccola quantità da ciascun campione e, tramite l'impiego di un mortaio di agata, il sedimento è stato ridotto in polvere e inserito in apposite capsule in polietilene, precedentemente contrassegnate con la sigla del campione. Da ogni capsula è stato poi estratto un quantitativo di circa 250-300 µg di polvere accuratamente pesato con l'ausilio della bilancia di precisione Mettler Toledo AT21 (Figura 3.7).





**Figura 3.7.** Bilancia di precisione Mettler Toledo AT21 con cui sono stati pesati i campioni.

La polvere così preparata è stata inserita in provette di borosilicato con tappo in gomma perforabile poi disposte in un rack porta provette secondo uno schema cartaceo di posizionamento, così da conoscere la posizione esatta di ogni campione (Figura 3.8). Gli strumenti utilizzati sono stati puliti accuratamente ad ogni nuova pesata per evitare la contaminazione tra campioni.

Per la calibrazione vs VPDB (*Vienna Peedee belemnite*) sono stati inseriti, intervallati ai campioni, delle provette contenenti lo standard interno Maq 1 marmo di Carrara ( $\delta^{13}\text{C}= 2.58$ ,  $\delta^{18}\text{O}= -1.15$ ), e uno standard di controllo GR1 ( $\delta^{13}\text{C}= 0.69$ ,  $\delta^{18}\text{O}= -10.63$ ). Infine è stata inserita nel rack una rampa di standard Maq 1, con pesi progressivi da 50 a 450  $\mu\text{g}$ , per la valutazione del  $\text{CaCO}_3$  contenuto nei campioni.



**Figura 3.8.** A sinistra: postazione per la pesatura dei campioni per l'analisi spettrometrica. A destra: capsule in polietilene siglate contenenti le polveri dei vari campioni.

### **Analisi spettrometrica**

Le provette pesate, vengono successivamente collocate nel *Bench* collegato allo spettrometro di massa *Thermo Scientific Delta V Advantage* (Figura 3.9), mantenendo la stessa posizione occupata nel rack.

La prima fila della sequenza viene lasciata vuota per consentire iniezione dell'ago analisi, mentre nell'ultima fila vengono posizionate provette vuote per evitare eventuali fuoriuscite di acido ortofosforico. Nelle altre file vengono collocate le provette da analizzare. Lo strumento, così settato, consente l'analisi di un massimo di 72 provette per ciclo di analisi.



**Figura 3.9.** Spettrometro di massa *Thermo Scientific Delta V Advantage*

L'analisi si divide in due fasi:

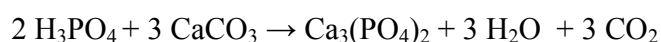
#### **Fase I- flush**

In questa fase viene inserito gas He 5.5 all'interno di ciascuna provetta mediante un ago a doppio foro. Il gas permette di far fuoriuscire l'aria presente nei campioni così da evitare possibili alterazioni nel corso dell'analisi. Questa fase ha di solito una durata di ca. 3-4 minuti per provetta. Una volta conclusasi, tutte le provette vengono agitate a mano in modo da far precipitare al fondo i residui di materiale presente lungo le pareti. In seguito l'ago del *flush* viene sostituito dall'ago dell'analisi e viene aggiunto un ago a foro singolo per iniettare l'acido ortofosforico.

## Fase II- Acidificazione

Questa fase consiste nell'iniettare acido ortofosforico ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) > 99% (EMSURE®) all'interno delle provette da analizzare. L'acido è ad una temperatura di circa 70°C, quindi in fase liquida. I due aghi, analisi e acido, vengono iniettati simultaneamente: l'ago a foro singolo acidifica una colonna di provette, mentre l'altro analizza i campioni già acidificati della colonna precedente. Prima dell'analisi vera è propria è necessario un test di verifica del corretto funzionamento dello strumento, effettuato grazie ad un gas di riferimento (*gas reference*  $\text{CO}_2$ ).

In ogni provetta viene quindi rilasciato acido ortofosforico (ca. 20 gocce) che reagisce con il carbonato contenuto nei campioni secondo la formula:



Dalla reazione viene rilasciata  $\text{CO}_2$  la quale viene poi prelevata dal secondo ago. L'anidride carbonica così prodotta viene trasportata utilizzando il gas He come *carrier* e fluisce verso lo spettrometro, dove viene ionizzata da un fascio di elettroni emesso da un filamento di tungsteno incandescente.

Una determinata molecola di  $\text{CO}_2$  ha pesi molecolari diversi a seconda delle specie isotopiche di C e di O presenti. Le configurazioni più comuni della  $\text{CO}_2$  sono:

- $^{12}\text{C}+^{16}\text{O}+^{16}\text{O}$  con peso molecolare 44
- $^{13}\text{C} +^{16}\text{O}+^{16}\text{O}$  con peso molecolare 45
- $^{12}\text{C}+^{18}\text{O}+^{16}\text{O}$  con peso molecolare 46

Lo spettrometro è quindi in grado di misurare la concentrazione degli isotopi contenuti nella  $\text{CO}_2$  separando la molecola in base alla massa.

Dall'analisi si ottengono diagrammi intensità-tempo che presentano 15 picchi per ogni campione: i primi 5 sono relativi al gas di riferimento  $\text{CO}_2$  e sono necessari per tarare il dispositivo, i restanti 10 si riferiscono al campione analizzato (Figura 3.9a).

Ogni picco è composto da tre tracciati sovrapposti che corrispondono ai 3 pesi molecolari della  $\text{CO}_2$  (44, 45, 46). Ogni analisi consiste di 10 misurazioni della composizione isotopica del campione caratterizzati da picchi di intensità via via decrescente con il tempo.

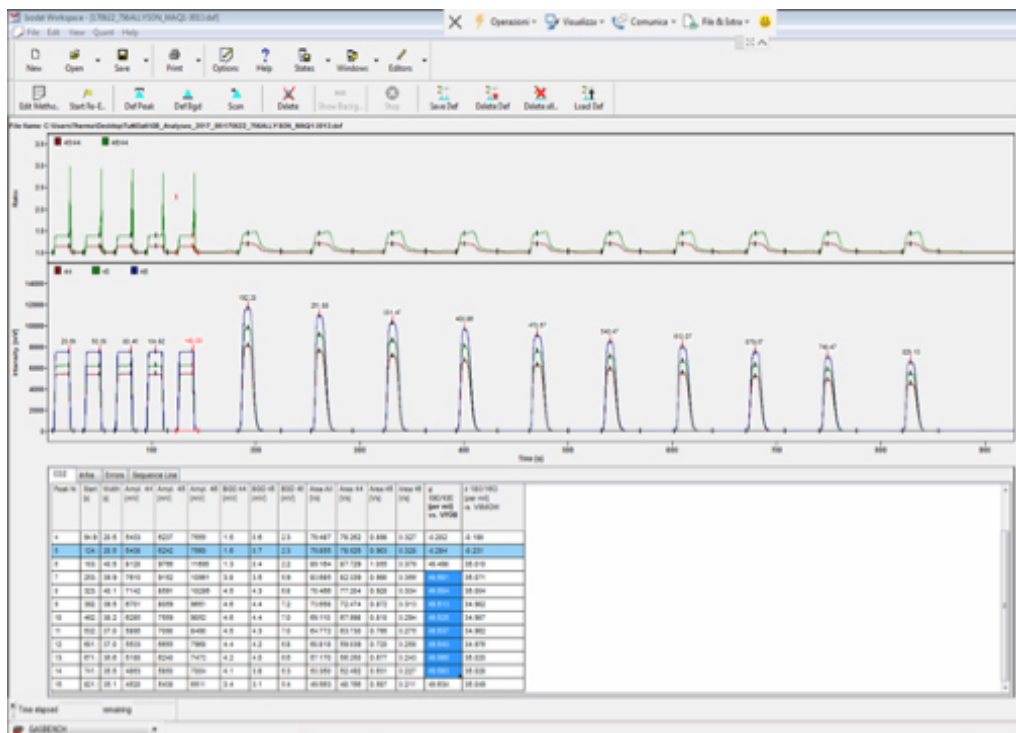


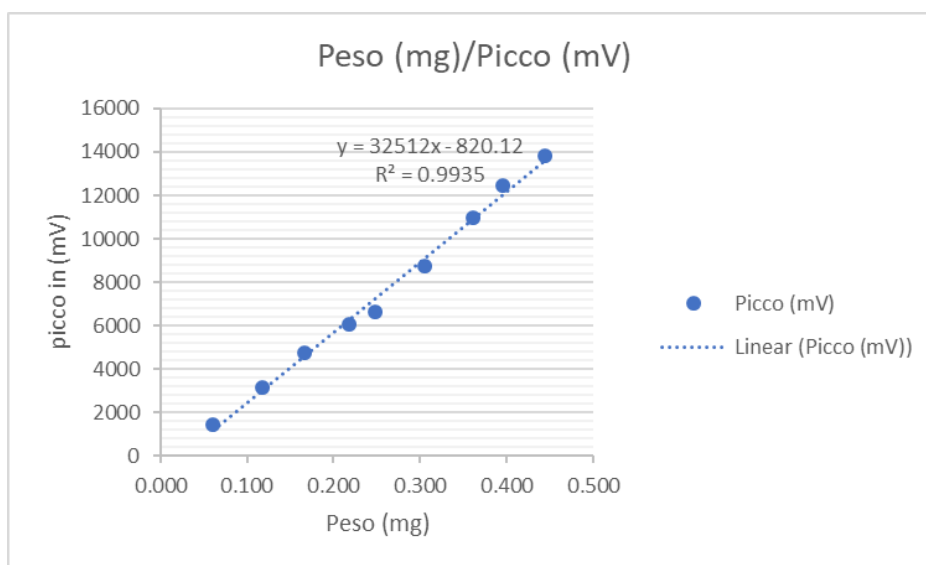
Figura 3.9a. Diagrammi intensità-tempo (15 picchi) ottenuti per ogni campione.

Nella fase di calibratura, la prima e l'ultima misurazione vengono scartate perché mostrano generalmente dati significativamente diversi dalle restanti 8 misure. Da queste si ricava la media e la deviazione standard, che deve essere inferiore a 0.1 ‰. Il valore ottenuto per  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  è calcolato rispetto alla composizione isotopica del *gas reference*  $\text{CO}_2$ . I risultati ottenuti vengono quindi esportati in un foglio di calcolo (Excel).

I campioni devono essere calibrati rispetto allo standard internazionale VPDB, in modo da renderli confrontabili con i dati prodotti in altri laboratori. Essi vengono quindi calibrati utilizzando gli standard interni inseriti nella sequenza, che hanno composizione isotopica nota (Maq 1 - marmo di Carrara -  $\delta^{13}\text{C} = 2.58$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -1.15$ ). Inoltre, viene inserito uno standard di controllo (GR1 - marmo -  $\delta^{13}\text{C} = 0.69$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -10.63$ ) che viene utilizzato come standard in sample.

### Contenuto di carbonato

Il picco (in mV) prodotto dalla CO<sub>2</sub> analizzata è stato utilizzato per stimare la quantità di carbonato presente nel campione (Figura 3.9b) (Spofforth et al., 2010). A questo scopo, all'interno di ogni sequenza sono stati inseriti 9 standard Maq 1 di peso noto crescente (50-450 µm). Dal momento che l'intensità del picco (in mV) aumenta all'aumentare del peso del campione (espresso in mg), è possibile risalire alla percentuale di CaCO<sub>3</sub> presente in ogni campione.



**Figura 3.9b.** Diagramma intensità (mV) – peso (mg) utilizzato per stimare il contenuto di carbonato presente nei campioni analizzati.



## 4. Introduzione alla biostratigrafia a nanofossili calcarei e alla biocronologia

### 4.1. Definizione ed affidabilità di un biorizzonte

#### Definizione

Le unità biostratigrafiche (*biozone*) secondo la Guida Internazionale di Nomenclatura stratigrafica (Salvador, 1994), sono pacchi di strati definiti in base al loro contenuto paleontologico. Il biorizzonte (o bioevento) è quindi definito in corrispondenza ad un cambiamento del contenuto fossilifero e ogni biozona è definita alla base e al top da un biorizzonte. 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:

- Comparsa/scomparsa per migrazione o esclusione ambientale
- Intervalli di abbondanza/assenza
- Alterazioni morfologiche
- Fluttuazioni di abbondanza

#### Affidabilità di un biorizzonte

Un biorizzonte per essere affidabile deve mantenere la stessa posizione relativa (*ranking*) e la stessa spaziatura (*spacing*) fra diverse successioni e, all'interno della stessa successione, tra autori diversi. Un biorizzonte è affidabile quando la specie che lo definisce:

- È facile da riconoscere (non deve esservi ambiguità tassonomica)
- È abbondante
- Ha distribuzione continua
- Ha basso potenziale di rimaneggiamento
- Ha alto potenziale di preservazione
- È di facile tracciabilità in diverse successioni
- È sincrona: permette di effettuare buone correlazioni temporali

#### 4.1.1. I 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 continuous = Bc
- Top = T
- Top common and continuous = 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.



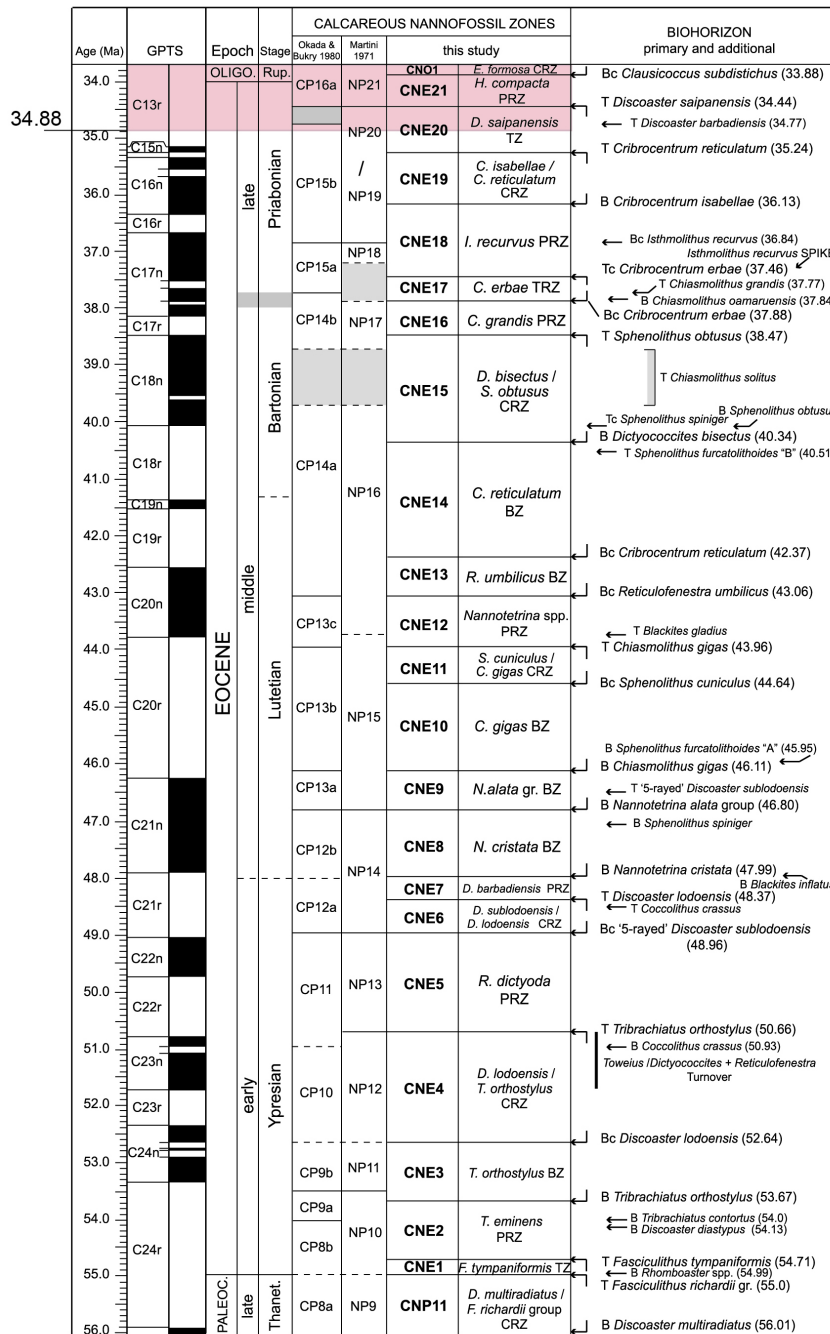
## **4.2. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei per l'Eocene-superiore**

Le biozonature utilizzate comunemente per l'Eocene superiore-Oligocene inferiore sono quelle di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). Queste sono basate su lavori pioneristici di Hay et al. (1967), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970, 1973), Roth et al. (1971) e Bukry (1973,1975). Per il Paleogene Martini (1971) codifica le biozone con la sigla "NP" (*Nannoplankton Paleogene*) ordinandole in una serie progressiva. Un'ulteriore codifica è stata proposta da Bukry (1973) utilizzando principalmente gli 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) riportata in Figura 4.1 e Figura 4.2. Questo lavoro rappresenta un'integrazione rispetto ai lavori precedenti, dal momento che alcuni biorizzonti utilizzati in passato si sono rivelati non sempre affidabili.

Questa scarsa affidabilità ha principalmente due cause:

1. Alcuni marker biostratigrafici utilizzati sono rari e non sempre presenti in campioni con una buona preservazione;
2. 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., Agnini et al. 2007; Fornaciari et al., 2010).



**Figura 4.1.** Le biozone CN e i biorizzonti a nanfossili 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) e da Pälike et al. (2006). Le bande grigie rappresentano l'incertezza nel definire i limiti cronostratigrafici e di biozona, mentre il riquadro rosso evidenzia l'intervallo considerato in questa tesi. (modificato da Agnini et al., 2014)

La biozonatura di Agnini et al. (2014) per il Paleogene si basa su dati raccolti negli ultimi 30 anni da materiale DSDP/ODP e da successioni marine affioranti su terra. La biozonatura è nell'insieme costituita da 38 biozone: 11 per il Paleocene, 21 per l'Eocene e 6 per l'Oligocene. Ogni biozona è definita sulla base di un solo biorizzonte al fine di conferire maggiore stabilità alla zonatura stessa, tuttavia a volte sono forniti biorizzonti aggiuntivi. La nomenclatura delle biozone segue quella proposta da Wade et al. (2011), contiene un codice che si riferisce al gruppo di microfossili studiati CN (*Calcareous Nannofossils*), all'iniziale della serie (P=Paleocene, E=Eocene, O=Oligocene) e al numero di ogni biozona (Figura 4.1, Agnini et al., 2014).

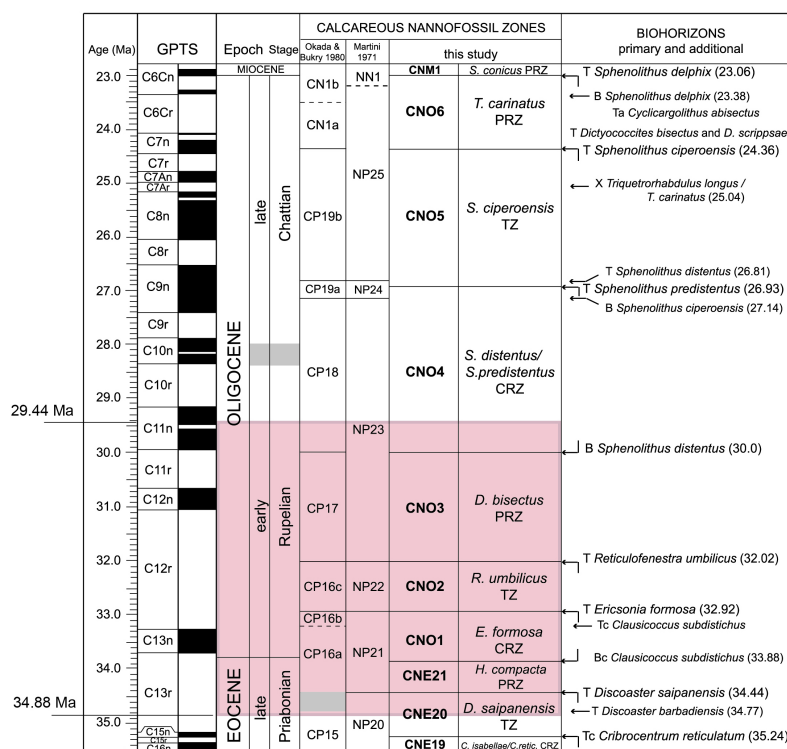


Figura 4.2. Biozone proposte per l'Oligocene da Agnini et al. (2014), riportate come in precedenza, ma con maggior dettaglio dell'intervallo esaminato (modificato da Agnini et al., 2014)

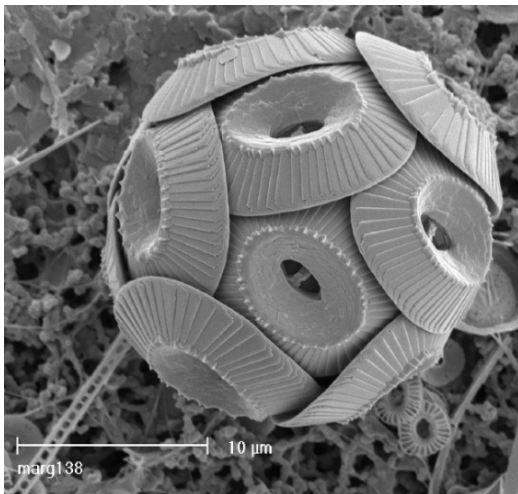
Nota: questo capitolo è stato modificato rispetto ai testi originali a cui fa riferimento (Agnini, 2002; Agnini et al., 2014).

### 4.3. I nannofossili calcarei

#### 4.3.1. Definizione e cenni storici

I nannofossili calcarei comprendono tutti i resti carbonatici fossili marini di dimensione compresa tra 1 e 30  $\mu\text{m}$ . Per la maggior parte sono costituiti dai resti di organismi fitoplanctonici unicellulari, detti Coccolitoforidi, sebbene la definizione sopracitata includa anche resti fossili prodotti da altri organismi (e.g., dinocisti calcaree, Calpionellidi). Questi organismi producono scudi o placchette esterne calcificate (*plates*) che vanno a ricoprire completamente la cellula. Ogni cellula risulta quindi costituita da un numero variabile di placchette (da 10 a 100) e viene detta *coccosfera* (10-100  $\mu\text{m}$ , Figura 4.3). Alla morte dell'organismo la coccosfera si disarticola nelle singole *plates* calcitiche che si inabissano lungo la colonna d'acqua, depositandosi infine sul fondale (Winter & Siessier, 1994; Young et al., 1997).

I coccoliti furono osservati per la prima volta da Ehrenberg (1836), padre della Micropaleontologia, che li ritenne prodotti inorganici. Furono studiati anche dal famoso naturalista Thomas Henry Huxley, che assegnò loro il nome di *coccoliti* (termine tuttora in uso). Solo nel 1861 Wallich e Sorby riconobbero la natura organica dei nannofossili calcarei ed, in particolare, che essi erano confrontabili con le parti mineralizzate di alghe fitoplanctoniche (coccolitoforidi).



**Figura 4.3.** Coccosfera di *Coccolithus pelagicus* (foto tratta da <http://www.mikrotax.org>)

#### 4.3.2. Biologia

I coccolitoforidi appartengono al phylum Haptophyta e sono caratterizzati da uno stile di vita planctonico marino. Le conoscenze riguardo al loro ciclo vitale non sono esaustive, tuttavia, si possono distinguere due fasi principali:

1. fase mobile: in questa fase le cellule presentano due flagelli a cui è frapposto un terzo flagello detto *haptonema*. La sua funzione non è ancora stata chiarita in modo unanime, anche se sono state proposte varie ipotesi (e.g., ancoraggio al substrato o predazione);
2. fase non-mobile: fase in cui generalmente vengono secrete le placchette.

Queste due fasi possono dare origine a elementi molto diversi sia morfologicamente che strutturalmente. In generale, i coccolitoforidi, possono essere suddivisi in tre principali tipi morfostrutturali:

1. **Eterococcoliti:** forme che variano dall'ellittico al circolare e sono costituite da due scudi (distale e prossimale) uniti fra loro da un tubo centrale. Sono prodotti durante la fase diploide del ciclo vitale.
2. **Olococcoliti:** comprendono forme costituite da microcristalli romboedrici di calcite e sono prodotti durante la fase aploide del ciclo vitale. In genere sono più fragili e meno comuni (nel record fossile) rispetto agli altri due tipi, tuttavia, possono presentarsi anche in forma molto ricristallizzata (e.g., *Zygrhablithus bijugatus* e *Lanternithus minutus*) e costituire un'importante componente dell'associazione (come ad esempio nella successione studiata).
3. **Nannoliti:** includono forme estinte con morfologie diverse (e.g., *Discoaster*, *Sphenolithus*), non direttamente riferibili al nannoplancton calcareo attuale.

Sono organismi autotrofi fotosintetici che vivono nella zona fotica della colonna d'acqua (tra 0 e 200 m, anche se sono molto più abbondanti tra i 50-80 m) e presentano una struttura cellulare comune a molte cellule. La loro cellula è costituita da un nucleo (in posizione asimmetrica), due cloroplasti, l'apparato del Golgi, mitocondri, vacuoli, reticolo endoplasmatico, corpo reticolare, membrana nucleare e cellulare.

La formazione delle placchette carbonatiche (*eterococcoliti*), avviene per mineralizzazione all'interno della cellula e la loro secrezione avviene per mezzo di vescicole. Gli *olococcoliti* della fase aploide, invece, vengono calcificati direttamente all'esterno della cellula, tramite un processo di biomineralizzazione

più complicato. Le funzioni della coccosfera sono tuttora poco comprese anche se sono state proposte diverse ipotesi:

- **Protezione:** la coccosfera potrebbe servire a proteggere la delicata membrana cellulare e a prevenire eventuali infezioni batterico-virali;
- **Galleggiamento:** le diverse morfologie della coccosfera permettono di regolare il galleggiamento della cellula;
- **Barriera metabolica:** la produzione di placchette calcitiche permette di eliminare il calcio in eccesso presente all'interno della cellula, aumentandone l'efficienza metabolica.
- **Protezione fotica:** le placchette che ricoprono la coccosfera permettono di proteggere la cellula dalla radiazione UV dannosa e al contempo di regolare la quantità di luce assorbita o riflessa.

#### 4.3.3. Fattori ecologici

I fattori ecologici determinano la presenza e l'abbondanza del nannoplancton calcareo sia a livello geografico che lungo la colonna d'acqua, influenzandone la distribuzione. Tra i fattori ecologici più importanti vi sono:

- **Luce:** è un fattore limitante, sebbene il nannoplancton calcareo sopporti ampie variazioni luminose. Tuttavia, sia l'eccesso di illuminazione che l'assenza di questa possono fortemente turbare la coccolitogenesi.
- **Temperatura:** il nannoplancton è in grado di adattarsi ad un ampio range di temperatura. Sono perlopiù euritermi, anche se non mancano forme prettamente stenoterme come *Coccolithus pelagicus* (attualmente presente alle alte latitudini). La loro distribuzione biogeografica è controllata principalmente dalla temperatura che ne determina indirettamente il gradiente latitudinale. Attualmente non si trovano alle latitudini artiche e subartiche in quanto le temperature sono inferiori ad 1°C.

Sebbene la biomassa prodotta dal nannoplancton sia decisamente maggiore alle latitudini superiori, la loro diversità specifica è più alta alle basse latitudini. Questo perché la produttività (biomassa) è legata alla quantità di nutrienti specifici, mentre la biodiversità è dettata dalle condizioni ambientali.

- **Nutrienti (azoto, fosforo):** rappresentano, assieme alla concentrazione di ferro, un fattore limitante per gli eventi di fioritura (*blooming*) del

nannoplancton calcareo. In superficie i nutrienti sono presenti in basse concentrazioni dal momento che vengono assimilati costantemente dal fitoplancton. Al di sotto della zona fotica la loro quantità aumenta in modo significativo (in corrispondenza del *nutriclino*), ma in questa zona il fitoplancton è estremamente raro e, a parte rare eccezioni (e.g., *Florisphaera profunda*), non è in grado di sfruttare i nutrienti presenti. A livello biogeografico, il nannoplancton calcareo predilige zone caratterizzate da acque oligotrofiche (povere di nutrienti) e stratificate, poiché le zone eutrofiche sono occupate da diatomee, che meglio si adattano ad ambienti più dinamici e ricchi di nutrienti.

- **Salinità:** il nannoplancton mostra una buona tolleranza alle variazioni di salinità e del contenuto di ossigeno nell'acqua, anche se generalmente prospera in condizioni di salinità normale (32-37 ‰). La diversità specifica è maggiore dove la salinità è relativamente alta (acqua calde e oligotrofiche), più bassa in ambienti costieri dove vi sono forme più specializzate.
- **Vitamine e ferro:** le vitamine del gruppo B (vitamine B1 e B12) sono di fondamentale importanza per la sopravvivenza di questi organismi dal momento che non sono in grado di sintetizzarle. La disponibilità di ferro è necessaria, invece, per la produzione di clorofilla, di DNA e di nitratoriduttasi (enzima che catalizza l'ossidazione da nitrito a nitrato). L'assenza di Fe, ma per contro anche l'eccessiva concentrazione, sono condizioni che inibiscono la sopravvivenza del nannoplancton calcareo e rappresentano quindi un fattore ecologico importante per questi organismi.

#### 4.3.4. Sedimentazione

Il nannoplancton calcareo è tra i principali costituenti della pioggia pelagica che dalle acque più superficiali arriva ai fondali marini e contribuisce per circa il 30% alla sedimentazione pelagica negli oceani attuali (Bramlette, 1961). In alcuni periodi della storia geologica, questi organismi hanno assunto un'importanza litogenetica tale da arrivare a costituire fino al 90% della totalità della roccia/sedimenti.

I coccolitoforidi non mostrano un significativo trasporto laterale e raggiungono il fondo senza subire una dissoluzione pervasiva. Queste caratteristiche, che fino

agli anni '70 venivano considerati paradossi, sono state spiegate assumendo che i loro resti raggiungessero i fondali come aggregati o inclusi nel *pellets fecali* di organismi zooplanctonici (i.e., copepodi) protetti in tal modo dalla dissoluzione e senza spostamenti significativi dall'area di origine.



## 5. RISULTATI E DISCUSSIONE

### 5.1. Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site 756 alla transizione Eocene-Oligocene

Il contenuto fossilifero dei campioni analizzati è generalmente buono lungo tutto il transetto studiato, tuttavia, il campione 756C-6X-3W, 120.0-122.0 cm (Top depth 124.40 mbsf) presenta un numero di esemplari decisamente superiore rispetto agli altri. La preservazione si presenta, nel complesso, moderatamente buona, anche se, in alcuni campioni, è leggermente più scarsa.

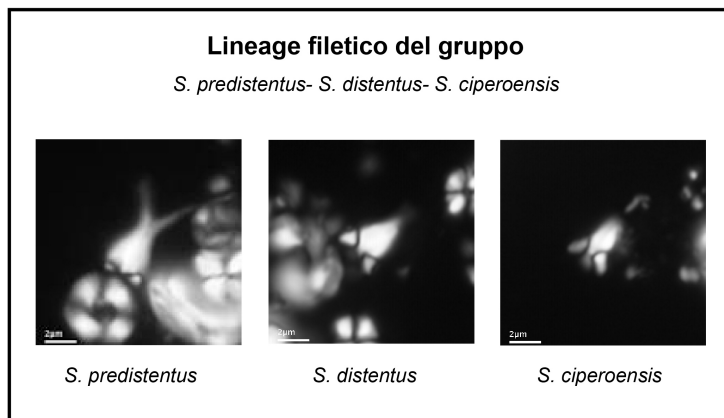
I generi più abbondanti all'interno dell'associazione (Figura 5.2) sono *Reticulofenestra* (33.2-78.2 %), la cui curva, relativa alle abbondanze (%), evidenzia un *trend* di aumento progressivo verso la parte superiore della successione e *Coccolithus* (10.2-31.2 %) che presenta, invece, un andamento complessivo opposto (Figura 5.2a). In questo genere la specie più abbondante è *Coccolithus pelagicus*.

A seguire mostrano abbondanze comuni il genere *Clausicoccus*, *Dictyococites* e *Zyghrablithus*. In particolare, *Dictyococites* (0.6-13.9 %) presenta un andamento pressoché costante, mentre *Zyghrablithus*, di cui è stata rilevata un'unica specie *Zyghrablithus bijugatus* (0-13.9 %) mostra una tendenza più variabile (Figura 5.2a). Il grafico ottenuto per il genere *Clausicoccus* (0-17.1 %) mostra un picco di abbondanza (*acme o abundance zone*) che corrisponde ad un intervallo di profondità compreso tra 118.19-123.99 mbsf (Figura 5.2b).

*Cyclicargolithus* (genere rappresentato, nella successione considerata, della sola specie *Cyclicargolithus floridanus*, 0-11.2 %) presenta un *trend* caratterizzato da una brusca diminuzione in termini di % relative tra 120.40-130 mbsf (Figura 5.2b). Il genere *Ericsonia* (ovvero la specie *Ericsonia formosa*, 0-8.3 %) mostra un *trend* di diminuzione di abbondanza graduale verso profondità inferiori (Figura 5.2b).

Il genere *Sphenolithus* (1.4-7.3 %) ha una tendenza piuttosto costante all'interno della successione (Figura 5.2c). All'interno del genere, la specie più abbondante è *Sphenolithus moriformis*. Nell'associazione vi sono, inoltre, altre tre specie molto meno abbondanti, appartenenti a questo genere: *S. predistentus*, *S. predistentus-*

*distentus* e *S. distentus*. Dal grafico (n/mm<sup>2</sup>) in Figura 5.6c si nota una certa sovrapposizione nella loro distribuzione. La presenza della forma intermedia *S. predistentus-distentus*, inoltre, indica che queste specie appartengono allo stesso *lineage filetico* che inizia con *S. predistentus*, continua con *S. predistentus-distentus* e arriva a *S. distentus*. Il *lineage* prosegue, nel corso dell'Oligocene fino alla comparsa della specie *S. ciproensis*, passando per la forma intermedia *S. ciproensis-distentus* (Figura 5.1).

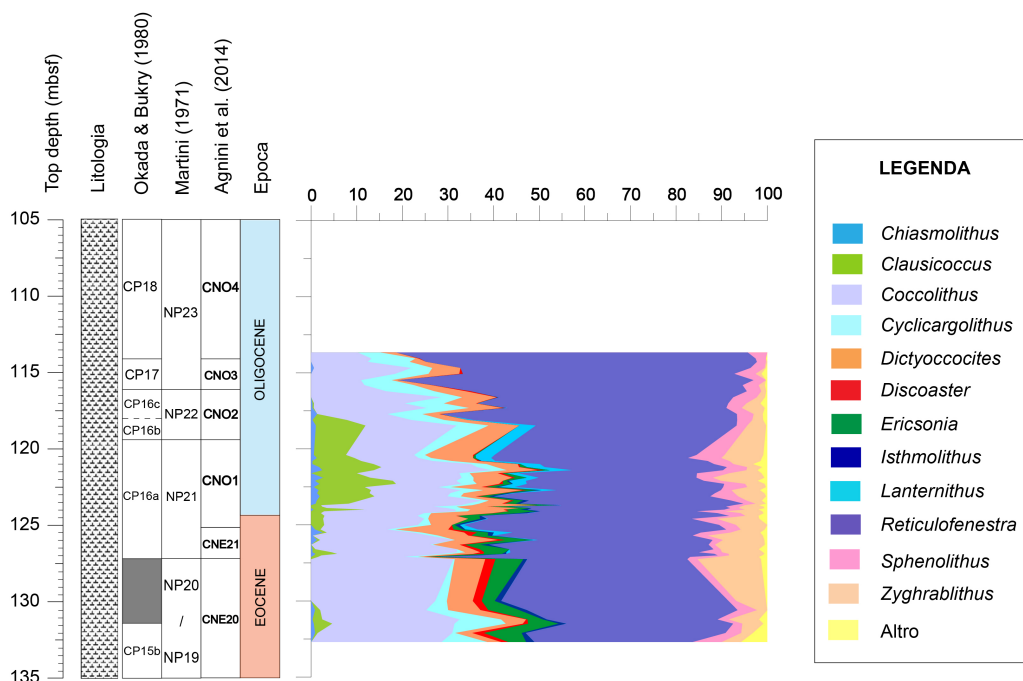


**Figura 5.1.** Lineage filético di *S. predistentus*, *S. distentus* e *S. ciproensis*. Immagini tratte da <http://www.mikrotax.org/>

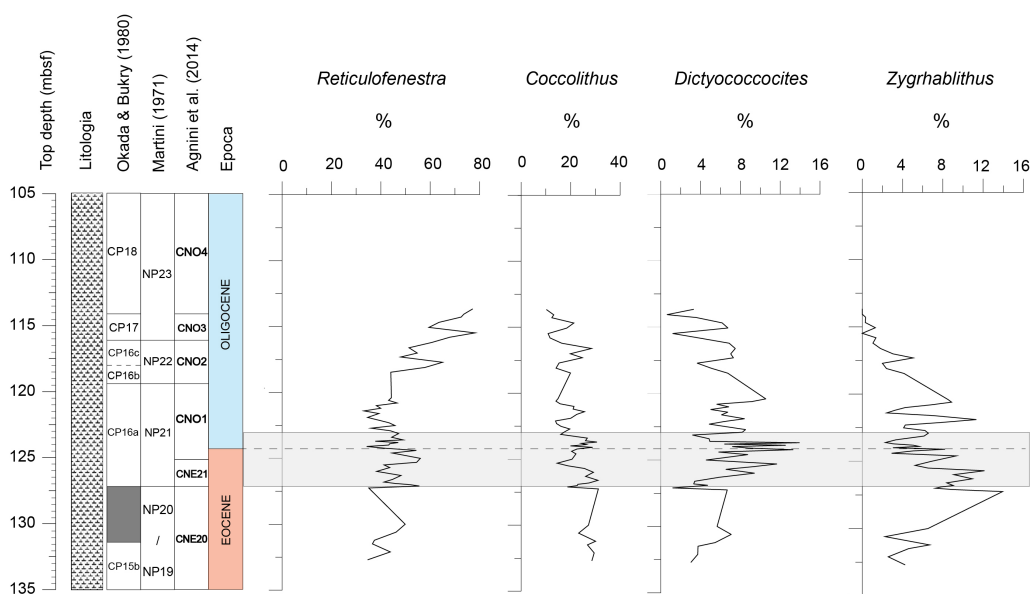
Altro elemento significativo dell'associazione è *Lanternithus* (*Lanternithus minutus*, 0-4.9 %) (Figura 5.2b). Esso presenta un picco, così come è stato osservato per *Clausiccocus*, che corrisponde all'incirca allo stesso intervallo di profondità (118.10-122.71 mbsf).

Altri generi presenti, seppure in percentuale minore, sono *Discoaster* (0- 2.8 %) e *Chiasmolithus* (0-2.6 %). In particolare, la curva del genere *Discoaster* mostra una diminuzione di abbondanza progressiva. Lo stesso *trend* è osservabile per il genere *Isthmolithus* che, in termini di abbondanza relativa, varia da 0 a 2.1 %. Al contrario *Chiasmolithus* presenta un andamento piuttosto discontinuo lungo la successione studiata (Figura 5.2c).

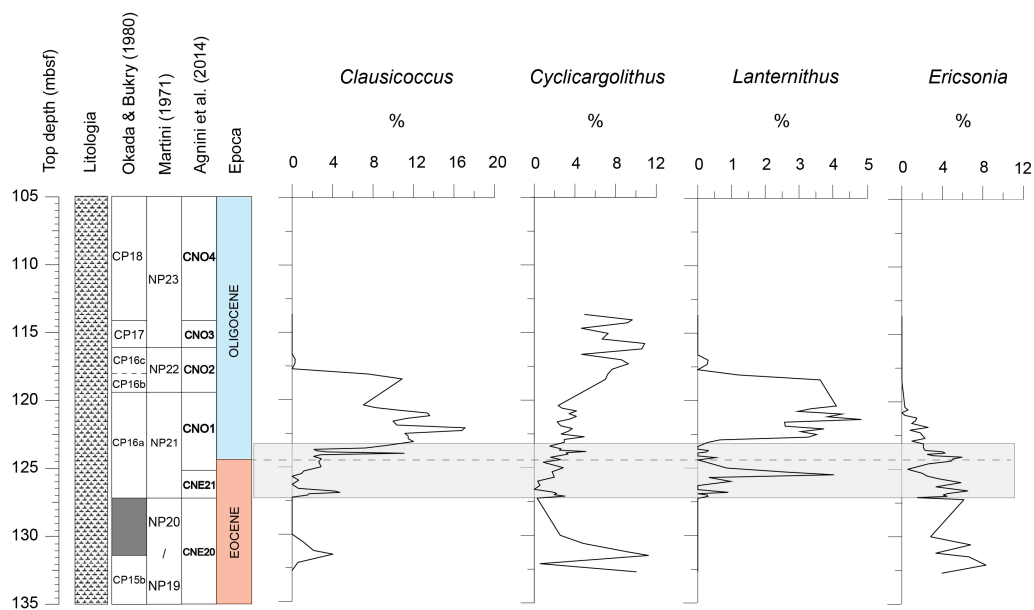
I generi presenti con percentuale inferiore sono stati riportati come *altro* (0-5.8 %) e comprendono: *Coronocyclus*, *Helicosphaera*, *Pontosphaera*, *Thoracosphaera*, *Umbilicosphaera*, nannofossili rimaneggiati e indeterminati (Figura 5.2c).



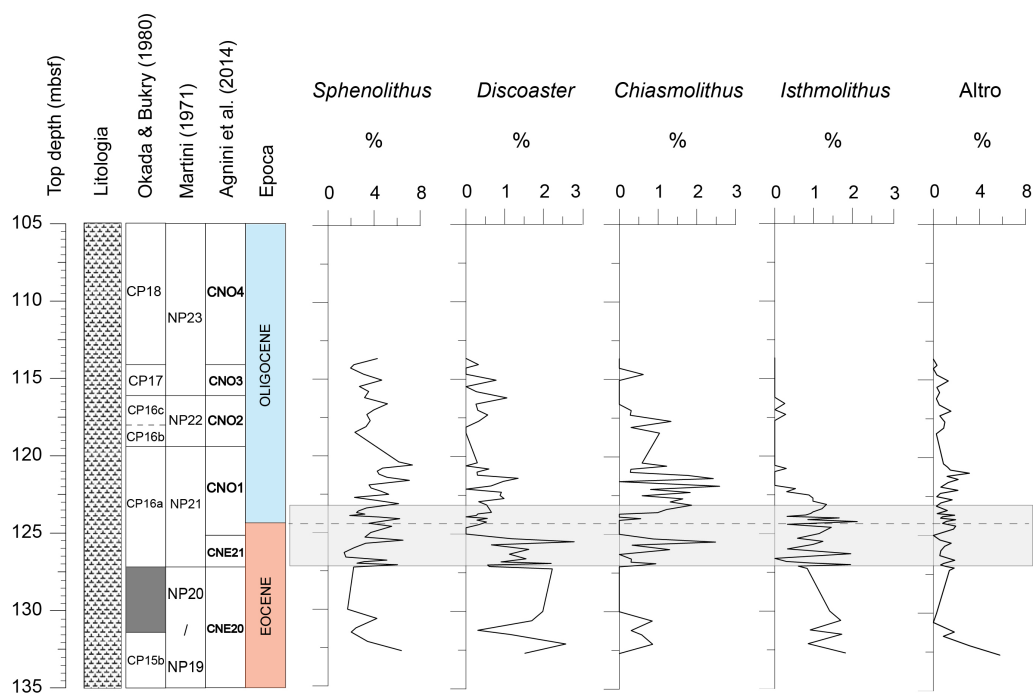
**Figura 5.2.** Grafico delle abbondanze relative (%) cumulative dei generi che compongono l'associazione a nanfossili calcarei nell'intervallo analizzato al Site 756. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanfossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.



**Figura 5.2a.** Abbondanze relative (%) dei generi che compongono l'associazione a nanfossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanfossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.



**Figura 5.2b.** Abbondanze relative (%) dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.



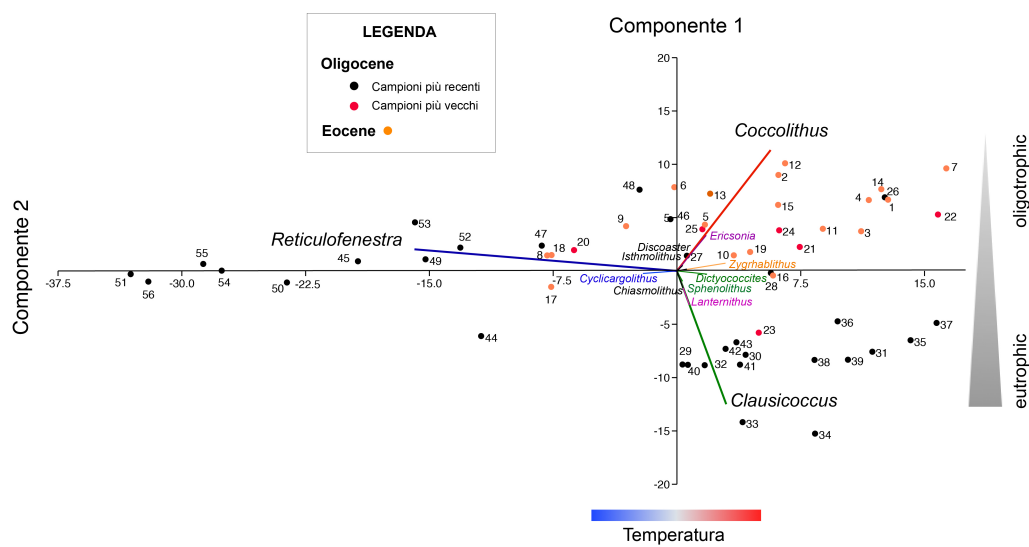
**Figura 5.2c.** Abbondanze relative (%) dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.

## 5.2. Analisi delle componenti principali (PCA)

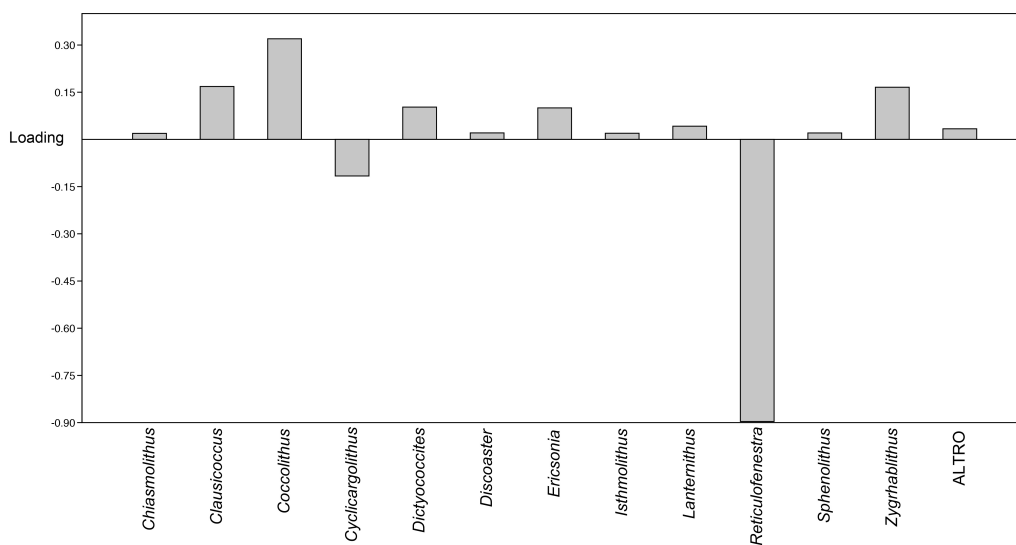
Dall'analisi statistica (PCA) tra i generi che compongono l'associazione, ottenuta utilizzando il software Past, è stato possibile risalire alle principali componenti (fattori ecologici) che controllano l'associazione nell'intervallo studiato. Dal grafico biplot si nota che le due prime componenti (PC1 e PC2) da sole sono in grado di spiegare più dell'85 % della varianza del dataset, in particolare, il peso della componente 1 è pari al 68.2 % mentre quello della componente 2 è 17.4 % (Figura 5.3).

Nello specifico, *Reticulofenestra* mostra un comportamento opposto rispetto ai generi *Coccolithus* e *Clausicoccus*, entrambi controllati principalmente dalla componente 1. Osservando il comportamento dei vari taxa in relazione alle loro esigenze trofiche ed ecologiche (e.g., Haq & Lohmann, 1976; Wei & Wise, 1990) è ipotizzabile che la componente 1 rappresenti il fattore temperatura, mentre la componente 2 il fattore produttività (trofismo). Questo è particolarmente vero osservando la posizione di *Reticulofenestra*, taxon temperato/freddo e mesotrofico, rispetto a *Coccolithus*, taxon considerato relativamente più caldo e oligotrofico (Figura 5.3 e Figura 5.4). La componente 2 (produttività) evidenzia, in particolare, il comportamento opposto di *Coccolithus* (oligotrofico), rispetto a *Clausicoccus* (eutrofico) (Figura 5.3 e Figura 5.5).

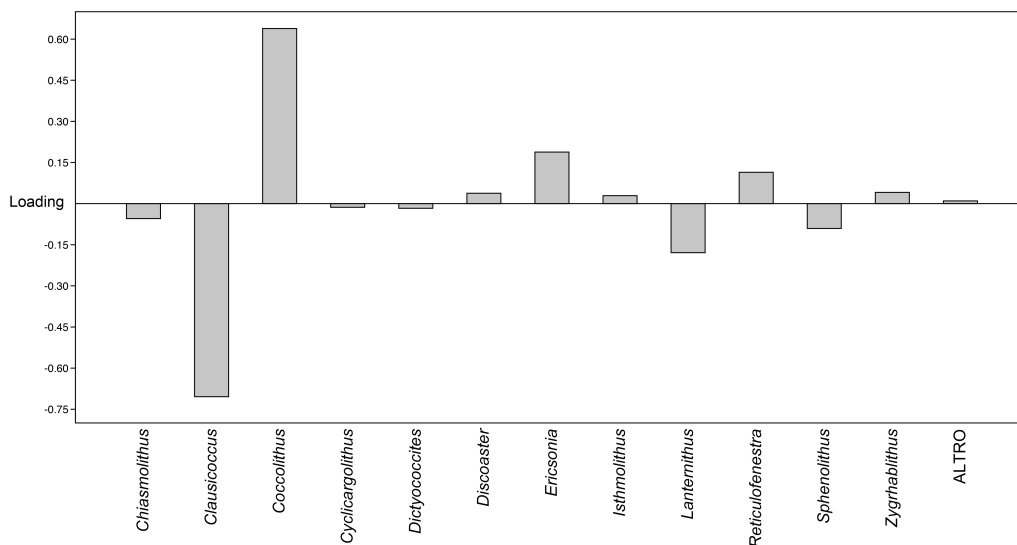
Il grafico biplot mostra come i campioni eocenici (in arancio in Figura 5.3) siano posizionati verso temperature relativamente più alte e basse disponibilità di nutrienti (oligotrofia). I campioni oligocenici, invece, hanno un'ampia variabilità in termini di temperatura, con i campioni più vecchi (in rosso in Figura 5.3) che sono caratterizzati da temperature più calde e i campioni più recenti (in nero in Figura 5.3) da temperature più fredde. La differenza tra i campioni eocenici e i primi campioni oligocenici non è quindi controllata dal fattore temperatura ma piuttosto dalle condizioni trofiche che sembrano spostarsi verso una maggiore disponibilità di nutrienti. Infine, i campioni oligocenici più recenti sembrano essere controllati principalmente dalla temperatura che si sposta verso valori più bassi rispetto ai campioni oligocenici più vecchi che invece suggeriscono temperature relativamente più calde.



**Figura 5.3.** Il grafico biplot ottenuto dall'analisi PCA evidenzia la correlazione esistente tra i campioni (numerati da 1 a 56, in ordine stratigrafico) e le componenti principali e tra l'abbondanza relativa dei generi e le 2 componenti principali più significative



**Figura 5.4.** Loading plot: il grafico evidenzia il comportamento diametralmente opposto di *Reticulofenestra* rispetto a *Clausiococcus* e *Coccolithus* rispetto alla componente 1 (temperatura).



**Figura 5.5.** Loading plot: il grafico evidenzia il comportamento opposto di *Clausiococcus* rispetto a *Coccolithus*, controllati dalla componente 2 (produttività).

### 5.3. Biostratigrafia a nannofossili calcarei al site ODP 756

#### 5.3.1. I biorizzonti delle biozonature standard

Nel seguente paragrafo vengono descritti i biorizzonti riconosciuti nell'intervallo studiato, facendo riferimento alle zonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980). In Tabella 5.1 vengono riportati i biorizzonti studiati e la loro corrispondente profondità (mbsf).

I campioni vengono citati facendo riferimento a *Site ODP, Hole, Core, Top interval* e *Top Depth*. Sono inoltre allegate nelle Tavole I, II e III le microfotografie dei taxa più significativi dal punto di vista biostratigrafico.

#### **Base *Isthmolithus recurvus* (base Zona NP19/NP20 e Subzona CP15b)**

Nella biozonatura di Martini (1971) viene utilizzata la comparsa (B) di *Isthmolithus recurvus* per definire la base della Zona NP19/NP20, che corrisponde alla base della Subzona CP15b in Okada & Bukry (1980). Dati riportati in letteratura forniscono un pattern di abbondanza particolare per questa specie, la cui comparsa (B), nel Chron C17n.1n, è seguita da un'assenza temporanea, ed infine da una presenza continua e comune (Bc) di questo taxon (Backman 1987; Catanzariti et al. 1997; Villa et al. 2008; Fornaciari et al. 2010; Fioroni et al. 2012). Nella successione studiata, *Isthmolithus recurvus* è presente già a partire

dal campione più profondo 756C-7X-2W, 140.0-142.0 cm (132.70 mbsf) con una buona abbondanza iniziale. La curva di *I. recurvus* (riportata in Figura 5.6a) mostra poi una brusca diminuzione di abbondanza, seguita da un marcato incremento nel campione 756C-7X-2W, 140.0-142.0 cm, per poi tornare a diminuire molto gradualmente fino a scomparire alla profondità di 116.21 mbsf.

#### **Top *Discoaster saipanensis* (base Zona NP21 e Subzona CP16a)**

La scomparsa (T) di *Discoaster saipanensis* marca la base della zona NP21 (Martini, 1971), mentre il top (T) di *D. saipanensis* e di *Discoaster barbadiensis* definisce la base della subzona CP16a (Okada & Bukry, 1980).

Nel materiale studiato, la scomparsa (T) di *Discoaster saipanensis* è stata osservata nel campione 756C-6X-5W, 90.0-92.0 cm (127.1 mbsf), mentre quella di *D. barbadiensis* è stata riconosciuta a 131.22 mbsf (campione 756C-6X-5W, 90.0-92.0 cm).

L'estinzione dei discoaster a rosetta (forme calde e oligotrofiche) è un evento diacrono se si comparano i dati di alte e basso-medie latitudini (Wei and Wise 1990a; Arney and Wise 2003; Persico and Villa 2004; Villa et al. 2008). Questo evento ha un'età di circa 40 Ma (Chron C18) se confrontato con dati di alte latitudini, mentre a latitudine medio-bassa esso ricade nel Chron C13r (Berggren et al. 1995).

I dati ricavati da questo elaborato forniscono un'ulteriore supporto all'idea che la scomparsa dei discoaster a rosetta alle basso-medie latitudini è controllata da fattori ambientali e che essa avvenga molto dopo rispetto a quella riscontrata per le alte latitudini. I dati di bordo (Figura 3.3a, paragrafo 3.2) rivelano che l'ultima apparizione (LO Last Occurrence) di *Discoaster saipanensis* è riconoscibile ad una profondità compresa tra 134.90-136.40 mbsf, corrispondente ad un'età di 36.70 Ma. Il dato ricavato da questo studio indica invece che la scomparsa di *D. saipanensis* avviene ad una profondità decisamente inferiore (circa 127.1 mbsf).

#### **Acme di *Clausicoccus subdistichus* (base Subzona CP16b)**

Il Top dell'evento di abbondanza (Ti) di *Clausicoccus subdistichus* definisce la base della Subzona CP16b (Okada and Bukry, 1980). La presenza di *C. subdistichus* è abbastanza comune nella parte inferiore dell'Oligocene, in alcune



sezioni, mentre in altre è molto rara o assente (Perch-Nielsen, 1985).

Secondo Backman (1987) sarebbe opportuno utilizzare la base dell'aumento di abbondanza (Bi) di *C. subdistichus* sia per suddividere la Zona NP21 che per marcare la base della Subzona CP16b. Questo biorizzonte è il miglior marker attualmente disponibile per approssimare la base dell'Oligocene utilizzando i nannofossili calcarei, poiché cade nella parte superiore del Chron C13r (e.g., Backman 1987; Coccioni et al. 1988; Berggren et al. 1995, Marino and Flores 2002).

Nei campioni analizzati *C. subdistichus* mostra un notevole aumento di abbondanza alla profondità di 125.99 mbsf (756C-6X-4W, 129.0-131.0 cm) che continua fino a 118.10 mbsf (756C-5X-8W, 100.0-102.0 cm). La Bi di *C. subdistichus* è un evento che permette di approssimare molto bene il limite E-O, mentre la Ti non è molto ben definita, dal momento che forme appartenenti a questo taxon rimangono comuni e presenti anche dopo il Top di *Ericsonia formosa*, in contrasto con alcuni dati di letteratura che indicano che la Ti di *C. subdistichus* dovrebbe precedere la scomparsa di *E. formosa* (Berggren et al., 1995).

#### **Top *Ericsonia formosa* (base Zona NP22 e Subzona CP16c)**

Sia nella zonatura standard di Martini (1971) che nello schema proposto da Okada & Bukry (1980) la scomparsa (T) di *Ericsonia formosa* è utilizzata per definire la base della Biozone NP22 e della Subzona CP16c.

Questo evento è considerato diacrono tra le medio-basse e le alte latitudini (Nocchi et al. 1986; Premoli et al. 1988; Backman 1987; Berggren et al. 1995; Marino et al. 2002b). A latitudini medio-basse è stato rinvenuto tra la parte più alta del Chron C13n e quella più bassa del Chron C12r, mentre alle alte latitudini (emisfero sud) esso è stato riconosciuto entro il Chron C18 (Berggren et al. 1995). Nella successione studiata la scomparsa (T) di *E. formosa* è stata osservata nel campione 756C-5X-CCW, 10.5-12.5 cm ad una profondità di 118.465 mbsf.

#### **Top *Reticulofenestra umbilicus* (base Zona NP23 e Zona CP17)**

L'evento di scomparsa (T) di *Reticulofenestra umbilicus* definisce la base della Zona CP17 e della Zona NP23 (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980)

Nei campioni analizzati il Top di *R. umbilicus* è stato osservato nel campione 756C-5X-7W, 20.0-22.0 cm (115.81 mbsf). Rispetto al dato di bordo (117.70-119.20 mbsf), il dato acquisito in questo studio mostra che la scomparsa di questo taxon avviene ad una profondità inferiore.

#### **Base *Sphenolithus distentus* (base Zona CP18)**

In Okada & Bukry (1980) l'evento di comparsa (B) di *Sphenolithus distentus* definisce la base della Zona CP18, che corrisponde in Martini (1971) alla parte superiore della Zona NP23. Nel materiale studiato la comparsa di *Sphenolithus distentus* è documentata nel campione 756C-5X-5W, 60.0-63.0 cm (114.06 mbsf). La vicinanza tra Top *R. umbilicus* (115.81 mbsf) e Base *S. distentus* (114.06 mbsf) suggerisce una condensazione della Zona CP17.

#### **Base *Sphenolithus ciperoensis* (base Zona NP24 e Subzona CP19a)**

Sia in Martini (1971) che in Okada & Bukry (1980) la base della Zona NP24 e della Subzona CP19a è definita dalla comparsa (B) di *Sphenolithus ciperoensis*. Nei campioni analizzati non è stato trovato nessun esemplare appartenente alla specie *S. ciperoensis*, pertanto la parte superiore della successione ricade entro la Zona NP23 ovvero la Zona CP18. contrassegnata dalla comparsa di questo taxon.

#### 5.3.2. I biorizzonti addizionali

La sezione studiata al Site 756 è inquadrabile utilizzando esclusivamente le biozonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) ma allo scopo di migliorare la risoluzione biostratigrafica si è deciso di utilizzare, in aggiunta alle biozonature descritte, alcuni biorizzonti addizionali recentemente proposti (Agnini et al., 2014). Inoltre, dal momento che non sono disponibili dati magnetostratigrafici per la successione studiata, le età dei singoli biorizzonti fanno riferimento alle età riportate in letteratura (Agnini et al. 2014) e basate sulla *Time Scale* proposta da Pälike et al. (2006).

#### **Top *Cribozentrum reticulatum* (Base Zona CNE20)**

Nella biozonatura di Agnini et al. (2014) il top di *Cribozentrum reticulatum* definisce la base della Zona CNE20. Nei campioni studiati questa specie non è

stata individuata, la sua assenza suggerisce che la base della sezione analizzata si trova entro la Zona CNE 20 e risulta quindi più recente 35.24 Ma, l'età stimata per il top di *Cribozentrum reticulatum* (Tabella 5).

#### **Top *Discoaster saipanensis* (Base Zona CNE21)**

L'estinzione di *D. saipanensis* marca la base della zona CNE21 (Agnini et al. 2014). Questa zona corrisponde alla parte inferiore della Zona NP21 (Martini, 1971) e della Subzona CP16a.

La scomparsa di *D. barbadiensis* è precedente rispetto al top di *D. saipanensis* alle medio-basse latitudini, all'interno del Chron C13r. L'età stimata, riportata in Agnini et al. (2014) per il top di *D. barbadiensis* è di 34.44 Ma, mentre l'età stimata per il top di *D. barbadiensis* è di 34.77 Ma (Tabella 5).

Con la scomparsa di *D. saipanensis* e *D. barbadiensis*, l'associazione a discoaster si modifica in maniera significativa con la perdita dei discoaster a rosetta che non vengono sostituiti da nuove specie. Come conseguenza i discoaster in corrispondenza del EOT e nel corso dell'Oligocene sono caratterizzati da una bassa diversità specifica che include i seguenti taxa: *D. deflandrei*, *D. tanii* e *D. tanii nodifer*.

#### **Base comune *Clausicoccus subdistichus* (Base Zona CNO1)**

La Base comune (Bc) di *Clausicoccus subdistichus* marca la base della Zona CN01. Questa Zona corrisponde alla parte superiore della Zona NP21 e a quella superiore della Subzona CP16a e Subzona CP16b.

L'età stimata da Agnini et. al (2014) per la Bc di *C. subdistichus* è di circa 33.88 Ma (Tabella 5). Nei campioni analizzati sono state individuate due possibili posizioni per la Bc di *C. subdistichus*: la prima ad una profondità di 125.99 mbsf (campione 756C-6X-4W, 129.0-131.0 cm), dove la specie diventa continua e relativamente comune; la seconda ad una profondità di 125 mbsf (campione 756C-6X-4W, 30.0-32.0 cm) in corrispondenza ad un marcato aumento di abbondanza del taxon.

### **Top *Ericsonia formosa* (base Zona CNO2)**

Nella biozonatura di Agnini et al. (2014) la base della Zona CNO2 è definita dalla scomparsa di *Ericsonia formosa*. Questa Zona corrisponde alla Zona NP22 di Martini (1971) e alla Subzona CP16c di Okada & Bukry (1980). L'età riportata per questo evento è di 32.92 Ma (Agnini et al., 2014, Tabella 5). Nei campioni studiati la sua scomparsa è stata osservata a 118.465 mbsf (756C-5X-CCW, 10.5-12.5 cm) e precede il Top dell'acme di *C. subdistichus* (118.1 mbsf, campione 756C-5X-8W, 100.0-102.0 cm).

### **Top *Reticulofenestra umbilicus* (base Zona CNO3)**

In Agnini et al. (2014) la scomparsa di *R. umbilicus* è utilizzata per definire la base della Zona CNO3 e ha un'età stimata di 32.02 Ma (Tabella 5). La biozona CNO3 corrisponde alla parte inferiore della Zona NP23 (Martini, 1971) e alla Zona CP17 (Okada & Bukry, 1980).

### **Base *Sphenolithus distentus* (base Zona CNO4)**

La comparsa di *S. distentus* definisce la base della Zona CNO4 (Agnini et al. 2014), che corrisponde alla parte superiore della Zona NP23 (Martini, 1971) e alla Zona CP18 (Okada & Bukry, 1980), ed in parte alla Zona NP24 e Subzona CP19a. L'età stimata nella biozonatura di Agnini et al. (2014) per questo evento è di 30.0 Ma (Tabella 5).

### **Top *Sphenolithus predistentus* (base Zona CNO5)**

La scomparsa di *S. predistentus* segna la base della Zona CNO5 nella biozonatura di Agnini et al. (2014). Tuttavia, nel materiale studiato, *S. predistentus* è presente e continuo per tutta la successione studiata suggerendo che il *top* della successione cade all'interno della Zona CNO4.

Biorizzonte	Campione top	Campione base	Mid point (mbsf)	Età (Ma) (Agnini et al., 2014)
B <i>Sphenolithus distentus</i>	756C-5X-5W, 60.0-63.0 cm	756C-5X-6W, 0.0-2.0 cm	114.17	30
T <i>Reticulofenestra umbilicus</i>	756C-5X-7W, 20.0-22.0 cm	756C-5X-7W, 60.0-62.0 cm	116.01	32.02
T <i>Ericsonia formosa</i>	756C-5X-CCW, 10.5-12.5 cm	756C-6X-1W, 20.0-22.0 cm	119.43	32.92
Tc <i>Clausicoccus subdistichus</i>	756C-5X-8W, 60.0-62.0 cm	756C-5X-8W, 100.0-102.0 cm	117.91	-
Bc <i>Clausicoccus subdistichus</i>	756C-6X-4W, 30.0-32.0 cm	756C-6X-4W, 60.0-64.0 cm	125.15	33.88
	756C-6X-4W, 129.0-131.0 cm	756C-6X-5W, 10.0-12.0 cm	126.15	
T <i>Discoaster saipanensis</i>	756C-6X-5W, 90.0-92.0 cm	756C-6X-CCW, 10.0-12.0 cm	127.18	34.44
T <i>Discoaster barbadiensis</i>	756C-7X-1W, 141.5-143.5 cm	756C-7X-2W, 19.0-21.0 cm	131.35	34.77
Bc <i>Isthmolithus recurvus</i>	-	-	-	36.84

**Tabella 5.** Biorizzonti a nannofossili calcarei osservati al Site 756. La posizione dei biorizzonti corrisponde al punto medio tra i due campioni che definiscono il biorizzonte. La biocronologia è quella proposta da Agnini et al. (2014).

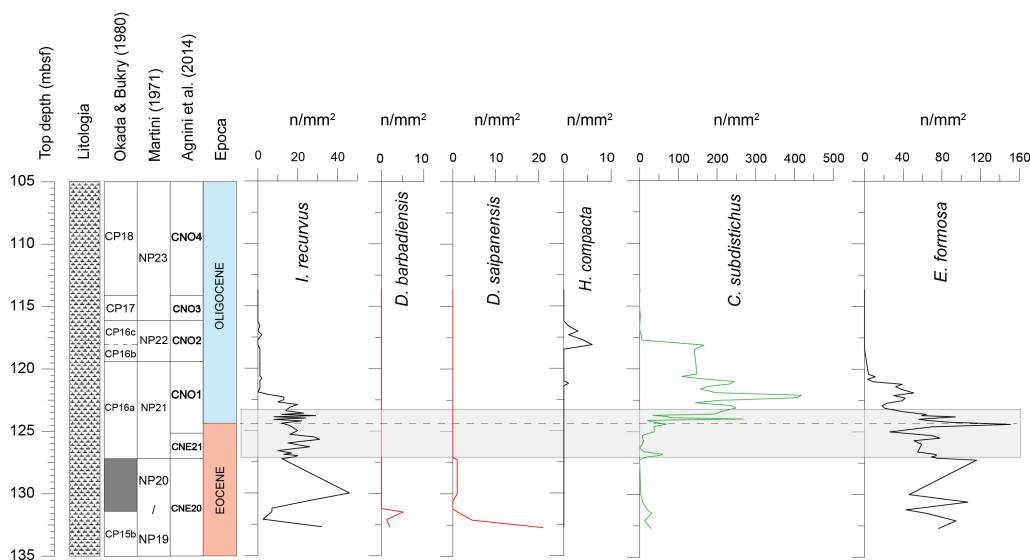
### 5.3.3. Classificazione biostratigrafica della sezione

In base ai risultati biostratigrafici ottenuti e discussi precedentemente, l'intervallo studiato al Site 756 si estende dal Priaboniano superiore (Eocene superiore) al Rupeliano inferiore (Oligocene).

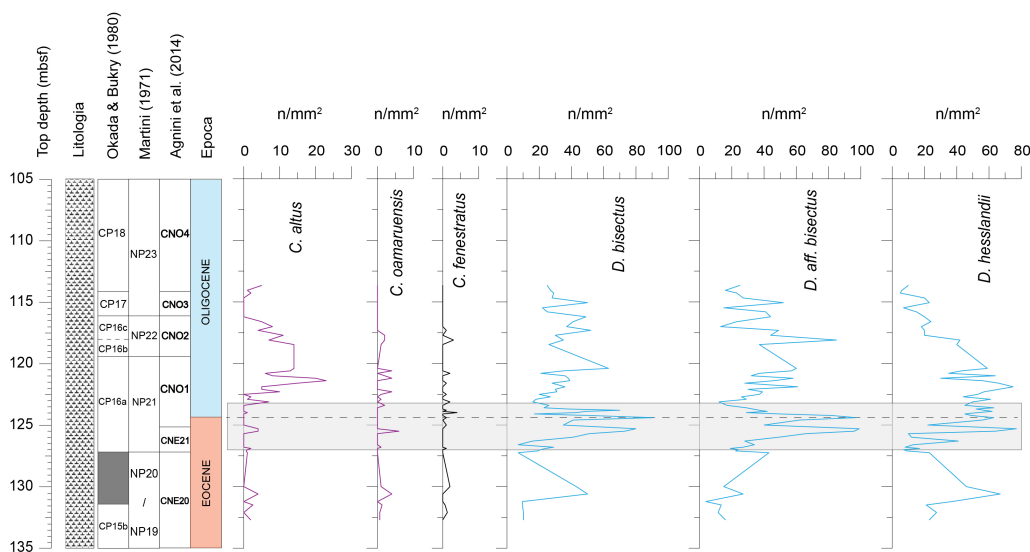
Secondo le biozonature standard la successione esaminata si estende dalla Zona NP20-NP21 alla Zona NP23 (Martini, 1971), mentre nella biozonatura di Okada & Bukry (1980) la sezione si estende dalla Subzona CP15b alla Zona CP18.

L'ultimo campione, per l'assenza di *S. ciperoensis* e per la presenza di *S. distentus*, si colloca secondo Martini (1971), nella parte superiore della Zona NP23, mentre secondo Okada & Bukry (1980) nella zona CP18.

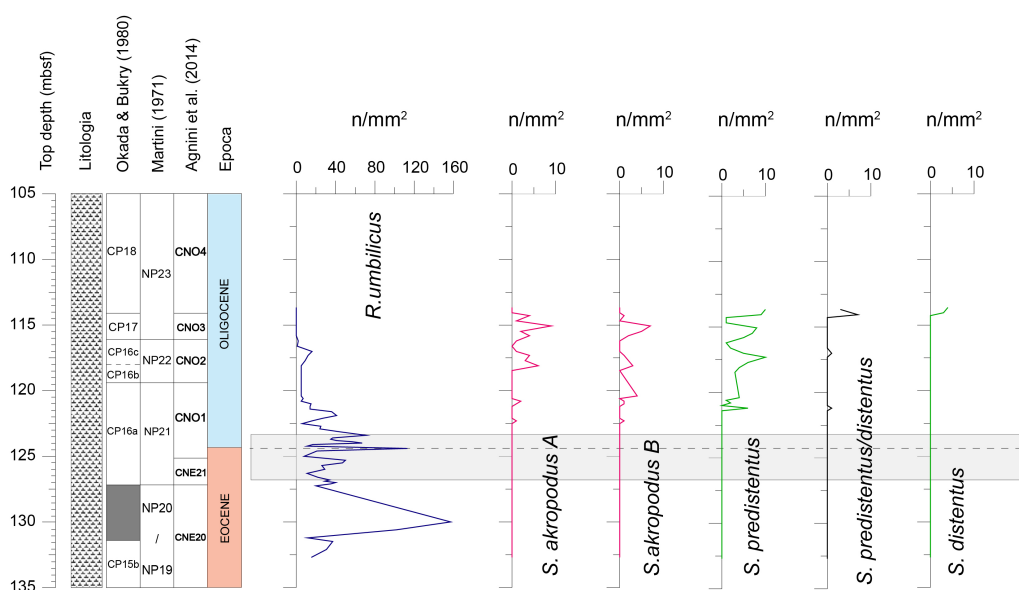
Secondo la classificazione di Agnini et al. (2014) i campioni analizzati si collocano tra la parte superiore della Zona CNE20 (*Discoaster saipanensis* TZ) e la parte inferiore della Zona CNO4 (*S. distentus*/*S. predistentus* CRZ).



**Figura 5.6a.** Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica ( $n/mm^2$ ) lungo la successione studiata al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanfossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.



**Figura 5.6b.** Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica ( $n/mm^2$ ) lungo la successione studiata al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanfossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.



**Figura 5.6c.** Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica ( $n/mm^2$ ) lungo la successione studiata al Site 756. La banda grigia evidenzia lo shift isotopico che corrisponde, in termini temporali, all'EOT. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca.

#### 5.4. Biocronologia a nanofossili calcarei al Site 756C

Le età dei singoli biorizzonti disponibili in letteratura (Agnini et al., 2014, Tabella 5) e i dati ottenuti dalle analisi dei campioni hanno permesso di costruire un grafico profondità-tempo (*Age Model*), da cui sono state ricavate le velocità di sedimentazione relative ai singoli tratti (Figura 5.7). Il grafico riporta, in ascissa, le età relative ai singoli biorizzonti (in Ma) in ordinata, le loro profondità (Mid-point, in mbsf). Il modello di età ottenuto è coerente con il modello età-profondità costruito con i dati di bordo acquisiti durante la spedizione (Figura 5.8) che utilizzano solo in parte i biorizzonti utilizzati in questo lavoro.

Dal momento che sono stati individuate due profondità (Mid point) per il biorizzonte (Bc) di *Clausicoccus subdistichus* (Tabella 5) è stato costruito un modello di età che utilizza, al posto di una delle due, la profondità (124.37 mbsf) (Vinco, 2016) e l'età del limite Eocene-Oligocene (33.79 Ma) (Pälike et al., 2006).

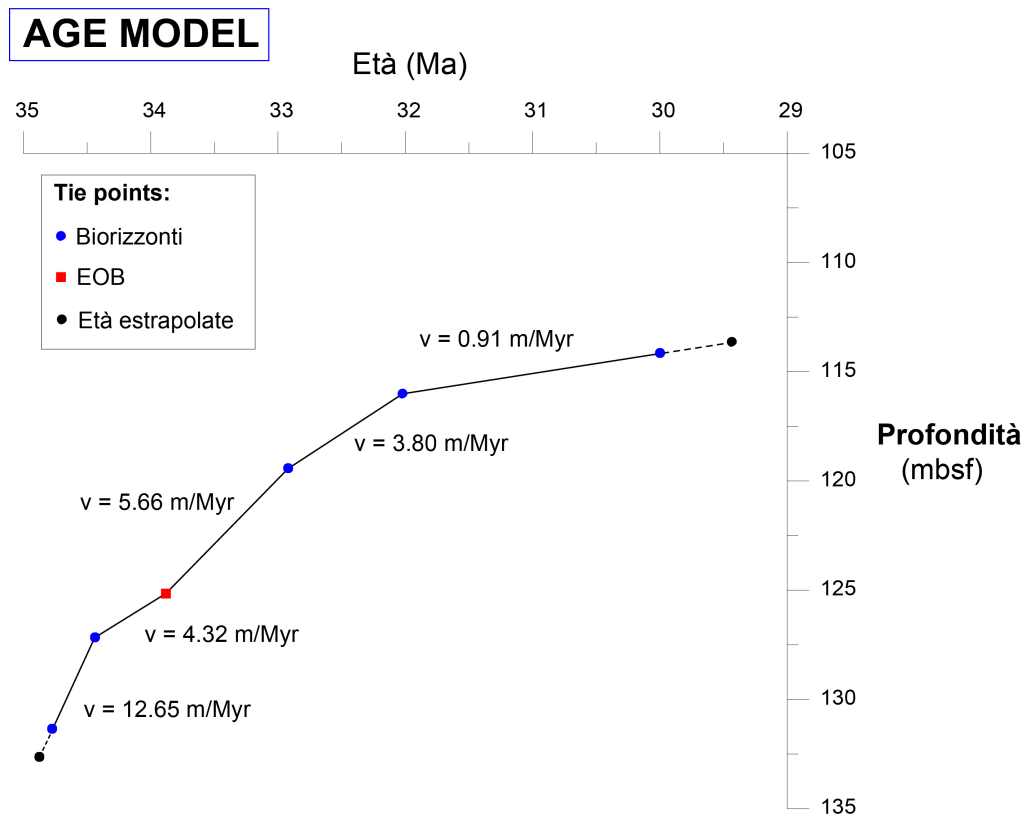
Nel dettaglio, nell'intervallo tra 131.35 e 127.18 mbsf si è ottenuta una velocità di sedimentazione di 12.66 m/Myr (1.266 cm/Kyr), consistente con i dati di bordo. Questa velocità di sedimentazione relativamente alta caratterizza la parte più

bassa della sezione, ovvero l'Eocene superiore. Le velocità di sedimentazione decrescono via via per intervalli più recenti: scende a 4.32 m/Myr (0.432 cm/Kyr) tra i 127.18 e 124.37 mbsf, per poi salire a 5.66 m/Myr (0.566 cm/Kyr) nell'intervallo compreso tra 124.37 e 119.43 mbsf per poi scendere nuovamente a 3.80 m/Myr (0.38 cm/Kyr) tra 119.43 e 116.01 mbsf. Nell'intervallo più recente della successione (tra i 116.01 e i 114.17 mbsf), corrispondente all'Oligocene inferiore, la velocità di sedimentazione è molto bassa, di circa 0.91 m/Myr (0.091 cm/Kyr). Per spiegare questo risultato vi sono due possibili opzioni: la prima, quella appena esposta, prevede di assumere una velocità effettivamente costante tra 32.02 e 30.00 Ma, il che di fatto ci restituisce la velocità riportata sopra e una sedimentazione estremamente condensata per tutto l'intervallo di tempo considerato. La seconda opzione è basata invece sull'assunzione che la velocità di sedimentazione non sia costante nell'intervallo suddetto. Come conseguenza, il valore medio calcolato di 0.91 m/Myr (0.091 cm/Kyr) potrebbe essere quindi la somma di velocità di sedimentazione diverse, nello specifico tra 32.02 e 30.00 Ma la sedimentazione potrebbe essere più alta di quella stimata (0.91 m/Myr) per una parte dell'intervallo considerato e ridursi a zero per il rimanente intervallo. Potrebbe quindi prefigurarsi la presenza di uno *hiatus* (vel sed = 0 m/Myr). Nonostante questa seconda ipotesi sia verosimile dal punto di vista stratigrafico, dal punto di vista squisitamente biostratigrafico la successione risulta comunque completa perché eventi spazati nel tempo rimangono, seppur di poco, spazati nello spazio.

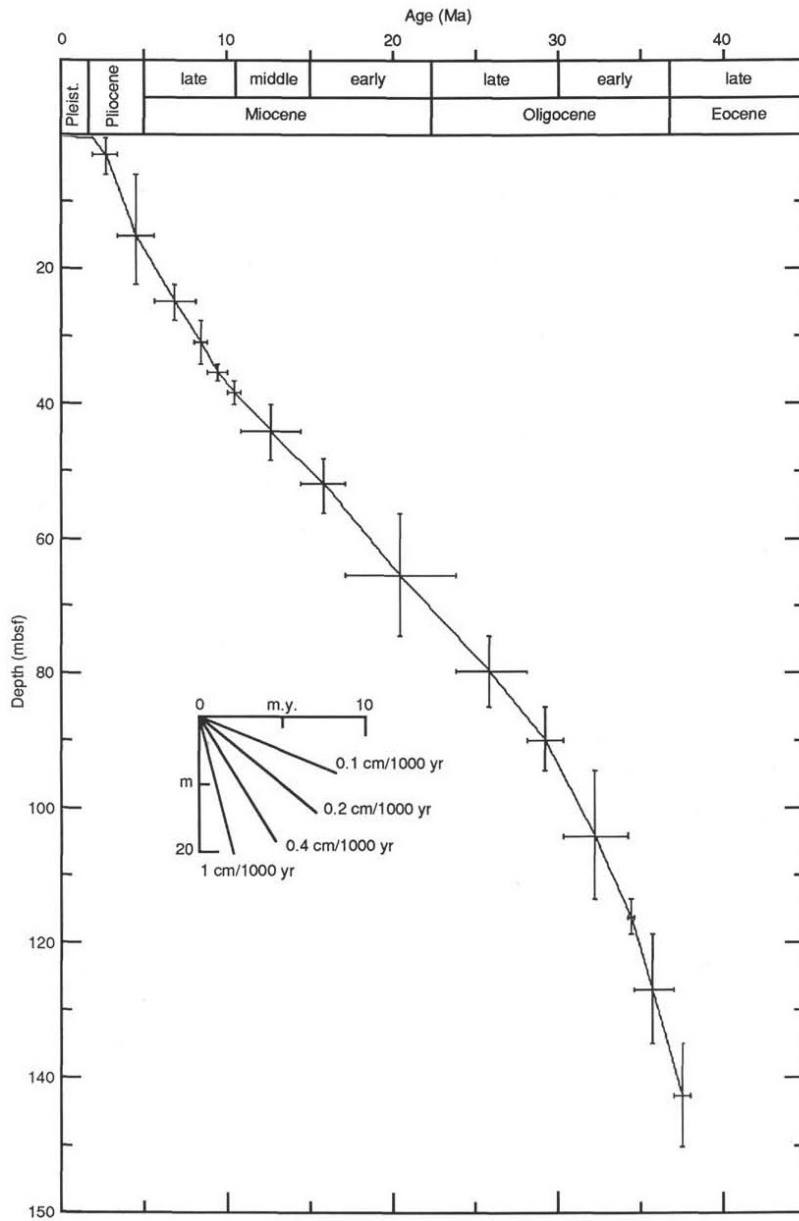
Per verificare quale dei due biorizzonti (Bc di *C. subdistichus*) fosse meglio approssimato dai dati di letteratura è stata assunta come costante la velocità di sedimentazione ( $v=4.32$  m/Myr) del tratto compreso tra 127.18 e 124.37 mbsf, ed è stata quindi calcolata la profondità del biorizzonte (Bc) che è di 124.75 mbsf. Tra le due possibili profondità del biorizzonte (125.15 e 126.15 mbsf), dunque, quella che sembra approssimare meglio questo risultato è quella a 125.15 mbsf.



Assumendo come costante la velocità di sedimentazione del tratto più profondo della sezione ( $v = 12.7 \text{ m/Myr}$ ) e quella relativa al tratto più recente ( $v = 0.91 \text{ m/Myr}$ ), è stato possibile calcolare l'età complessiva della sezione studiata. Secondo i calcoli la successione ha un'età compresa tra 34.88 e 29.44 Ma, per una durata complessiva di 5.44 Myr.



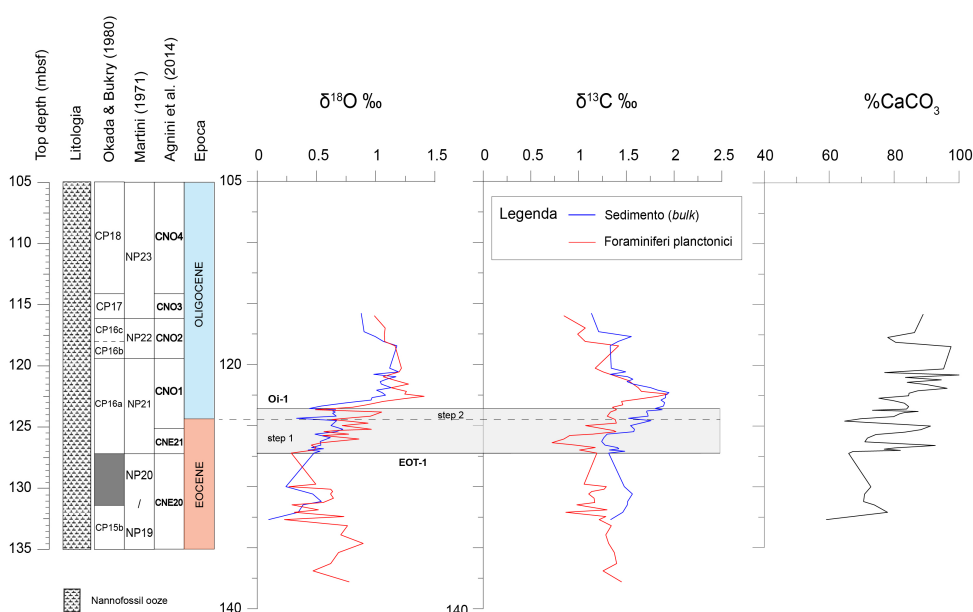
**Figura 5.7.** Age Model: il modello di età è stato costruito utilizzando le età di letteratura dei biorizzonti a nanfossili calcarei (Agnini et al. 2014) e le profondità dei biorizzonti stessi osservati nella sezione studiata.



**Figura 5.8.** Modello di età-profondità ottenuto da dati di bordo al Site 756 (Peirce et al., 1989).

## 5.5. Analisi isotopiche ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )

I dati paleontologici finora descritti sono stati integrati con i dati isotopici ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) e con il contenuto di  $\text{CaCO}_3$  ricavati dal sedimento (*bulk*) della successione studiata (Figura 5.9). Come descritto nel paragrafo 1, in corrispondenza dello **shift** isotopico documentato al limite E-O, ed in particolare durante lo **step 1**, i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  sono utilizzati principalmente come proxy di temperatura, mentre nello **step 2** il  $\delta^{18}\text{O}$  viene utilizzato come indicatore dell'espansione della calotta antartica (Lear et al., 2008).



**Figura 5.9.** Curva degli isotopi stabili di carbonio e ossigeno e profilo di abbondanza del contenuto di  $\text{CaCO}_3$  all'ODP Hole 756C. Sulla sinistra sono riportati: profondità (Top depth, mbsf), litologia, biostratigrafia a nanfossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), epoca. Il riquadro grigio indica lo shift isotopico, con i rispettivi step. Le linee blu rappresentano le curve di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  ottenute dall'analisi del sedimento (*bulk*) in questo studio, mentre le linee rosse sono le curve isotopiche relative a foraminiferi planctonici ricavate dallo stesso Hole 756C (Vinco, 2016).

I dati di  $\delta^{18}\text{O}$  (curva blu in Figura 5.9) ottenuti per la successione analizzata presentano valori che variano da 0.10 ‰ a 1.19 ‰. La curva riportata, inoltre, è consistente con quella ottenuta da analisi precedenti effettuate su foraminiferi planctonici (Vinco, 2016) e presenta due step di incremento di  $\delta^{18}\text{O}$  indicati in

figura come step 1 e step 2. Dalla curva si nota un appesantimento generale dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  da 0.10 ‰ a 0.88 ‰, ovvero un incremento di ca. 0.78 ‰. I due step positivi di  $\delta^{18}\text{O}$  documentati al Site ODP 756 si correlano molto bene con i dati provenienti da altre regioni geografiche, in cui il primo e il secondo step (rispettivamente EOT-1 e Oi-1) hanno una durata di 40 kyr e sono intervallati da un plateau negativo durato 200-300 kyr.

Analogamente alla curva del  $\delta^{18}\text{O}$ , la curva ottenuta per il  $\delta^{13}\text{C}$  presenta un *trend* di appesantimento dei valori in corrispondenza dell'EOT da ca. 1.31 ‰ a 1.83 ‰. Questa anomalia positiva viene interpretata come uno scambio di carbonio tra *reservoirs* (Zachos et al. 1996). Inoltre, il cambiamento nel flusso di carbonio potrebbe aver portato ad un rapido incremento della paleoprofondità della CCD (Coxall et al., 2005). La curva, inoltre, presenta la stessa struttura a due step riportata per il  $\delta^{18}\text{O}$ .

La curva della percentuale di carbonato nella successione analizzata mostra un contenuto piuttosto elevato di  $\text{CaCO}_3$  per tutti i campioni, con valori sempre superiori al 50 % e compresi tra 59.14 % e il 100 %. I valori elevati di  $\text{CaCO}_3$  sono consistenti con i dati di letteratura e sono giustificati dall'approfondimento della CCD e dall'aumento della disponibilità dello ione carbonato  $(\text{CO}_3)^{2-}$  dell'acqua marina nel corso dell'EOT.

## 6. CONCLUSIONI

Lo studio dell'associazione a nannofossili calcarei eseguito in questo elaborato ha permesso di inquadrare la successione analizzata al Site ODP 756 in termini biostratigrafici. Secondo le biozonature standard, la sezione si estende dalla Zona NP20-NP21 alla Zona NP23 (Martini, 1971), e dalla Subzona CP15b alla Zona CP18 (Okada & Bukry, 1980). Seguendo la biozonatura addizionale di Agnini et al. (2014), invece, la successione si colloca tra la parte superiore della Zona CNE20 e la parte inferiore della Zona CNO4.

Data l'assenza di dati magnetostratigrafici non è stato possibile eseguire un'indagine biocronologica diretta, tuttavia l'utilizzo di dati biocronologici di letteratura (Agnini et al. 2014; Pälke et al., 2006) ha permesso di costruire un modello di età (*Age Model*) attendibile per l'intero intervallo studiato. In particolare, l'utilizzo di alcuni biorizzonti, basati su comparse (B) e scomparse (T) ha permesso di ottenere una stima dell'età della base (34.88 Ma) e del tetto (29.44 Ma) della sezione, come pure la durata dell'intervallo (5.44 Myr). Inoltre è stato possibile calcolare la velocità di sedimentazione nei diversi tratti della successione. La velocità di sedimentazione è di 12.65 m/Myr nella parte inferiore della sezione, risulta compresa tra 3.80 e 5.66 m/Myr tra 127.18 e 116.01 mbsf, mentre scende a 0.9 m/Myr nella parte superiore della sezione analizzata.

I dati biostratigrafici e biocronologici sono stati poi integrati con l'analisi delle curve isotopiche di carbonio e ossigeno ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e con il contenuto di carbonato (in %) presente nel sedimento (*bulk*). I profili delle curve isotopiche, in particolare, risultano consistenti con i dati di letteratura e di studi precedenti condotti su foraminiferi planctonici (Venco, 2016), che individuano due step di incremento di valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  in corrispondenza dell'EOT. L'alto contenuto di carbonato (tra il 59.14% e il 100%) dei campioni è in linea con i dati riportati in letteratura e rappresenta un'ulteriore testimonianza della forte alcalinità dell'acqua marina al limite Eocene-Oligocene.

Grazie ai dati ottenuti dal conteggio dei generi presenti nell'associazione (% generi) è stato possibile effettuare un'analisi statistica multivariata delle componenti principali (PCA). L'analisi ha permesso di interpretare la risposta biotica dell'associazione a nannofossili calcarei in termini di temperatura e

trofismo delle acque. I fattori ambientali che controllano l'evoluzione dell'associazione fitoplanctonica dall'Eocene all'Oligocene sono quindi imputabili principalmente ad una diminuzione di temperatura e ad un aumento del trofismo delle acque marine.

## BIBLIOGRAFIA

- Agnini, C., 2002. *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Paleocene superiore/Eocene inferiore nel Vallone Bellunese (Veneto, Italia)*. Tesi di Laurea, Università di Padova (Italy), pp.1-54.
- 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.
- Arney, J.E, McGonigal, K.L., Ladner, B.C., Wise S.W., 2003. *Lower Oligocene to Middle Miocene biostratigraphy of ODP Site 1140, Kerguelen Plateau*. Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., and Quilty, P.G. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 183, pp. 1-21.
- Aubry, M.P., 1992. *Late Paleogene nanoplankton evolution: a tale of climatic deterioration*. Prothero, D.R. & Berggren, W.A. (Eds) *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, Princeton, NJ, Princeton University Press.
- 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., Shackleton, N.J., 1983. *Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans*. Marine Micropaleontology, vol. 8, pp. 141-170.
- 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, vol. 45 (3), pp. 221-244.

- Banner, F.T., Blow, W.H., 1965. *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*. Nature, vol. 208, pp. 1164-1166.
- Barker, P.F., Thomas, E., 1999. *Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, vol. 150, pp. 247-267.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., and Van Couvering, J.A., 1985. *Cenozoic geochronology*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 96, pp. 1407-1418.
- 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.
- Blow W.H., 1969. *Late middle Eocene to Recent planktonic biostratigraphy*. In *Bronnimann, P., and renz, H. H. (Eds.)*, Proc. Int. Conf. Planktonic; ocrpfossils. Ist, Geneva, 1967, vol. 1, pp. 199-421.
- Bolli, H.M., Saunders, J. B., 1985. *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge (Cambridge Univ. Press), pp. 155-262.
- Bolli, H.M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1967. *Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperio section, Trinidad, WI*. Tulane Stud. Geol., vol. 5, pp. 93-131.
- Bukry, D., 1970. *Coccolith age determination Leg 3, Deep Sea Drilling Project*. Initial Report, DSDP, Nat. Sc. Found, vol. 3, pp. 586-611



- Bukry, D., 1971. *Cenozoic calcareous nannofossil from the Pacific Ocean*. Trans. San Diego Soc. Natu. Hist., vol. 16, pp. 303-327
- Bukry, D., 1973. *Low latitude coccolith Biostratigraphic Zonation*. Edard, N.T., Saunders, J.B. et al. Initial Report, DSDP, Washington (U.S Gout Printing Office), vol. 15, pp. 685-703.
- Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate Stratigraphy Northwestern Pacific Ocean, *Deep Sea Drilling Project*, Leg 32. Larson, R.L., Moberly, R. et al., Initial Report, DSDP, vol. 32, pp. 677-701.
- 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.
- Catanzariti, R., Rio, D., Martelli, L., 1997. *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in the northern Appennines: the Ranzano sandstone*. Memorie di Scienze Geologiche, vol. 49, pp. 207-253.
- Coccioni, R., Montanari, A., Bice, D., Brinkhuis, H., Deino, A., Frontalini, F., Lirer, F., Maiorano, P., Monechi, S., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Sideri, M., Sprovieri, M., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S. & Williams, G.L. *Proposal for establishing the GSSP for the base of the Chattian Stage (Paleogene System, Oligocene Series) in the Monte Cagnero section, Italy. Episodes*.
- Coplen, T.B., Brand, W.A., Gehre, M., Gröning, M., Meijer, H.A.J., Toman, B., Verkouteren, R.M., 2006. *New guidelines for  $\delta^{13}C$  measurements*. Analytical Chemistry, vol. 78, pp. 2439-2441.
- Coxall, H.K., Pearson, P.N., 2007. *The Eocene-Oligocene transition*. Williams, Mark, Haywood, A. M., Gregory, J. and Schmidt, D. N. (Eds). *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer*

*Models and Biological Proxies*, Micropaleontology Society Special Publication, London, Geological Society, pp. 351-387.

Coxall, H.K., Wilson, P.A., 2011. *Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling*. *Paleoceanography*, vol. 26 (2), PA002021.

Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H., Backman, J., 2005. *Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean*. *Nature*, vol. 433, pp. 53-57.

DeConto, R.M., Pollard, D., 2003. *Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO<sub>2</sub>*. *Nature*, vol. 421(6920), pp. 245-249.

Ehrenberg, C.G., 1836. *Zusätze zur Erkenntniss grosser organischer Ausbildung in den kleinsten thierischen Organismen*. *Abhandlungen der Koniglichen Akademie der Wissenschaften zu, Berlin 1835*, pp. 150–181.

Fioroni, C., Villa, G., Persico, D., Wise, S.W., Pea, L., 2012. *Revised middle Eocene-upper Oligocene calcareous nannofossil biozonation for the Southern Ocean*. *Micropaleontology*, vol. 55 (2), pp. 53-70.

Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., D. Bolla, E.M., Valvasoni, E., 2010. *Mid-Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition*. *Stratigraphy*, vol. 7, pp. 229-264.

Haq, B.U., Lohmann, G.P., Wise Jr, S. W., 1976. *Calcareous nannoplankton biogeography and its paleoclimatic implications: Cenozoic of Falkland Plateau (DSDP Leg 36) and Miocene of the Atlantic Ocean*. *Initials Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 36, pp. 745-760.

- Harrison, K.G., 2000. *Role of increased marine silica input on paleo-pCO<sub>2</sub> levels*. *Paleoceanography*, vol. 13, pp. 292-298.
- Hay, W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., Bourdeaux, H.E., 1967. *Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation* *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 17, pp. 428-480.
- Kennet, J.P., 1977. *Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, pp. 384-386.
- Kennet, J.P., Houtz, R.E., Andrews, P.B., Edwards, A.R., 1975. *Development of the circum-Antarctic current*. *Science*, vol. 187, pp. 144-147.
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K., Rosenthal, Y., 2008. *Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition*. *Geology*, vol. 36 (3), pp. 251-254.
- Luyendyk, B.P., 1977. *The Ninetyeast Ridge*. In Heirtzler, J.R., Bolli, H.M., Davies, T. A., Saunders, J.B., and Sclater, J.G. (Eds.), *Indian Ocean Geology and Biostratigraphy*, Washington (Am. Geophys.Union), pp. 165-188.
- Luyendyk, B.P., Rennick, W., 1977. *Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, pp. 1347-1356.
- Marino, M., Flores J.A., 2002. *Miocene to Pliocene calcareous nannofossil biostratigraphy at ODP Leg 177 Sites 1088 and 1090*. *Marine Micropaleontology*, vol. 45 (3/4), pp. 291-307.
- Martini, E., 1971. *Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation*. *Proc. II Planktonic Conf. Roma*, pp. 739-785.

- Miller, K.G., Wright, J., Fairbanks, R., 1991. *Unlocking the icehouse: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, pp. 6829-6848.
- Murphy, M.G., Kennet, J.P., 1986. *Development of latitudinal thermal gradients during the Oligocene: oxygen isotope evidence from the southwest Pacific*. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington DC, US Government Printing Office, pp. 1347-1360.
- Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S., Madile, M., Napoleone, G., Ripepe, M., Orlando, M., Premoli Silva, I., Bice, D.M., 1986. *The Eocene-Oligocene Boundary in the Umbrian Pelagic Sequences, Italy*. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 9, pp. 24-40.
- Okada, H. & Bukry, D., 1980. *Supplementary Modification and Introduction of Code Numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation (Bukry, 1973; 1975)*. *Marine Micropaleontology*, vol. 51, pp. 321-325.
- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K., Wade, B.S., 2006. *The heartbeat of the Oligocene climate system*. *Science*, vol. 314 (5807), pp. 1894-1898.
- Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. *Proc. ODP, Init. Repts., 121: Shipboard Scientific Party. Site 756*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 259-303.
- Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. *Proc. ODP, Init. Repts., 121: Shipboard Scientific Party. Leg 121 background and objectives*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 5-31.

- Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. *Proc. ODP, Init. Repts., 121: Shipboard Scientific Party. Explanatory notes*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 33-62.
- Pekar, S.F., Christie-Blick, N., Kominz, M.A., Miller, K.G., 2002. *Calibration between eustatic estimates from backstripping and oxygen isotopic records for the Oligocene*. *Geology*, vol. 30, pp. 903–906
- Perch-Nielsen, K., 1985. *Cenozoic calcareous nannoplankton*. Bolli, H.M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 427-554.
- Perch-Nielsen, K., 1986. *Calcareous nannofossil events at the Eocene-Oligocene boundary*. Pomerol, C., Premoli Silva, I. (Eds), *Terminal Eocene Events*, Elsevier, pp. 275-282.
- Persico, D, Villa, G., 2004. *Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications*. *Marine Micropaleontology*, Elsevier (Eds.), vol. 52 (1/4), pp. 153-179.
- Pospichal, J.J., 1991. *Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at Site 752, Eastern Indian Ocean*. *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. 121, pp. 395-413.
- Premoli Silva, I., Jenkins D.G., 1993. *Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype*. *Episodes*, vol. 16, pp. 379-381.
- Premoli Silva, I., Montanari, A., Coccioni, R., 1988. *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)* (Internatio).

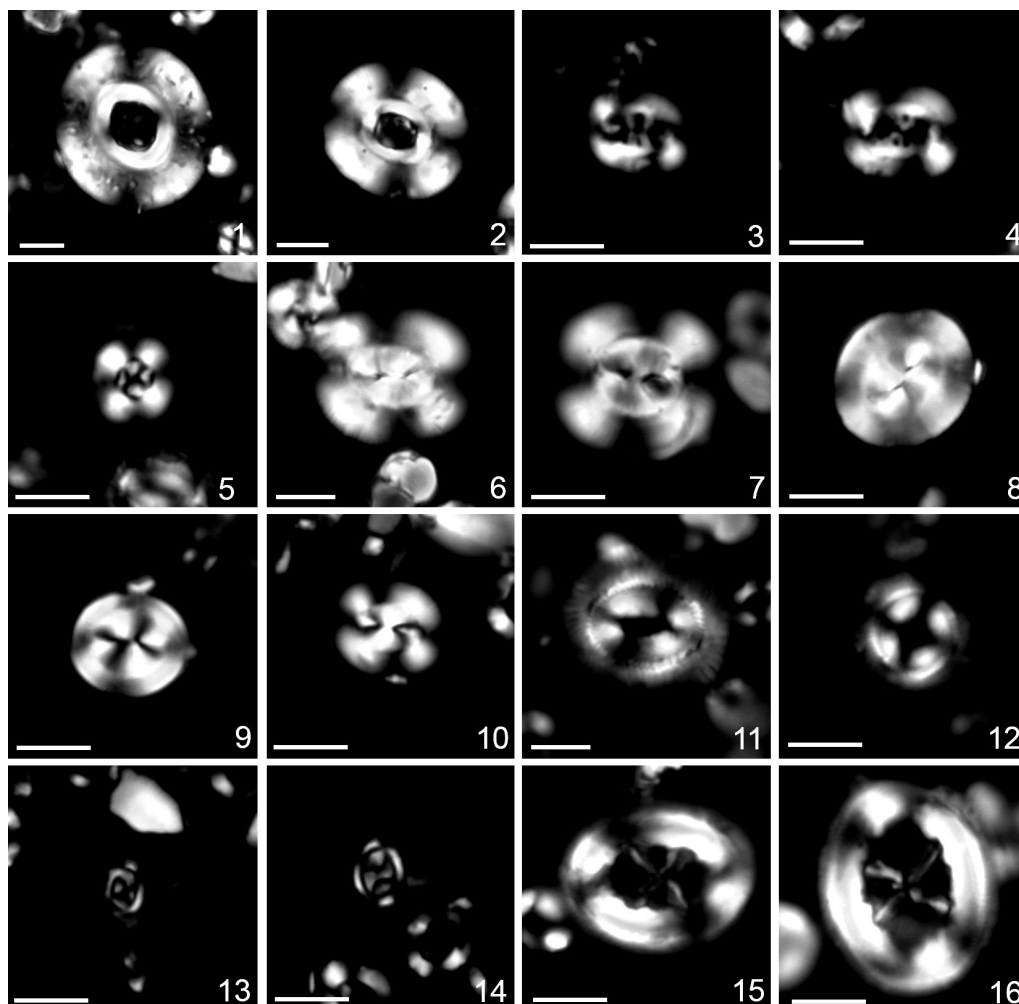
- Rea, D.K., Lyle, M.W., 2005. *Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions*. *Paleoceanography*, vol. 20, PA1012.
- Rea, D. K., Leinen, M., Janecek, T. R., 1985. *Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation*. *Science*, vol. 227, pp. 721-725.
- Rio, D., Fornaciari, E., Raffi, I., 1990. *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. Duncan R.A., Backman J., Peterson L.C., et. al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. 115, pp. 175-235.
- Roth, P.H., 1970. *Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy*. *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 63, pp. 799-881.
- Roth, P.H., Baumann, P., Bertolino, V., 1971. *Late Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton from central and northern Italy*. Farinacci (Eds.), *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Planktonic Conference*, Edizioni Tecnoscienza, Roma, vol. 2, pp. 1069-1097.
- Roth, P.H., 1973. *Calcareous Nannofossil. Leg 17, Deep Sea Drilling Project*. Winterer et al., *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports*, vol. 17, pp. 695-795.
- Ruddiman, W.F., 2007. *Earth's climate, Past and Future (2<sup>nd</sup> edition)*. W.H. Freeman and Company (Eds.), New York.
- Salvador, A., 1994. *International Stratigraphic Guide (2<sup>nd</sup> edition)*. I.U.G.S. & Geol. Soc. Amer. Boulder, Colo., pp. 214.
- Sorby, H.C., 1861. *On the organic origin of so-called 'crystalloids' of the chalk*. *The Annals and Magazine of Natural History Series*, vol. 3, pp. 193–200.

- 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. 2 (3), PA001738.
- Storms M. A., 1989. *Ocean Drilling Program (ODP) deep sea coring techniques*. *Marine Geophysical Researches*, vol. 12 (1/2), pp 109–130.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., Persico, D., 2008. *Middle Eocene late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748*. *Marine Micropaleontology*, vol. 69 (2), pp. 173-192.
- Vinco, M., 2016. *Cambiamenti nelle associazioni a foraminiferi planctonici al limite Eocene-Oligocene al Sito ODP 756 (Ninetyeast Ridge, Oceano Indiano)*. Tesi di Laurea, Università di Padova (Italy), pp. 28-32.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, 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.
- Wallich, G.C. 1861. *Remarks on some novel phases of organic life at great depths in the sea*. *The Annals and Magazine of Natural History Series 3*, pp. 52–58.
- Wei, W. and Wise Jr, S. W., 1990. *Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean*. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 79, pp. 29-61.
- Winter, A., Jordan, R.W., Roth, P.H., 1994. *Biogeography of living coccolithophores in ocean waters*. Winter, A, Siesser, W.G. (Eds.). *Coccolithophores*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 161-177.

- Young, J.R., Bergen, J.A., Bown, P.R., Burnett, J.A., Fiorentino, A., Jordan, R.W., Kleijne, A., Niel, B.E. van, Romein, A.J.T. and Salis, K. von, 1997. *Guidelines for coccolith and Calcareous nannofossil terminology*. *Paleontology*, vol. 40 (4), pp. 875-912.
- Zachos, J.C., Quinn, T.M., Salamy, K.A., 1996. *High-resolution ( $10^4$  years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition*. *Paleoceanography*, vol. 11 (3), pp. 251–266
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. *Trends, rythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present*. *Science*, vol. 292, pp. 686-693.
- Zachos, J.C., Kump, L.R., 2005. *Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene*. *Global and Planetary Change*, vol. 47, pp. 51-66.
- 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.

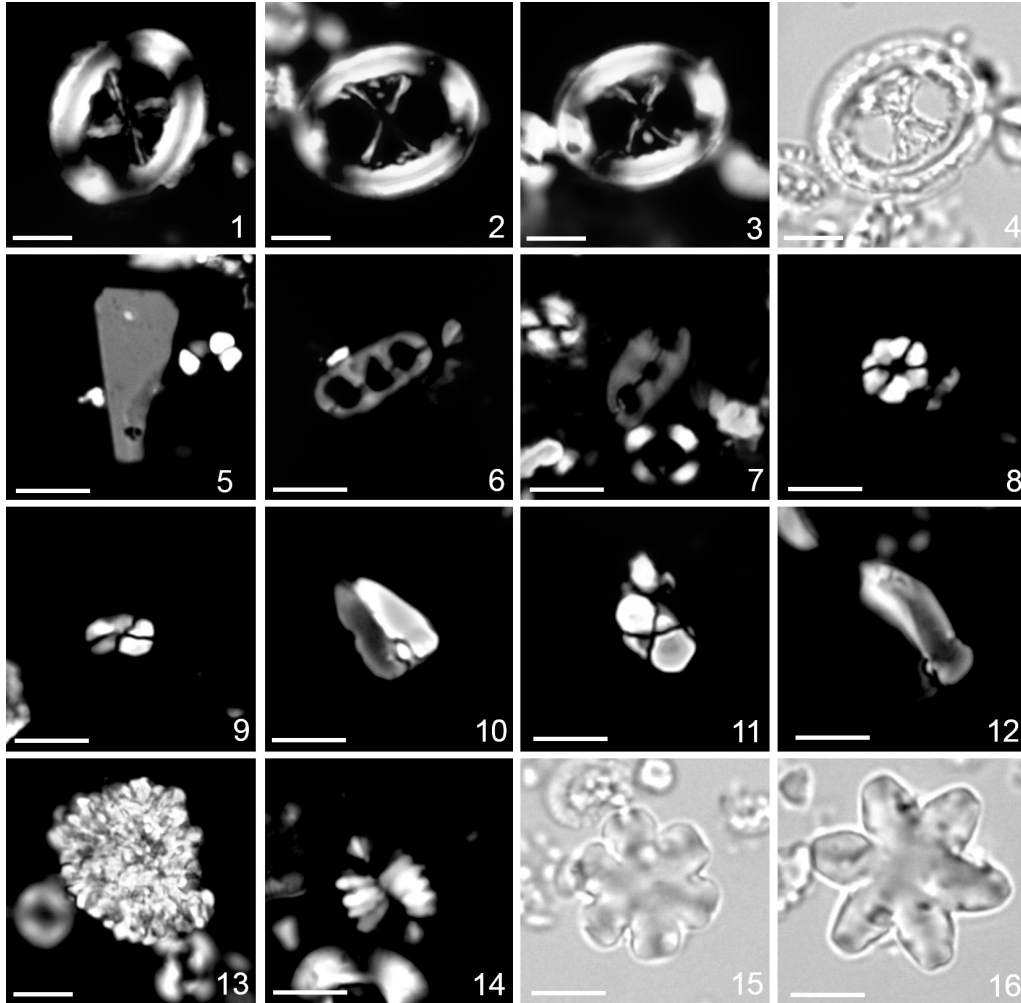


## TAVOLA I



**Tavola I.** Microfotografie di nannofossili calcarei, ODP Leg 121, Site 756C, nell'intervallo Eocene-Oligocene. Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati. Barra di scala = 5  $\mu\text{m}$ . **1, 2.** *Reticulofenestra umbilicus*, 756C-6X-1W-140, 756C-7X-2W; **3, 4.** *Reticulofenestra daviesii*, 756C-6X-5W-80; **5.** *Cyclicargolithus floridanus*, 756C-5X-7W-140; **6, 7.** *Dictyococcites bisectus*, 756C-6X-1W-20; **8, 9.** *Dictyococcites filewiczii*, 756C-6X-1W-140, 756C-6X-4W-80; **10.** *Dictyococcites hesslandii*, 756C-6X-4W-60; **11.** *Coccolithus eopelagicus*, 756C-7X-2W-140; **12.** *Ericsonia formosa*, 756C-7X-1W-80; **13, 14.** *Clausicoccus subdistichus*, 756C-6X-5W-80; **15, 16.** *Chiasmolithus altus*, 756C-5X-7W-140, 756C-6X-1W-20.

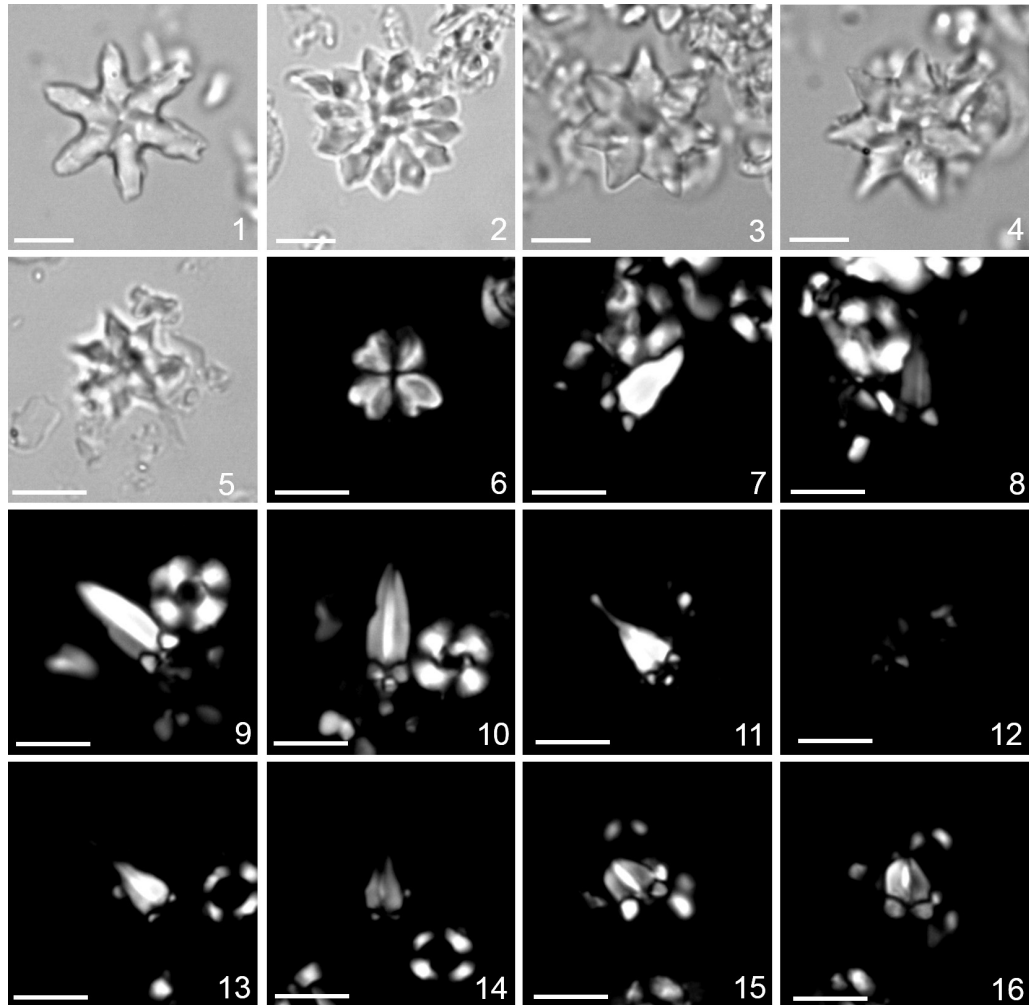
## TAVOLA II



**Tavola II.** Microfotografie di nanfossili calcarei, ODP Leg 121, Site 756C, nell'intervallo Eocene-Oligocene.

Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati e paralleli. Barra di scala = 5  $\mu\text{m}$ . **1.** *Chiasmolithus altus*, 756C-6X-1W-140; **2, 3, 4.** *Chiasmolithus oamaruensis* 756C-6X-4W-80; **5.** *Bramletteius serraculoides*, 756C-6X-4W-80; **6, 7.** *Isthmolithus recurvus*, 756C-6X-5W-80, 756C-7X-2W-140; **8, 9.** *Lanternithus minutus*, 756C-6X-4W-129, 756C-6X-5W-70; **10, 12.** *Zygrhablithus bijugatus*, 756C-6X-3W-50; **11.** *Zygrhablithus bijugatus* in visione basale, 756C-6X-3W-50; **13.** *Thoracosphaera* spp., 756C-6X-1W-20; **14.** *Pontosphaera* spp., 756C-7X-2W-140; **15.** *Discoaster deflandrei*, 756C-6X-4W-129 (nicol paralleli); **16.** *Discoaster tanii*, 756C-6X-5W-80.

### TAVOLA III



**Tavola III.** Microfotografie di nanfossili calcarei, ODP Leg 121, Site 756C, nell'intervallo Eocene-Oligocene. Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati e paralleli. Barra di scala = 5  $\mu$ m. **1.** *Discoaster tanii nodifer*, 756C-6X-5W-80; **2.** *Discoaster barbadiensis*, 756C-7X-2W-19; **3, 4, 5.** *Discoaster saipanensis*, 756C-7X-2W-19; **6.** *Sphenolithus moriformis* gr., 756C-7X-2W-80; **7, 8.** *Sphenolithus akropodus a* ( $45^\circ$ ,  $0^\circ$ ), 756C-6X-1W-20; **9, 10.** *Sphenolithus akropodus b* ( $45^\circ$ ,  $0^\circ$ ), 756C-6X-1W-20; **11, 12.** *Sphenolithus predistentus* ( $45^\circ$ ,  $0^\circ$ ), 756C-5X-6W-00; **13, 14.** *Sphenolithus predistentus* ( $45^\circ$ ,  $0^\circ$ ), 756C-5X-7W-140; **15, 16.** *Sphenolithus distentus* ( $45^\circ$ ,  $0^\circ$ ), 756C-5X-6W-00.



## CONTENUTI CD

A questa tesi viene allegato un CD contenente:

1. un file PDF (**% 300**) relativo ai grafici del conteggio % 300.
2. un file Excel (**Foglio conteggio**) relativo ai conteggi effettuati. Si indicano di seguito le sigle a cui si fa riferimento nel file:
  - **300**: 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**: abbondanze relative cumulative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
  - **PCA**: principali generi presenti nell'associazione a nannofossili calcarei utilizzati per lo studio statistico.
  - **Conteggi D**: abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere *Discoaster* e convertite inoltre in termini percentuali.
  - **Conteggi S**: abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere *Sphenolithus* e convertite inoltre in termini percentuali.
  - **Conteggio mm<sup>2</sup>**: numeri di esemplari di una stessa specie presenti in un'area specifica (n/mm<sup>2</sup>).
  - **Tabella biocronologica**: tabella contenenti i vari biorizzonti presenti nella successione studiata, i campioni di riferimento dei biorizzonti, la profondità media del bioevento (Mid point, mbsf) e l'età (Ma).
  - **Age model**: età dei biorizzonti (Ma) e profondità (mbsf) dei biorizzonti e del limite Eocene-Oligocene (EOB) per la costruzione del modello età-profondità.
3. un file Excel (**Summary Site 756**): contenente i dati isotopici ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e contenuto di  $\text{CaCO}_3$  ricavati dal sedimento (*bulk*) della successione.



## RINGRAZIAMENTI

Vorrei ringraziare di cuore la Prof.ssa Agnini per l'infinita pazienza, l'incoraggiamento e l'aiuto che ha sempre saputo offrirmi durante questo percorso. In questi nove mesi ci sono stati molti momenti difficili, tra la mole di lavoro, le ore al microscopio e i 'capricci' del Macbook, ma grazie al suo supporto è stato possibile affrontare anche i periodi più bui. Un affettuoso grazie va a Carlotta che si è sempre resa disponibile nell'offrirmi aiuto e suggerimenti.

Vorrei ringraziare Martina, che mi ha sempre fatto sorridere in questi mesi di lavoro e che ha rallegrato le mie giornate, tra un conteggio e l'altro, con le sue colorite espressioni mestrine. Un caloroso grazie va anche ad Anna e Matteo che sono stati sempre stati presenti in quest'ultimo periodo e con cui ho condiviso momenti indimenticabili.

Vorrei ringraziare con tutto il cuore il mio ragazzo, che mi ha salvata nei momenti più duri, facendomi sempre trovare una ragione per sorridere, e mi ha supportata (ma soprattutto sopportata) in questi lunghi mesi. Ringrazio infinitamente anche la mia migliore amica che, fin dal primo giorno d'asilo, è stata presente per me, e mi ha guidato, mano nella mano, in tutte le decisioni più importanti della mia vita. Un immenso e sincero grazie va anche a tutta la mia famiglia che da sempre mi sostiene in tutto quello che faccio e mi incoraggia in tutte le scelte che prendo. Un enorme grazie va anche ai miei compagni di corso, con i quali ho condiviso momenti straordinari, sia fuori in campagna che a lezione.

