



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO BIOSTRATIGRAFICO E RISPOSTA
PALEOECOLOGICA DELLE ASSOCIAZIONI A
NANNOFOSSILI CALCAREI DURANTE IL MIDDLE
EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (MECO) AL SITE
ODP 929, (CEARA RISE, ATLANTICO
EQUATORIALE)**

Relatore: Prof.ssa Claudia Agnini

Laureando: Alessandro Menini

ANNO ACCADEMICO 2015 / 2016

ABSTRACT

This Master degree thesis aims to perform a biostratigraphic study and a paleoenvironmental reconstruction based on the response of calcareous nanofossils assemblages to the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). The MECO is a global and relatively long - lasting (ca. 500 kyr) warming event, occurred at about 40 Ma (Sexton *et al.* 2006; Bohaty *et al.*, 2009). Up to now just few data are available on the response of calcareous nannoplankton to this profound climate change. Calcareous nanofossils are useful paleontological proxies because several taxa show different responses to paleoenvironmental conditions, such as temperature and paleofertility (e.g.: Toffanin *et al.*, 2011).

Sediments studied here were recovered during ODP Leg 154, in particular, the material comes from Site 929, Hole E. The main scientific objectives of this expedition were to construct a depth transect of coring sites distributed down the north-eastern flank of Ceara Rise (equatorial Atlantic), in order to better constrain the Cenozoic history of deep-water circulation and chemistry. A high resolution calcareous nanofossil biostratigraphy is provided and this results in precise biostratigraphic classification of the studied interval at Site 929E. The succession spans Zone NP16 and the lowermost part of NP17 (Martini, 1971). According to the biozonation of Agnini *et al.* (2014), the succession spans from Zone CNE14 to Zone CNE15. The biostratigraphic results at Site 929E are generally consistent with other data available from literature (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014), reaffirming the validity of the additional events recently proposed for the middle Eocene (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014).

We also documented the presence of samples with no carbonates, which obviously are barren of nanofossils. This interval is likely related to the CCD shoaling globally recorded during the MECO event. This datum with others coming from the same area (e.g.; Site 1260) could in fact serve to depict the history of the CCD evolution of the equatorial Atlantic before, during and after the MECO.

INDICE

Riassunto	1
1. Contesto paleoclimatico	3
1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene	3
1.2. Il <i>Middle Eocene Climatic optimum</i>	9
1.2.1. Il <i>Middle Eocene Climatic optimum</i> : $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	9
1.2.2. L'età dell'evento	11
1.2.3. Interconnessioni tra variazioni nel ciclo del Carbonio, acidificazione degli oceani e aumento della temperatura durante il MECO	13
2. Il progetto di perforazione dei fondali oceanici e LEG ODP 154 (<i>Sites 925-929-Ceara Rise</i>).	18
2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondi oceanici	18
2.2. La <i>Joides resolution</i> e le tecnologie utilizzate	19
2.3. Leg 154, ODP Sites 925-929, <i>Ceara Rise</i> , Atlantico Equatoriale	22
2.3.1. Lo scopo della spedizione	22
2.3.2. Il <i>Ceara Rise</i>	24
2.3.3. Leg 154; strategie di perforazione	25
3. Materiali e metodi	
3.1. Materiale: introduzione al <i>Site 929</i>	28
3.2. Litostratigrafia del <i>Site 929</i>	30
3.3. Metodi	36
4. Introduzione alla Biostratigrafia a nannofossili calcarei e alla Biocronologia	39

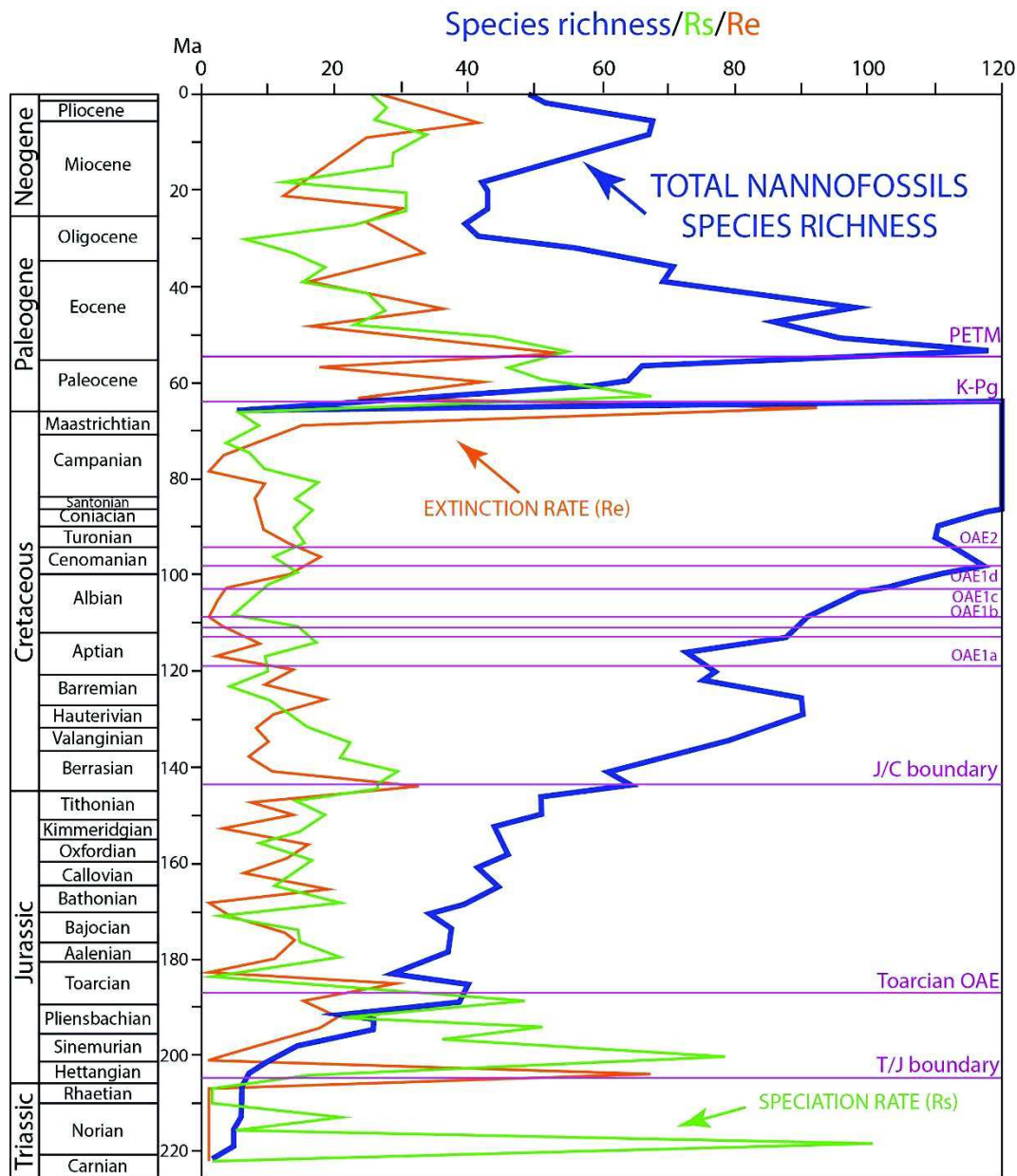
4.1.	Definizione ed affidabilità di un biorizzonte	39
4.1.1.	Biorizzonti utilizzati	40
4.2.	Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei dell'Eocene medio	41
4.3.	Cenni di biocronologia	44
5.	Risultati e discussione	45
5.1.	Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei durante l'Eocene medio al <i>site</i> 929 E	45
5.2.	Biostratigrafia a nannofossili calcarei al <i>site</i> ODP 929 E	46
5.2.1.	I biorizzonti delle biozonature standard	46
5.2.2.	I biorizzonti addizionali	48
5.2.3.	Classificazione biostratigrafica della sezione	55
5.2.4.	I limiti Luteziano-Bartoniano e Bartoniano-Priaboniano	55
5.2.5.	La continuità della sezione osservata al <i>site</i> 929E	58
5.3.	Il genere <i>Sphenolithus</i> al Site 929E: cambiamenti osservati e possibili applicazioni	59
6.	Conclusioni	67
	Bibliografia	69
	Appendici – Lista tassonomica	79
	Appendici – Contenuti CD	82

RIASSUNTO

In questa tesi di laurea si presenta l'analisi biostratigrafica di una successione oceanica recuperata durante la perforazione del *Site* 929E (Atlantico equatoriale). La biostratigrafia permette di datare i sedimenti analizzati in modo relativo sulla base del contenuto paleontologico, utilizzando eventi di comparsa e scomparsa. I nannofossili calcarei sono resti fossili calcitici prodotti da organismi unicellulari fitoplanctonici, appartenenti per la maggior parte alle alghe *Haptophyta* (Edvardsen *et al.*, 2000). Le placchette che si rinvengono allo stato fossile hanno dimensioni molto ridotte (1-40 μm) e possono essere suddivise in tre gruppi: eterococcoliti, olococcoliti e nannoliti. Nel passato geologico i nannofossili calcarei producevano fino al 60-70 % di tutta la sedimentazione pelagica carbonatica, ricoprendo importanza litogenetica nei cosiddetti *chalk* e *ooze* (fanghi) a nannofossili. L'enorme abbondanza di nannofossili nei sedimenti marini pelagici ed emipelagici fa, di questo gruppo, uno dei migliori strumenti per compiere studi biostratigrafici, paleoecologici e paleoclimatici. I nannofossili calcarei mostrano tassi di evoluzione (speciazione/estinzione) mediamente molto elevati e questo li rende ottimi *marker* biostratigrafici, in modo peculiare nel Cenozoico, dove raggiungono un'alta diversificazione (Bown *et al.*, 2004). Ulteriori vantaggi derivano dal loro elevato grado di preservabilità, dalla loro abbondanza, dalle semplici e rapide metodologie di preparazione e dall'esigua quantità di materiale necessaria per l'analisi.

I campioni analizzati in questa tesi sono stati recuperati nell'Atlantico equatoriale, in prossimità del Ceara Rise, durante il *Leg* ODP 154.

La successione studiata documenta una porzione dell'Eocene medio. L'analisi ha permesso di inquadrare la sezione dal punto di vista biostratigrafico e, inoltre, di analizzare, descrivere e interpretare la risposta delle associazioni a nannofossili calcarei ad un particolare evento di riscaldamento globale avvenuto nell'Eocene medio: il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO).



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

1- CONTESTO PALEOCLIMATICO

1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene

Il Paleogene, periodo della storia della Terra compreso fra circa 66.00 Ma (limite Cretaceo-Paleocene) e 23.03 Ma (limite Oligocene-Miocene), rappresenta un periodo peculiare dal punto paleoclimatico.

Il dataset degli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008) misurati in più di 40 siti DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) e ODP (*Ocean Drilling Program*) ha permesso di comprendere l'andamento delle temperature e la variazione dell'estensione delle calotte polari negli ultimi 66 milioni di anni. Di notevole importanza è, per lo stesso arco temporale, il segnale fornito dalla curva del $\delta^{13}\text{C}$; questa documenta l'evoluzione del ciclo del carbonio nel corso del Cenozoico.

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

<http://www.seas.harvard.edu/climate/eli/research/equable/images/delta%2018%20O%20equation.png>

Il $\delta^{18}\text{O}$ è il rapporto fra isotopo pesante (^{18}O) e isotopo leggero (^{16}O) dell'ossigeno ed è, in paleoclimatologia, un *proxy* diretto per comprendere le variazioni di temperatura delle acque oceaniche.

Nel 1951 Epstein *et al.* presentarono per la prima volta l'equazione delle paleotemperature. Questa relazione e le modifiche apportate nei successivi lavori dimostrano che, a parità di valori di $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$, la temperatura è minore quando il $\delta^{18}\text{O}$ è maggiore:

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

dove T= temperatura, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}$ = valore isotopico misurato nel campione (foraminiferi, bulk, ...) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ = valore isotopico nell'acqua

Anche se questo comportamento è legato al frazionamento delle due specie isotopiche al variare della temperatura, esso è fortemente governato dall'effetto glaciale. Questo fenomeno indica che, in presenza di calotte glaciali polari, il $\delta^{18}\text{O}$ delle acque marine è più arricchito in ^{18}O , mentre ^{16}O rimane preferenzialmente intrappolato nei ghiacciai ai poli (Ruddiman, 2007).

Ciò implica che il segnale restituito dalla curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$ può essere utilizzato in due modi diversi a seconda che vi sia documentazione o meno, nell'intervallo temporale d'interesse, di calotte polari. In particolare, nelle fasi di assenza di calotte permanenti ai poli esso viene utilizzato come indicatore di paleotemperature, mentre nelle fasi con calotte polari viene utilizzato per analizzare l'evoluzione delle calotte stesse.

Paleocene ed Eocene (66-34 Ma) corrispondono complessivamente ad una fase di *greenhouse*, senza calotte glaciali e, per questo, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ possono essere utilizzati per comprendere le variazioni di temperatura nel tempo (Ruddiman, 2007).

I lavori di Zachos *et al.* (2001, 2008) prendono in considerazione le variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ durante il Cenozoico evidenziando la presenza di cambiamenti a lungo e a breve termine. I cambiamenti a lungo termine indicano una lunga fase calda a partire dal Cretaceo che culmina nell'Eocene inferiore, a ca. 50 Ma. Questo trend è seguito da un graduale appesantimento del $\delta^{18}\text{O}$ (*doubthouse*) che rappresenta il passaggio da condizioni *greenhouse*, con assenza di calotte permanenti ai poli, a condizioni *icehouse*, il cui inizio coincide con il limite Eocene-Oligocene (ca. 34 Ma) e documenta l'instaurarsi della calotta antartica.

Il trend a lungo termine, fra 66 e 34 Ma, non è unidirezionale ma è caratterizzato da brevi e improvvise interruzioni chiamate "ipertermali" (Thomas & Zachos, 2000).

In corrispondenza di questi eventi di riscaldamento, che sembrano essere governati dal *forcing* astronomico (Lourens *et al.*, 2005), si osservano escursioni negative del $\delta^{18}\text{O}$ (aumento di temperatura) e del $\delta^{13}\text{C}$ (cambiamenti nel ciclo del carbonio)

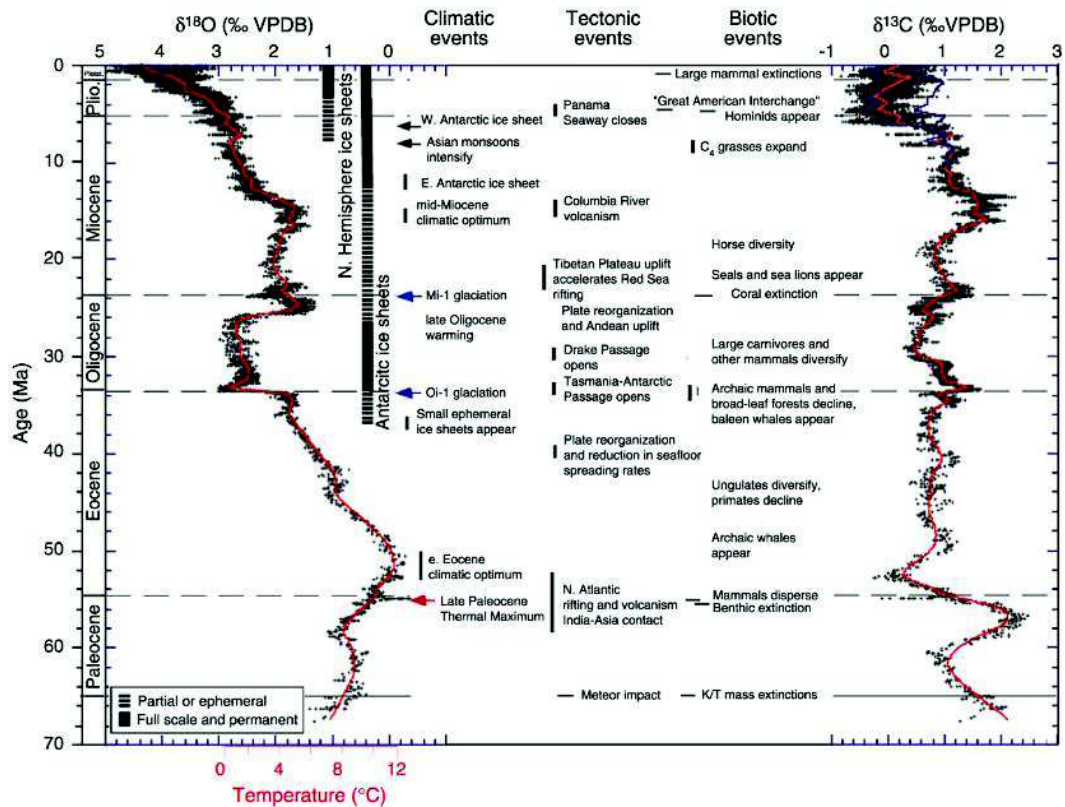


Figura 1.1 Record globali (degli isotopi di ossigeno e carbonio) sulla base di dati ottenuti da più di 40 tra siti DSDP e ODP. Le sezioni sedimentarie da cui sono stati generati i dati sono classificate come pelagiche, con litologie prevalenti a grana fine, fanghi carbonatici o chalk. La maggior parte delle analisi derivano da due taxa bentonici *Cibicidoides* e *Nuttallides* comuni e longevi. Nel intervallo più recente (dal Miocene medio), sono riportate due curve per il $\delta^{13}\text{C}$, una per l'Atlantico (in blu) e una per il Pacifico (in nero), allo scopo di illustrare il frazionamento da bacino a bacino che eccede l'1.0%. Prima di 15 Ma, i gradienti interbaccinali erano insignificanti o addirittura inesistenti. 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'irregolare 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 (50%), mentre la barra solida indica i periodi di quasi completa copertura (0.50% di oggi). (modificato da Zachos et al., 2001).

Fra questi il più noto è il *Paleocene Eocene Thermal Optimum* o *Eocene Thermal Maximum 1*, posizionato al limite Paleocene-Eocene. (PETM O ETM1; Kennett & Scott, 1991) a ca. 55.8 Ma (Zachos et al., 2001). Il PETM è caratterizzato da un alleggerimento del $\delta^{18}\text{O}$ di ca. 2-3 ‰, che corrisponde ad un aumento di temperatura di circa 5-8 °C. Associato al riscaldamento si ritrova un'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ di ca.3‰ denominata CIE (Carbon Isotope Excursion, Kennet & Scott, 1991) Questa perturbazione nel ciclo del carbonio è dovuta a un rilascio di carbonio leggero (^{12}C) nel sistema oceano-atmosfera, la cui sorgente non è ancora stata individuata con certezza. Il rilascio di carbonio leggero è associato un abbassamento del pH delle acque marine (acidificazione) e ad un innalzamento della CCD (*Carbonate Compensation Depth*). Come tamponamento a questi cambiamenti agisce la dissoluzione dei carbonati presenti sul fondo degli oceani che produce un “ri-approfondimento” della CCD (Zachos et al., 2005). Per definizione la CCD è il limite di compensazione dei carbonati, ossia la superficie al di sotto della quale non avviene deposizione di sedimenti carbonatici (calcite). L'innalzamento della CCD durante questo evento è testimoniato, in ambiente marino profondo, dalla presenza ubiquitaria di sedimenti argillosi, tipici di zone pelagiche al di sotto della CCD (Zachos et al., 2005). A seguire, nel corso dell'Eocene inferiore, si verificano altri eventi ipertermali ma con ampiezza minore rispetto al PETM (e.g., ETM2 a ca.53.5 Ma, ETM3 a ca. 52.5 Ma) (Zachos et al., 2010).

Tra ca. 52 e 50 Ma si entra in una fase piuttosto lunga caratterizzata dalle temperature e dai valori di $p\text{CO}_2$ più elevati di tutto il Cenozoico, il cosiddetto *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO); esso denota il passaggio da condizioni *greenhouse* a *doubthouse* (Zachos et al., 2001). Ad esso segue un periodo di progressivo raffreddamento, testimoniato da un appesantimento dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ di circa il 3 ‰ (Zachos et al., 2001) che infine porterà all'instaurarsi della calotta polare antartica.

Tuttavia, questo contesto generale a lungo termine, viene interrotto da una serie di rapide fasi di riscaldamento o di raffreddamento (Bohaty & Zachos, 2003; Tripati *et al.*, 2005; Sexton *et al.*, 2006) e, fra queste, la più nota è il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO; Bohaty & Zachos, 2003). Questi cambiamenti repentini e transitori, caratterizzati da ampie variazioni nei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ vengono interpretati come eventi climatici a breve termine (*short-term*) (Zachos *et al.*, 2001, 2008).

In particolare il MECO è definito da un progressivo alleggerimento nella curva del $\delta^{18}\text{O}$ (Bohaty & Zachos, 2003) che inizia ca. 40.6 Ma e termina con una fase parossistica a ca. 40.0 Ma in corrispondenza al limite fra i Chron C18r/C18n.2n (Bohaty *et al.*, 2009), entro il Bartoniano. A questa fase di riscaldamento sono associate una serie di perturbazioni nel ciclo del carbonio; la curva del $\delta^{13}\text{C}$ ha, in corrispondenza dell'evento climatico, mostra un profilo complesso. Inoltre, se per molti aspetti gli ipertermali dell'Eocene inferiore sono molto simili, il MECO si differenzia da questi per almeno due motivi: la durata (ca. 500kyrs) e il profilo del $\delta^{13}\text{C}$ che appare nettamente più articolato (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009).

Gli eventi appena citati fanno riferimento a variazioni di paleotemperature e del $\delta^{13}\text{C}$. Anche se l'argomento necessiterebbe di una trattazione più esaustiva si fa un breve cenno sulle modalità con cui il ciclo del carbonio può venire turbato e su come possano essere ripristinate le condizioni precedenti alla perturbazione. I principali processi che possono provocare un aumento della concentrazione di CO_2 in atmosfera sono: attività vulcanica, attività metamorfica, rilascio di clatrati, diminuzione della produttività biologica e dissoluzione dei carbonati (Ruddiman, 2007).

I meccanismi in grado di ridurre i tenori di $p\text{CO}_2$ sono, ad esempio, lo stoccaggio di carbonio organico C_{org} nei sedimenti e *chemical weathering* dei silicati. Quest'ultimo rappresenta un importante ed efficiente *feedback* negativo che consente al sistema Terra di riportarsi alle condizioni di equilibrio. Questo processo procede attraverso la dissoluzione chimica dei silicati, che agisce sequestrando CO_2 dal sistema. L'efficienza dell'alterazione chimica delle rocce silicatiche diventa più

efficiente all' aumentare della temperatura, delle precipitazioni (contribuiscono al dilavamento dei silicati) e della copertura vegetazionale (Ruddimann, 2007).

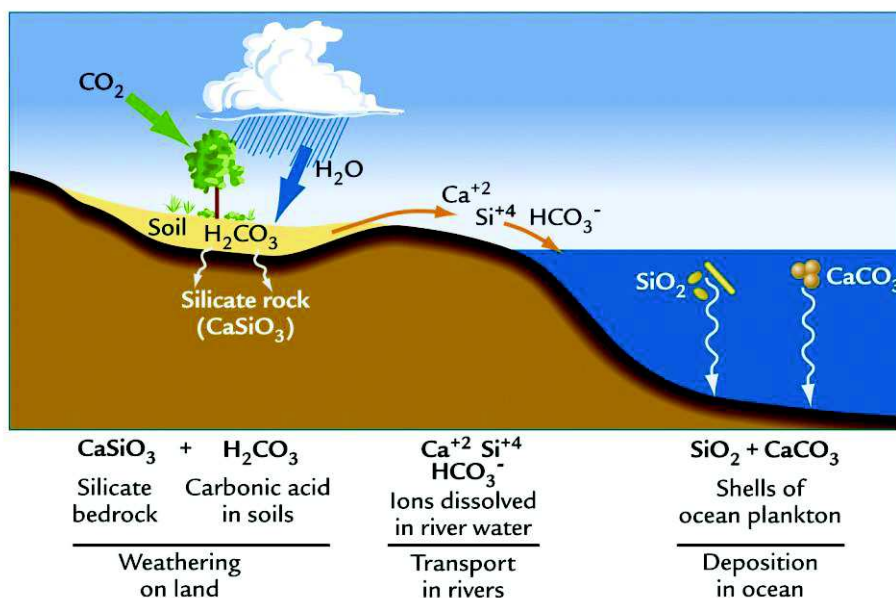


Figura 1.2 Rappresentazione del processo di weathering dei silicati. La prima fase consiste nella dissoluzione di rocce contenenti silicati e nel trasporto degli ioni dissolti in mare. Gli ioni vengono quindi utilizzati per la produzione di scheletri dalla diversa composizione mineralogica. Infine, la pioggia pelagica porta al fondo gli scheletri producendo un netto sequestro di anidride carbonica e diminuendone, quindi, la concentrazione atmosferica (da Ruddiman, 2007).

1.2. Il Middle Eocene Climatic Optimum

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

Nel lavoro di Bohaty & Zachos (2003) viene affrontata l'analisi dettagliata del MECO utilizzando dati isotopici ricavati dai diversi pozzi (689B, 738B e 748B, *Southern Ocean*). Le variazioni isotopiche misurate su foraminiferi bentonici (*Nuttalides* e *Cibicidoides*) e *fine-fraction* (<63 μm) mostrano andamenti perfettamente sovrapponibili sia per la curva del $\delta^{18}\text{O}$ che del $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 1.4; Bohaty & Zachos (2003). Sulla base dei profili di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ gli autori hanno individuato una perturbazione negli isotopi di ossigeno e carbonio: il Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). Sulla base del modello cronologico utilizzato da questi autori il MECO avrebbe un'età di 41.5 Ma, tuttavia questo dato è stato recentemente rivisto (Bohaty *et al.*, 2009). Infatti, per comprendere meglio l'evento, sono stati studiati gli isotopi di ossigeno e carbonio e i dati sulla concentrazione del carbonato di calcio in numerosi *sites* DSDP e ODP per l'intervallo di tempo compreso fra ca. 43 e 38 Ma (Figura 1.3; Bohaty *et al.* 2009). Bohaty *et al.* (2009) hanno quindi verificato l'estensione globale dell'evento e rivalutato, sulla base di altri modelli cronologici, l'età del MECO. In particolare, il MECO comincerebbe a ca. 40.6 Ma e si concluderebbe a ca. 40.0 Ma (Bohaty *et al.*, 2009).

Tornando all'aspetto più squisitamente paleoclimatico, Bohaty *et al.* (2009) mettono in luce i seguenti aspetti per le curve di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$:

- Le variazioni isotopiche (*bulk-sediment* e *fine-fraction*) relative al $\delta^{18}\text{O}$ mostrano uno *shift* negativo di ca. 1.0-1.5 % (Figura 1.3; Bohaty *et al.* 2009). Si osserva una graduale diminuzione del $\delta^{18}\text{O}$ a partire da ca. 40.6 Ma fino a ca. 40.0 Ma, dove si registrano i valori più negativi di $\delta^{18}\text{O}$. Questo intervallo, così definito, rappresenta il MECO. A seguire, fra 40.0 Ma e 39.9 Ma, la curva del $\delta^{18}\text{O}$ mostra un rapido appesantimento (Figura 1.3; Bohaty *et al.* 2009). Il *pattern* appena descritto è documentato in tutti i *sites*

analizzati e rappresenta quindi la caratterizzazione a larga scala dell'evento. Un'eccezione è quella del *site* 1051 che mostra una maggiore ampiezza dell'escursione negativa del $\delta^{18}\text{O}$, ca. 1.5 rispetto 1.0 in tutti gli altri *sites*.

- Le variazioni isotopiche (*bulk sediment* e *fine fraction*) relative al $\delta^{13}\text{C}$ mostrano una generale consistenza nei vari *sites*, ad eccezione del *site* 1051.

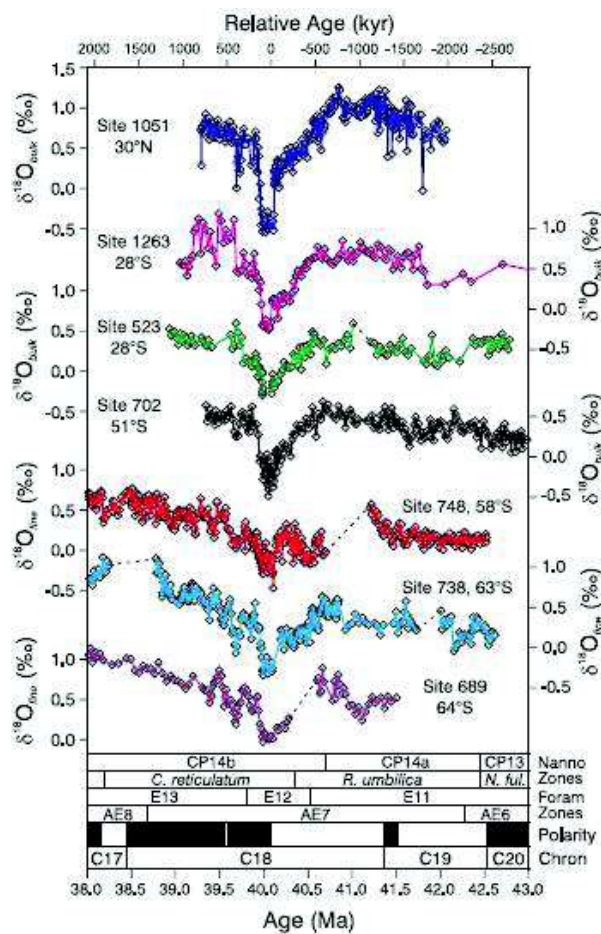


Figura 1.3: Record degli isotopi dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}_{\text{bulk}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{fine}}$) per l'Eocene medio e superiore (38-43 Ma). Sono stati utilizzati dati dai sites 923, 689, 702, 738, 478, 1051 e 1263 che vanno dalle medie latitudini del Nord Atlantico alle alte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

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

1.2.2. L'età del MECO

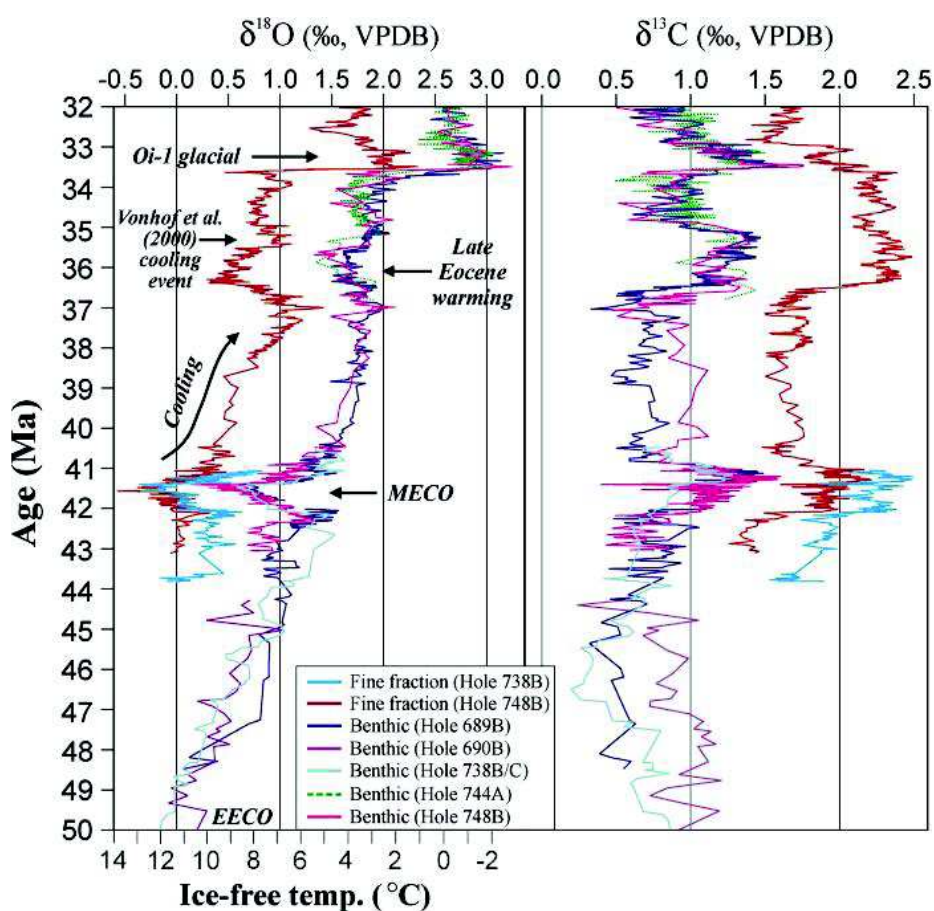


Figura 1.4: Profili di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ottenuti da site appartenenti al Southern Ocean. A 41.5 Ma si osserva una perturbazione negli isotopi di ossigeno e carbonio: il Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). Il modello di età proposto nel lavoro originario (Bohaty & Zachos, 2003) è stato recentemente rivisto (Bohaty et al., 2009).

Il MECO è stato osservato per la prima volta da Bohaty & Zachos (2003) su dati isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) provenienti da tre campagne oceanografiche nell'Oceano Meridionale (*Southern Ocean*): il Leg 113 (ODP Site 689) e i Leg 119 e 120 (ODP Site 738 e 748). Questo studio propone un *age model* che indica un'età di ca. 41.5 Ma per la fase parossistica del MECO. Questa età è stata radicalmente rivista da altri autori (Jovane *et al.*, 2007; Sexton *et al.*, 2006; Bohaty *et al.*, 2009) per i quali l'inizio del graduale alleggerimento del $\delta^{18}\text{O}$ avviene a circa 40.6 Ma.

Di fatto quindi la revisione dell'età del MECO è basata su due lavori fondamentali (Sexton *et al.* (2006); Jovane *et al.*, 2007). Il primo lavoro è una presentazione dell'evoluzione climatica da ca. 54 a 38 Ma sulla base di un record isotopico (C e O) ad alta risoluzione proveniente dall'Atlantico equatoriale (Demerara Rise –ODP Leg 207). In questo setting è evidente un *trend* di riscaldamento che culmina con L'EEOCO, seguito da una fase di raffreddamento a partire da ca. 50 Ma fino al limite Eocene/Oligocene (33.8 Ma). Durante questo intervallo è documentata una fase di temporanea inversione del trend di raffreddamento a lungo termine (tra ca. 44 e 42 Ma) seguita da una prominente escursione negativa del $\delta^{18}\text{O}$ (ca. 1‰), a ca. 40.5 Ma: il MECO. Sebbene vi sia una discrepanza temporale tra i dati provenienti dall'oceano meridionale (Bohaty & Zachos, 2003) e quelli dell'Atlantico equatoriale, l'età stimata da questi ultimi è decisamente più affidabile poiché i risultati sono basati su informazioni magnetostratigrafiche e biostratigrafiche di alta qualità.

Nel secondo lavoro, Jovane *et al.*, (2007) hanno confermato che l'inizio del MECO è collocato nella porzione superiore del Chron C18r (ca. 40.6 Ma). Il dataset utilizzato è quello proveniente dalla successione *on-land* di Contessa Highway, nell'Appennino Umbro-Marchigiano. Questa successione dispone di un ottimo modello d'età basato su dati bio-magnetostratigrafici, che è stato utilizzato come “cornice cronologica” per i dati isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$). Presso la sezione di Contessa Highway, l'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$, coincidente con il picco negativo del $\delta^{18}\text{O}$ e fase parossistica dell'evento, è collocata fra il top del Chron C18r e la

base del Subchron C18n.2n, con un'età stimata per l'*onset* dell'evento ca. 40.6 Ma e una durata dell'evento di 600 kyr.

Inoltre i dati presentati da Bohaty *et al.* (2009) e già discussi nel capitolo precedente, sono coerenti con quanto osservato da Sexton *et al.* (2006) e Jovane *et al.*, 2007.

L'età proposta inizialmente da Bohaty & Zachos (2003) per il MECO è quindi inconsistente con i dati appena discussi (Sexton *et al.*, 2006 Jovane *et al.*, 2007) e con altri disponibili in letteratura (Agnini *et al.*, 2011). La poca accuratezza del modello di età proposto da Bohaty & Zachos (2003) dipende essenzialmente dalla combinazione di due fattori: l'indisponibilità di dati magnetostratigrafici per i *sites* dell'Oceano Meridionale e la diacroneità alle alte latitudini dell'evento di comparsa del taxon *Cribrocentrum reticulatum* (Jovane *et al.*, 2007; Bohaty *et al.*, 2009).

1.2.3. Interconnessioni tra variazioni nel ciclo del Carbonio, acidificazione degli oceani e aumento della temperatura durante il MECO

Anche se sono state indagate a lungo le cause che possono aver innescato un'inversione relativamente prolungata (500kyr) all'interno del trend generale di raffreddamento fra 50 e 34 Ma, non si è ancora trovata una spiegazione unanimemente condivisa da parte della comunità scientifica.

Variazioni paleogeografiche o collisioni continentali che, possono influenzare eventi come il MECO, sono solitamente legate a cambiamenti climatici a più lungo termine (Bohaty *et al.*, 2009) e ipotesi collegate a un controllo astronomico sono difficilmente dimostrabili data la relativa lunghezza dell'evento (500-600 kyr).

Ciò che differenzia il MECO da altri ipertermali è il fatto che avvenga in una fase di raffreddamento a lungo termine e che risulti correlato a importanti modifiche nel regime di sedimentazione carbonatica dei fondali marini (Peterson & Backman, 1990; Lyle *et al.*, 2005)

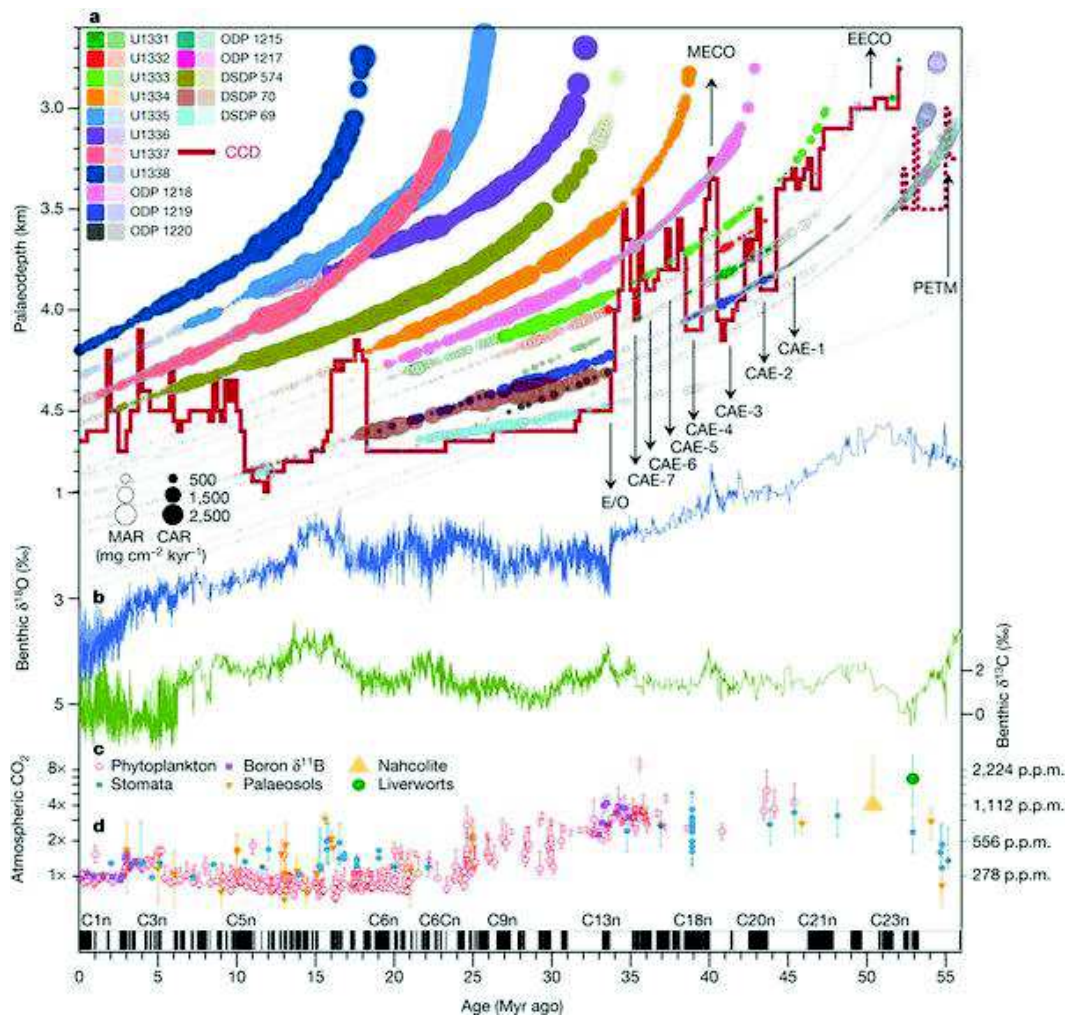


Figura 1.5 Ricostruzione della CCD e dei tassi di accumulo di carbonati (a) paragonati con le curve di $\delta^{18}O$ (b), $\delta^{13}C$ (c) e con la concentrazione di CO_2 atmosferica (d) (Pälike et al., 2012).

I risultati provenienti dall'Eocene inferiore e medio dell'Oceano Pacifico hanno dimostrato l'alternanza di fasi di abbassamento (*deepening*) e innalzamento (*shoaling*) della CCD (Bohaty et al., 2009; Pälike et al., 2012). Le fasi di approfondimento favoriscono la deposizione di carbonati rispetto alle fasi di innalzamento. Durante l'Eocene si contano fra i 5-7 eventi di *deepening* della CCD ed essi prendono il nome di CAE, acronimo di *Carbon Accumulation Events* (Lyle

et al., 2005; Rea & Lyle, 2005). Il MECO si colloca dopo il CAE-3, tra 41.6 e 40.8 Ma (Figura 1.5; Pälike et al., 2012).

A circa 40.8 Ma le *Carbonate Mass Accumulation Rates* (MARs) diminuiscono notevolmente e i sedimenti depositi fra 40.3 e 40.0 Ma evidenziano tassi di accumulo di carbonati molto bassi o addirittura pari a zero nei contesti pelagici profondi (Lyle et al., 2005; Pälike et al., 2012).

Durante il MECO si assiste ad uno *shoaling* della CCD di circa 1 km rispetto ai valori normali testimoniati durante l'Eocene medio, si stima una risalita fino ad una paleoprofondità di 2.5 km, almeno in area pacifica (Pälike et al., 2012).

L'evento di *shoaling* della CCD più significativo dell'Eocene medio è documentato in corrispondenza di un intervallo (50-100 kyr) in cui si assiste al massimo picco di riscaldamento della parte finale del MECO, interpretato come la fase parossistica (Figura 1.3; Bohaty et al., 2009).

Durante la spedizione IODP 342 sono stati riconosciuti in Atlantico settentrionale, se pur in risoluzione bassa, i trend di variabilità della CCD osservati in Pacifico (Norris et al., 2014).

La diminuzione delle MARs a cui si assiste durante il MECO non è stata interpretata come una diminuzione nei tassi di pioggia pelagica, il che implicherebbe una variazione connessa ad un calo di produttività da parte degli organismi, ma come un aumento dei tassi di dissoluzione dei carbonati a causa di una modificazione della chimica delle acque (diminuzione del pH) correlata all'immissione di CO₂ isotopicamente leggera nel sistema oceano-atmosfera. Sono queste le condizioni che da un lato provocano una diminuzione del grado di preservabilità dei carbonati e dall'altro una migliore conservazione dei gusci di composizione silicea (Bohaty et al., 2009). La diminuzione di pH, ossia l'acidificazione, è legata quindi ad un aumento di pCO₂, causato da un aumento del tasso di degassamento di anidride carbonica (Bohaty et al., 2009). Affinché i valori di pCO₂ possano restare elevati per periodi superiori a 100 kyr è necessario ipotizzare un aumento globale dei tassi di immissione di anidride carbonica in atmosfera e, inoltre, l'esistenza di

meccanismi di *feedback* positivo che garantiscano la permanenza del trend innescato per tempi prolungati (Bohaty *et al.*, 2009). L'unico meccanismo in grado di spiegare la gradualità osservata durante il MECO è un aumento progressivo della $p\text{CO}_2$ e della temperatura. Viceversa, un aumento rapido indurrebbe un rapido *shoaling* della CCD (Archer *et al.*, 1997; Dickens, 2000). Il progressivo aumento del $\delta^{13}\text{C}$, osservato nel lungo termine durante il MECO, potrebbe essersi generato grazie ad attività vulcanica (archi vulcanici, *hot spots*) o a fenomeni di decarbonatazione metamorfica di complessi orogenetici (Kerrick & Caldeira, 1993; Bohaty *et al.*, 2009).

Entrambi questi meccanismi possono avere durate dell'ordine di qualche centinaia di migliaia d'anni anche se non esiste un'evidenza inoppugnabile a sostegno di tali ipotesi. Tuttavia alcuni autori hanno messo in luce come il MECO e il relativo aumento della $p\text{CO}_2$ potrebbero essere collegati alla lunga fase di decarbonatazione metamorfica avvenuta durante l'Eohimalayano iniziale (Kerrick & Caldeira), all'aumento di archi vulcanici estrusivi attorno al *rim* pacifico (Cambrai & Cadet, 1996) o a un episodio di aumento di magmatismo carbonatico nella zona dell'East Africa Rift (Bailey, 1993).

Se quindi per la parte iniziale del MECO (da ca. 40.6 a 40.1 Ma) si ipotizzano una serie di possibili cause, l'escursione negativa osservata nel profilo del $\delta^{13}\text{C}$ (-0.7‰) e coincidente con il picco termico del MECO (ca. 40 kyr), potrebbe aver avuto un'origine diversa. Non è escluso che il meccanismo d'innescò in quest'ultimo caso sia riconducibile ad una destabilizzazione dei clatrati, favorita dal continuo, anche se graduale, innalzamento delle temperature (Bohaty *et al.*, 2009).

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

autori hanno messo in luce come una variazione (diminuzione) del grado di efficienza del *weathering* potrebbe aver comportato un minor sequestro di CO₂ atmosferica, cioè un relativo aumento della $p\text{CO}_2$, un aumento di temperatura e uno *shoaling* della lisoclina. D'altra parte l'aumento di temperatura potrebbe aver invece indotto una maggior efficienza dei fenomeni di *weathering*, quindi un maggior sequestro di CO₂ atmosferica e un abbassamento delle temperature (Pälike *et al.* 2012). Tramite questo meccanismo di *feedback* negativo, associato almeno parzialmente ad un aumento di seppellimento di C_{org}, Pälike *et al.* (2012) spiegano il ritorno alle condizioni pre-evento. E' indubbio il fatto che il *weathering* dei silicati abbia svolto un ruolo di fondamentale importanza, probabilmente affiancato a un notevole aumento del deposito/stoccaggio di C_{org}. Quest'ultimo potrebbe anche aver comportato il rapido abbassamento della CCD avvenuto in soli 10 kyr (Bohaty *et al.*, 2009; Pälike *et al.* 2012).

2- IL PROGETTO DI PERFORAZIONE DEI FONDALI OCEANICI E IL LEG ODP 154 (SITES 925-929-Ceara Rise)

2.1. Cenni storici sul progetto di perforazione dei fondi oceanici

La prima crociera oceanografica fu organizzata dalla *Royal Society* inglese fra il 1872 e il 1876 quando la nave *H.S.M. Challenger* compì il primo recupero sistematico di sedimenti presenti sui fondali oceanici.

Il consorzio JOIDES (*Joint Oceanographic Institution of Deep Earth Sampling*) nacque nel 1964 dall'unione di diversi istituti di ricerca americani. Nel 1968 venne attivato il DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), un progetto coordinato da enti di ricerca americani che utilizzava, come nave scientifica, la *Glomar Challenger*.



*Figura 2.1: Immagine della nave JOIDES Resolution in mare aperto.
(<http://www-odp.tamu.edu/images/bluejr.jpg>)*

Il consorzio permise solo nel 1975 l'ingresso di stati nazionali, segnando così il passaggio alla fase IPOD (*International Phase Of Ocean Drilling*), che durò fino al 1983. In seguito il progetto venne rinominato ODP (*Ocean Drilling Program*) e in questo frangente venne deciso di utilizzare una nuova nave di perforazione, la *JOIDES Resolution* (Figura 2.1), un'ex nave petrolifera riadattata ad uso scientifico. A partire dal 1985, con questa nave, sono stati perforati tutti gli oceani e numerosi mari.

A partire dal 2003 ha avuto inizio il nuovo progetto IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) con il quale sono state introdotte nuove tecniche più efficienti, in grado di fornire dati con una qualità maggiore.

Dal 2013 è iniziata una nuova fase decennale del programma, denominata IODP (*International Ocean Discovery Program*).

2.2. *La JOIDES Resolution e le tecnologie utilizzate*

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

- Lunghezza totale: 144 m
- Larghezza: 21 m
- Peso complessivo 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 e di assemblare una batteria di aste capace di raggiungere una lunghezza totale di 9144 m (Figura 2.2). Durante le operazioni non che consentono l'uso di ancoraggi fissi, la nave si avvale di un trasmettitore sonar che viene calato e infisso nel fondo marino in prossimità dell'area di interesse del sito di perforazione. Un sistema di idrofoni capta gli impulsi inviati dal sonar e li trasmette al computer di bordo, che li elabora al fine di provvedere al controllo dinamico di posizionamento della nave.

Una volta individuato il *site*, ossia l'area di perforazione, viene assemblata e calata sul fondo una batteria di aste (*drill pipe*) che viene progressivamente assemblata sulla piattaforma di perforazione, nella parte centrale della nave. Le fasi di pre-perforazione, dal posizionamento della strumentazione alla preparazione della batteria di aste, vengono spesso eseguite con l'ausilio di una telecamera a circuito chiuso posizionata sul dispositivo di avanzamento. terminate queste procedure viene inserito, all'interno della batteria di aste, un dispositivo recuperabile via cavo (*core barrel*), provvisto di una punta di perforazione con corone dentate (*drill bit*) (Figura 2.2).

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

- **Rotary Core Barrel (RCB).** Il metodo è un sistema di perforazione concepito per recuperare sedimenti da litificati a fortemente litificati, fino a rocce ignee di basamento oceanico. Attualmente è utilizzato prevalentemente per campionare rocce ignee della crosta oceanica
- **Advanced Piston Core (APC).** Il metodo utilizza un sistema idraulico che permette di recuperare carote indisturbate e orientate, costituite da sedimenti da poco consolidati a consolidati che, con il RCB, non possono essere recuperati con la stessa efficacia. E' adatto per studi paleoceanografici e paleoecologici di alta risoluzione.
- **Extended Core Barrel (ECB).** E' solitamente utilizzato per il recupero di carote intere (9.5m) di sedimenti da leggermente a moderatamente litificati. Viene utilizzato quando i sedimenti diventano troppo duri per l'APC (e.g. *piston coring refusal*) o, viceversa, non sono abbastanza duri da permettere un recupero efficace con il sistema RCB. Viene utilizzato prevalentemente per studi sedimentologici, climatici e paleoceanografici.
- **Wash Coring.** Nei sedimenti poco consolidati si può procedere con la perforazione senza il recupero di sedimenti tramite il pompaggio di acqua ad alta pressione che spinge il sedimento nello spazio compreso fra i *drill pipe* e la parete del pozzo (*wall of the hole*). E' una tecnica impiegata quando il recupero di un certo intervallo non è necessario e permette di procedere molto più velocemente con la

perforazione. Estratta la carota (*core*), solitamente lunga 9.5m, viene recuperato e portato sulla piattaforma della nave il *core barrel*, dispositivo contenente la carota. Viene quindi tolto, al *core barrel*, 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). Qui la carota viene sezionata in segmenti (*section*) di ca.1.5 m. Una volta numerate tali sezioni vengono messe a riposare in frigoriferi affinché non subiscano alcuno *shock*. Solo dopo qualche ora esse vengono tagliate in due metà: *working half* (Figura 2.2) e *archive half*. L'*archive half* sarà conservato perfettamente integro mentre sul *working half* saranno effettuati studi di varia natura (e.g., paleontologici, paleomagnetici, geochimici, petrografici etc). Le due metà saranno conservate all'interno di opportuni depositi (*repository*), al fine di garantire al meglio la preservazione del materiale.

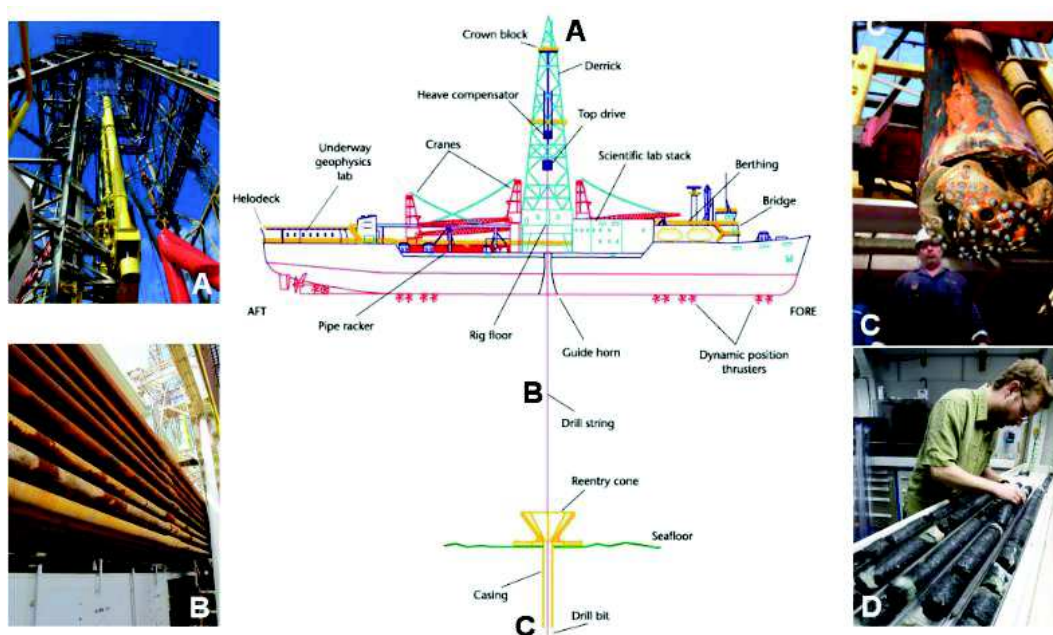


Figura 2.2; Rappresentazione grafica della nave JOIDES Resolution: A. Derrick; B. Drill string; C. Drill Bit; D. Fase di sezionamento e analisi della carota in nave. (<http://raymond.rodriquez1.free.fr/Documents/Terre-int/joides2.png>)

2.3. Leg 154 : ODP sites 925-929, Ceara Rise, Atlantico equatoriale

2.3.1. Lo scopo della spedizione

Lo scopo fondamentale del Leg 154 è stato quello di recuperare un transetto batimetrico nell'Atlantico equatoriale occidentale al fine di completare la serie di transetti batimetrici campionati precedentemente (ODP Leg 108, *eastern equatorial Atlantic*; Leg 113, *Maud Rise*; Leg 115, *Madingley Rise*; Leg 117, *Owen Ridge*; Leg 130, *Ontong Java Plateau*; and Leg 145, *Detroit Seamount*) per valutare in modo esaustivo l'evoluzione della chimica delle acque profonde durante il Cenozoico (Curry *et al.*, 1994).

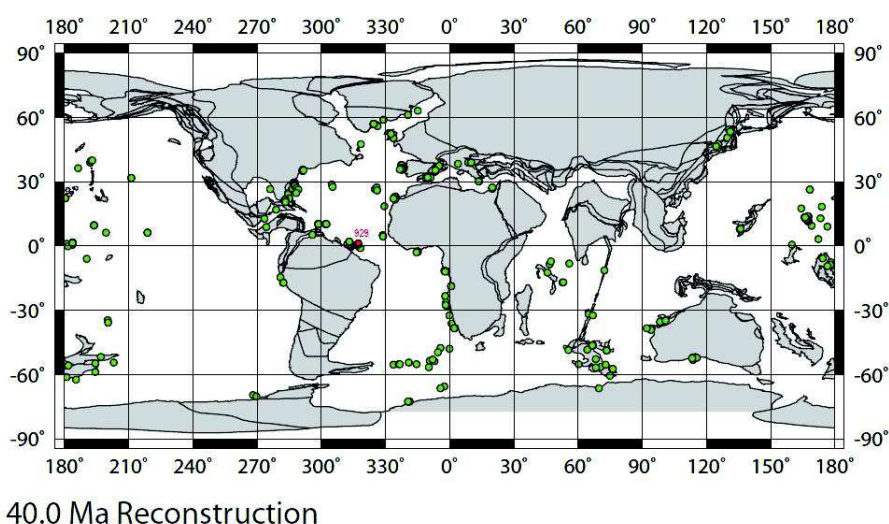


Figura 2.3: Ricostruzione paleogeografica (40Ma). Sono riportati in verde i siti di perforazione della campagne ODP. Il cerchio rosso evidenzia il Site 929, recuperato durante il Leg 154 (www.odsn.de/odsn/servicesw/paleomap/paleomap.html).

Come spiegato da Curry *et al.* (1994), l'obiettivo del Leg 154 è stato quello di costruire un transetto di siti di perforazione distribuiti lungo il fianco nord – orientale del *Ceara Rise* (Figura 2.3), fra 2901 a 4373 m. Molte questioni di

importanza paleocenografica possono essere risolte a partire da un transetto in profondità di questa tipologia:

1. Quale è stata la storia dei flussi delle acque profonde (*deep water-flow*) durante il Cenozoico? Quale è stata la relazione fra la circolazione delle acque profonde, la loro chimica e il clima terrestre?
2. Quale è stata la storia della produzione e dissoluzione di carbonato nell'Atlantico equatoriale durante il Cenozoico? Come i cambiamenti nella produzione/dissoluzione di carbonato sono stati influenzati dalle variazioni della circolazione profonda e del clima della Terra.
3. Quale è stata la storia delle acque superficiali e del clima ai tropici durante il Cenozoico? Come sono variati il $\delta^{13}\text{C}$ delle acque superficiali povere di nutrienti e il $\Delta\delta^{13}\text{C}$ delle acque oceaniche durante il Cenozoico?

I sedimenti recuperati coprono gli ultimi 55 Ma e sono adatti per ricostruzioni di risoluzione temporale variabile.

Il *record* geologico del passato documenta repentini e, spesso, drammatici cambiamenti nel clima ma la conoscenza profonda ed esaustiva di quali meccanismi possano aver innescato tali variazioni è tutt'altro che soddisfacente.

In modo particolare, i processi che governano le fasi di riscaldamento, come quello attuale, sono ancora poco compresi.

Il cambiamento climatico in atto rappresenta la maggiore variazione globale occorsa negli ultimi 30 Ma. Per capire l'evoluzione del clima e produrre modelli affidabili sugli scenari futuri è necessario studiare e comprendere in modo esaustivo gli eventi analoghi occorsi nel passato geologico. Al fine di ottenere dati utili alla comprensione delle dinamiche dei processi che regolano il sistema climatico è necessario utilizzare materiale caratterizzato da tassi di sedimentazione molto elevati, che permettono di avere una risoluzione temporale millenaria o spesso centenaria (e.g., Curry *et al.*, 1994; Zachos *et al.*, 2004; Norris *et al.*, 2012).

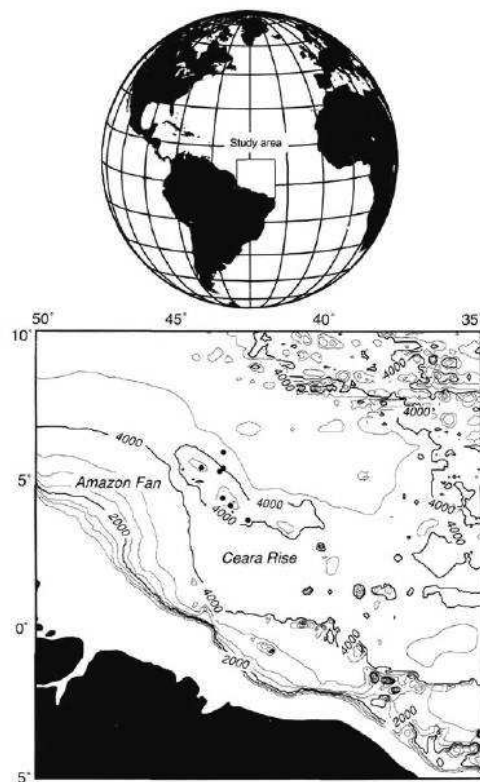


Figura 2.4: Localizzazione del Ceara Rise (Atlantico equatoriale occidentale)
(http://www-odp.tamu.edu/publications/154_IR/VOLUME/CHAPTERS/ir154_01.pdf)

2.3.2. Il Ceara Rise

Il *Ceara Rise* (Figura 2.4) è un alto batimetrico formatosi in prossimità della *Mid-Atlantic Ridge* (Dorsale Medio-Atlantica) circa 80 Ma assieme al suo coniugato, il *Sierra Leone Rise*, attualmente posizionato nell'atlantico equatoriale occidentale. Il *Ceara Rise* raggiunge una profondità minima di circa 2600 m ed è circondato dal fondale oceanico che ha una profondità media di circa 4500 m. E' ricoperto da una spessa sequenza (>1000 m) di sedimenti relativamente indisturbati. Il *Site DSDP 354* rappresentava l'unica perforazione eseguita sul *Ceara Rise*. Essa è localizzata sul suo fianco più settentrionale a una profondità di circa 4000 m. Grazie ai dati ricavati da questa precedente spedizione è stato possibile ricostruire

l'evoluzione geologica generale dell'area (Supko, Perch-Nielsen, *et al.*, 1977).

Il *Ceara Rise* si trova sotto il passaggio delle acque superficiali calde dell'Atlantico tropicale occidentale e questo lo rende un target ideale per ricostruire la storia delle temperature superficiali dell'oceano tropicale, l'evoluzione dei nannofossili calcarei tropicali, e la chimica delle acque superficiali impoverite di nutrienti.

La circolazione delle acque profonde atlantiche (*deep water circulation*) e, più in generale, la circolazione dell'oceano globale, è controllata dal *mixing* fra le masse di acque profonde nei bacini occidentali del sud Atlantico e dell'oceano occidentale. Oggi l'Atlantico contiene la sorgente d'origine di due maggiori masse d'acqua e, verosimilmente, nel passato includeva la regione d'origine per altre masse d'acqua.

Sulla base della sua posizione geografica, *setting* oceanografico presente e continuità degli alti tassi di sedimentazione, il *Ceara Rise* è uno dei migliori target per la ricostruzione di una storia paleoceanografica.

2.3.3. Leg 154; Strategie di perforazione

Il Leg 154 ha seguito una strategia di perforazione che ha dato come risultato un transetto di profondità costituito da sedimenti recuperati utilizzando i metodi APC, XCB, RCD (vedi sottocapitolo 2.2).

Sono stati scelti 5 *Sites* ad incrementi progressivi di circa 300 m di profondità, in prossimità della porzione nord est del *Ceara Rise* (Figura 2.5). Tutti i *Sites* hanno permesso il recupero di carote ottenute con i metodi APC/XCB fino al Miocene; i *sites* da 925 al 929 sono localizzati a circa 3041, 3598, 3315, 4012, e 4356 m, rispettivamente. Penetrazioni più profonde sono state pianificate per 3 *Sites* (925, 926 e 929) al fine di avere un transetto in profondità che potesse comprendere sedimenti fino all'Oligocene inferiore. La perforazione vicino al basamento (da 0.9 a 1.3 s sotto il fondale marino) è stata pianificata ai *Sites* 925 e 929. I bassi tassi di penetrazione hanno limitato il recupero di materiale, le successione più antiche

recuperate al *Site* 925 hanno un'età eocenica media; tuttavia l'importanza delle sezioni oligoceniche ha sollecitato all'estensione di un quarto sito fino all'Oligocene, il *Site* 928. Il *Site* 929, che è l'oggetto di questa tesi, si estende fino al Paleocene.

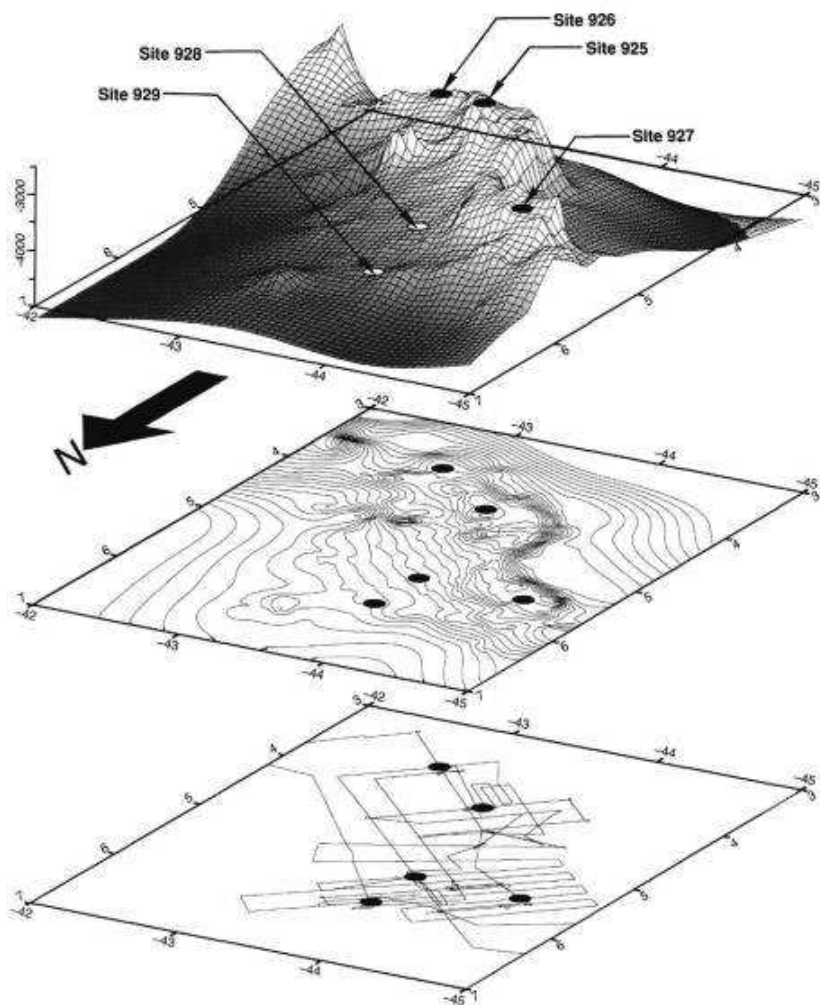


Figura 2.5: Visione prospettica del Ceara Rise da nord-ovest a sud-est, che mette in evidenza le ripide pendenze del margine sud-occidentale e l'andamento più dolce del margine settentrionale. Le prominenti piattaforme al top del rise sono solitamente meno profonde di 3200m. Molti di questi altifondi sono stati scelti per i Site meno profondi (925,926 e 927). I siti più profondi del transetto batimetrico (Site 928 e 929) sono localizzati sul fianco nord-est, caratterizzato da pendenze più lievi (http://www-odp.tamu.edu/publications/154_IR/VOLUME/CHAPTERS/ir154_01.pdf).

Grazie ai log *downhole* in alta risoluzione e alla continuità di dati sulle carote (susceptibilità magnetica, *GRAPE density*, colore, *natural gamma*), durante la spedizione si è cercato, per quanto possibile, di pianificare la perforazione e il lavoro a bordo della JOIDES con l'obiettivo di documentare il completo recupero della sezione stratigrafica ad ogni *Site* prima di procedere al successivo, almeno per la parte di sezione che può essere campionata con il metodo APC.

Le “*composite depth sections*” hanno permesso la costruzione di un *record* continuo almeno fino al Miocene superiore (~7 Ma) con valide correlazioni *Site to Site* di variabilità a scala orbitale, nonostante le analisi magnetostratigrafiche abbiano dato esiti negativi.

3- MATERIALI E METODI

3.1. Materiale: Introduzione al Site 929

Il *Site* 929 è situato sul fianco settentrionale del *Ceara Rise* (Figura 3.1), a una profondità di 4356 m. E' localizzato sotto all'attuale liscoclina ed era prossimo alla CCD già a partire dall'ultimo massimo glaciale. Esso rappresenta il membro più profondo del transetto batimetrico recuperato al *Ceara Rise* durante il Leg 154 e il *Site* che, verosimilmente, è stato più affetto dalla dissoluzione in passato. Perciò è il miglior candidato per lo studio di eventi di dissoluzione collegati a variazioni della CCD. Inoltre fornisce il *record* sedimentario più lungo recuperato durante questo Leg; una sezione virtualmente completa fino alla base dell'Eocene. Per la maggior parte della sezione perforata sono presenti nanfossili calcarei.

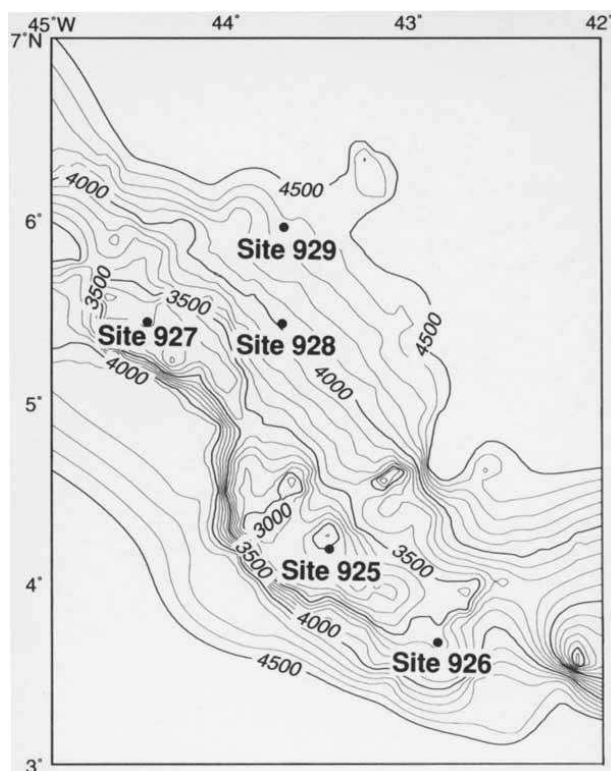


Figura 3.1: I Site del Leg 154; il 929 è localizzato sul fianco settentrionale del *Ceara rise*

Nel Pliocene inferiore e in diversi intervalli del Miocene sono presenti livelli di argille rosse. Il recupero di queste argille è stato piuttosto complesso, particolarmente per quelle più superficiali, e per tale motivo la creazione di una sezione composita è stata possibile fino a una profondità di 140 mcd.

Nonostante il ridotto contenuto in carbonato dovuto ad una maggiore dissoluzione rispetto agli altri *Sites*, i cicli litologici ad alta risoluzione monitorati tramite MST e dati di riflettanza (*reflectance data*), possono essere dettagliatamente correlati, ai *records* ottenuti ai siti meno profondi.

Sotto la porzione molto disciolta di età miocenica è stata recuperata una sequenza piuttosto continua che copre l'intervallo Oligocene, Eocene e Paleocene superiore. La sezione paleogenica risulta marcatamente omogenea.

Sia la successione oligocenica, campionata con il metodo XCB, che quella eocenica, perforata tramite RCB, mostrano recuperi superiori al 70%.

Le variazioni del tasso di sedimentazione osservate al Site 929 ricalcano quelle documentate negli altri *Sites* del *Ceara Rise*. E' stato, inoltre, documentato un aumento generale della velocità di sedimentazione durante il Neogene a partire da 8 Ma fa. I tassi di accumulo aumentano ulteriormente a partire da 5 Ma fa. Questo andamento è principalmente dovuto ad un aumento di *input* terrigeno.

Nel Miocene sono documentati tassi di sedimentazione molto bassi; la presenza di argille rosse e di diverse sezioni sterili in nannofossili calcarei documentano uno *shoaling* della CCD. A partire dall'Eocene superiore e fino al Miocene inferiore sono registrati alti tassi di sedimentazione che mostrano un regime ritmico legato a fenomeni orbitali (*orbitally induced rhythmic sedimentation*).

3.2. *Litostratigrafia del Site 929*

Gli 809 m di sedimenti recuperati da cinque pozzi (A, B, C, D, E), al *Site 929* sono prevalentemente costituiti da argille, argilliti, *ooze* e *chalks*, composti da minerali delle argille, nannofossili calcarei e foraminiferi. Il *site 929* generalmente presenta percentuali di CaCO₃ inferiori rispetto a quelle osservate negli altri *Sites*, tuttavia è stato possibile riconoscere le stesse unità litostratigrafiche. Di seguito se ne fa una breve sintesi:

- UNITA' LITOSTRATIGRAFICA I (0-128 mbsf)
Olocene-Pliocene inferiore

I sedimenti appartenenti all'Unità I sono dominati da argille con abbondanze variabili di nannofossili calcarei e foraminiferi. L'unità può essere suddivisa in due subunità:

- A. Subunità IA (0-45 mbsf); argilla grigia (10YR 6/1) con nannofossili alternata a un argilla grigia a nannofossili (10YR 5/1) con foraminiferi.
- B. Subunità IB (45-125 mbsf); *ooze* argilloso grigio chiaro a nannofossili calcarei (10YR 7/1) con variabili abbondanze di foraminiferi e sedimento misto (nannofossili/argilla). Il contenuto in argilla aumenta costantemente verso il *top* della subunità.

Il contatto fra le subunità è meglio documentato da uno *shift* nel contenuto in carbonato da 24% in quella superiore a 39% in quella inferiore.

Una peculiarità della subunità IA osservata al *Site 929*, rispetto ai *Sites* meno profondi, è la presenza di non meno di dieci torbiditi ricche in silt, con uno spessore tra 1-3 cm, all'interno degli intervalli più scuri, più ricchi in argille probabilmente legati a eventi glaciali. Essi contengono abbondante quarzo, miche, clorite e ossidi di ferro.

Analogamente ai *site* più superficiali, la subunità IA include numerosi livelli giallo-marroni costituiti da ossidi di ferro. Inoltre si rinvencono frequenti orizzonti grigio scuri, ricchi in solfuri di ferro e contenenti pirite, presente in sottili bande orizzontali o disseminata all'interno di entrambe le subunità.

➤ UNITA' LITOSTRATIGRAFICA II (128-230 mbsf)

Pliocene inferiore-Miocene inferiore

L'unità II consiste maggiormente di argille e argilliti con diverse abbondanze di nannofossili, e, in percentuali minori, foraminiferi.

Può essere distinta dall'unità I non tanto per il suo maggiore contenuto in carbonato (39% unità II - 33% unità I) ma per la grande variabilità nell'abbondanza di carbonato. Questa variabilità-è accompagnata da un distinto cambio di colore da grigio a tonalità di marrone e un aumento nel rapporto rosso/blu (700-400 nm) in dati di percentuale di riflettanza parallelamente a un aumento nell'ampiezza di variabilità dei dati di suscettibilità magnetica. Anche all'interno dell'unità II sono identificati tre intervalli imputabili a processi di *mass-waste*. Probabilmente *slumps* o *slides*. Infine, come al *site* 928, la transizione *ooze/chalk* avviene nell'unità II, a circa 205 mbsf.

Anche l'unità II è suddivisa in due subunità, come al *site* 927 e 928:

- A. Subunità IIA (128-164 mbsf): ooze a nannofossili argilloso (grigio-marrone chiaro) (10YR 6/2) con foraminiferi e argilla marrone a nannofossili (10YR 5/2). Il contenuto medio in carbonato (43%) è simile alla porzione più basse della subunità IB anche se, rispetto a quest'ultima, mostra una maggiore variabilità nel contenuto in carbonato.
- B. Subunità IIB (164-230 mbsf): argilla o argillite grigio-marrone chiara (10YR 6/2) e argilla rosa-grigia (7.5YR 6/2) con nannofossili o argillite con

nannofossili. Il limite con la subunità IIA è marcato da una caduta improvvisa di contenuto in carbonato, valori inferiori al 10%. Il contenuto in carbonato rimane basso, generalmente inferiore al 20%, nella parte di subunità non associata a fenomeni di trasporto in massa. (*mass wasting*). La porzione povera in carbonato è interrotta da un intervallo più carbonatico formato da materiale proveniente da fenomeni di *slump* fra 176 e 205 mbsf. Questi fenomeni sono stati riconosciuti anche ai *site* 925, 927 e 928 e rappresentano una serie di eventi di trasporto in massa a scala regionale.

➤ UNITA' LITOSTRATIGRAFICA III (230-809 mbsf)

Miocene inferiore-Paleocene superiore

L'unità III è la più spessa riconosciuta al Ceara Rise. Il contenuto in carbonato è relativamente alto, ad eccezione di un unico intervallo (da 670 a 735 mbsf). Come ai *sites* più superficiali la maggior parte dell'unità è caratterizzata da cambiamenti da colori scuri a chiari a scala decimetrica-metrica, testimonianza di variazioni cicliche nel contenuto in carbonato. L'unità mostra, in generale, alta variabilità di riflettanza percentuale e bassa variabilità di suscettibilità magnetica. Il *top* dell'unità è contraddistinto da un notevole aumento nel contenuto in carbonato e nella riflettanza percentuale e una decrescita della suscettibilità magnetica. A differenza degli altri *sites* la riflettanza percentuale valutata sul rapporto rosso/blu (700-400 nm) non diminuisce al limite Unità II/Unità III, ma avviene nella porzione superiore di quest'ultima (Figura 3.2). Sono riconosciute quattro subunità nei primi 450 m dell'unità sulla base dell'abbondanza di materiale bio-siliceo (Figura 3.2).

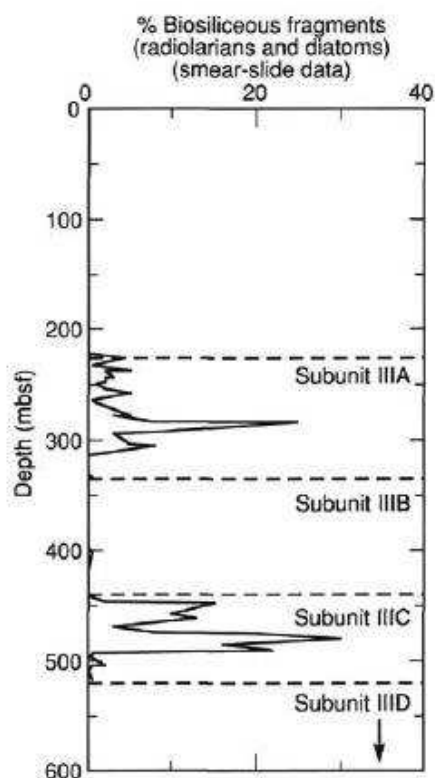


Figura 3.2: *Abbondanze relative (%) della componente biosilicea (radiolari e diatomee) al Site 929 vs. profondità. Le stime sono basate su analisi di smear-slides. La suddivisione dell'unità III in subunità A, B, C è stata basata sul pattern di presenza di frammenti di organismi silicei.*

La parte rimanente (650-809 m) è suddivisa in due ulteriori sotto unità, prevalentemente sulla base del cambiamento significativo nel contenuto medio in carbonato che avviene dentro la porzione più bassa dell'Unità III.

- A. Subunità IIIA (230-334 mbsf): alternanza di argilliti grigie (5GY 6/1) con rocce sedimentarie grigio chiare (5GY 7/1) miste a nanfossili e variamente argillose e *chalk* argilloso a nanfossili. Tutte le litologie contengono in modo variabile frammenti di radiolari, diatomee e spicole di spugne silicee (in un breve intervallo a 290 mbsf la componente biosilicea raggiunge circa il 20%) (Figura 3.2). Il contenuto medio in carbonato è pari

al 59%. Inoltre, la subunità IIIA contiene otto torbiditi nei suoi primi 30 m, con spessori compresi fra 6-150 cm.

- B. Subunità IIIB (334-440 mbsf): *chalks* a nannofossili argillosi sulle tonalità del grigio chiaro/verde (5GY 7/1) in alternanza con argilliti grigie a nannofossili (5GY 6/1). In generale il contenuto in carbonato (67%) è circa il 10% più alto rispetto alle subunità IIIA e IIIC, relativamente arricchite in silice.
- C. Subunità IIIC (440-520 mbsf): *chalks* a nannofossili sulle tonalità del grigio chiaro/verde (5GY 7/1) e rocce sedimentarie miste grigio argillose (5GY 6/1) a nannofossili e possiede un contenuto medio di carbonato pari al 58%. Come per la subunità A, tutte le litologie contengono abbondanze varie di gusci di organismi silicei. Le diatomee sono più abbondanti nella subunità IIIC rispetto alla subunità A, costituendo fra il 10 e il 20% del sedimento per la maggior parte dell'intervallo tra 450 e 490 mbsf (Figura 3.2). L'intervallo fra 470 e 495 mbsf contiene sei piccole torbiditi. La base di questa subunità è marcata dalla transizione da *chalk* a *limestone*. Sotto la base della subunità IIIC, la componente silicea è rara o addirittura assente.
- D. Subunità IIID (520-670 mbsf): *limestone* argilloso a nannofossili sulle tonalità del grigio chiaro/verde (5GY 7/1) e rocce sedimentarie miste argillose a nannofossili sulle tonalità del grigio/verde (5GY 6/1). Il contenuto medio in carbonato è pari al 56%. La base di questa subunità è definita da uno shift significativo verso tenori inferiori in carbonato e riflettanza percentuale e un piccolo, ma distinto, aumento della suscettibilità magnetica.

- E. Subunità IIIE (670-735 mbsf): è un livello a bassi contenuti in carbonato (contenuto medio =28% ca.). Comprende argilliti a nannofossili sulle tonalità del grigio/verde (5GY 6/1) e argilliti con nannofossili.
- F. Subunità IIIF (735-809 mbsf): è prevalentemente costituita da rocce sedimentarie argillose grigie (10Y 6/1, 5Y 5/1) con frammenti calcarei e, in modo minore, *limestones* argillosi a nannofossili grigio chiari (5Y 5/1). Il contenuto medio in carbonato ritorna a valori superiori al 50%. Nella parte inferiore della subunità IIID (sotto 640 mbsf) e per la maggior parte delle unità IIID e IIIF si sono ritrovati piccoli ma numericamente significativi foraminiferi ricristallizzati e riempiti da calcite spatica, di taglia millimetrica.

Il materiale studiato in questa tesi appartiene alla subunità IIID. In particolare, l'intervallo analizzato va da 577.65 (929E-13R-6W, 61cm) a 595.32 (929E-12R-1W, 15 cm) mbsf, per un totale di 17.67 metri. Questa parte della successione (Fig.3.3) è composta da *limestone* argillosi a nannofossili sulle tonalità del grigio chiaro/verde (5GY 7/1) e rocce sedimentarie miste argillose a nannofossili sulle tonalità del grigio/verde (5GY 6/1). Nella Carota 929E-12R-4W, si osserva la presenza di due livelli di dissoluzione. Il primo è ubicato tra ca 70 e 50 cm, mentre il secondo tra ca. 35 e 30 cm.

Sono stati analizzati un totale di 55 campioni con una spaziatura media di ca. 35 cm. Nell'intorno dei due eventi di dissoluzione la spaziatura è stata ridotta a ca. 10 cm.

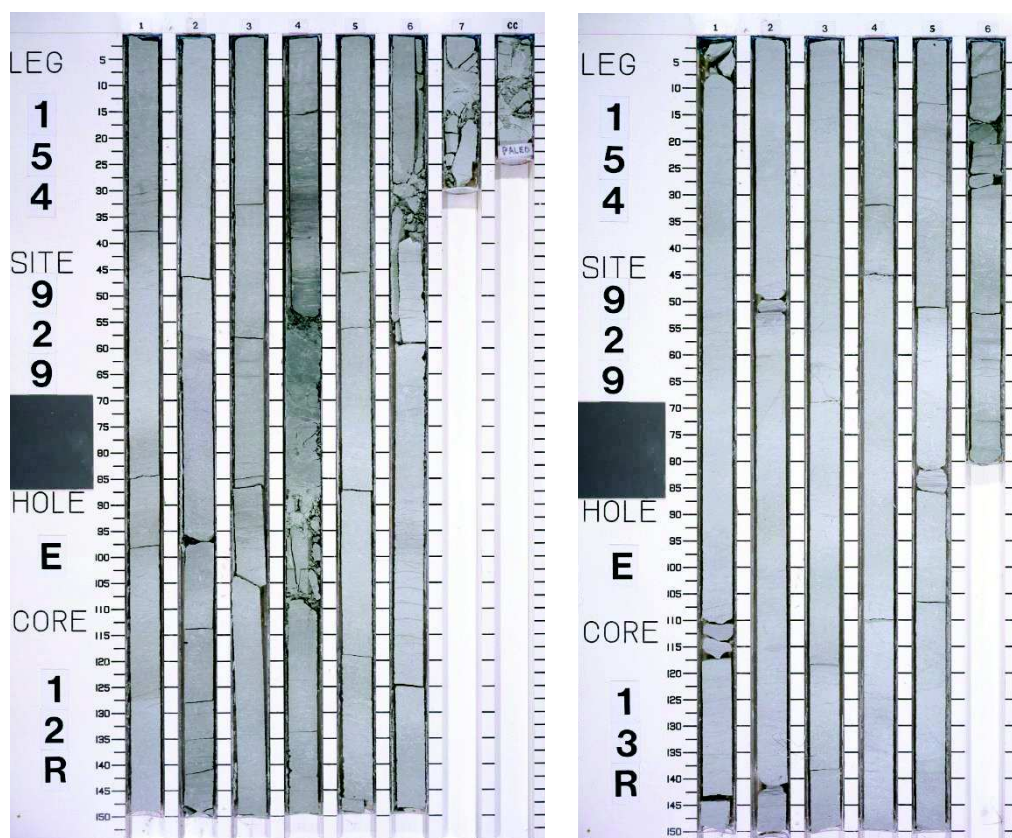


Figura 3.3: Immagini delle due carote oggetto di studio: 929E-13R e 929E-12R.

3.3. Metodi

Il materiale campionato al *Site 929, Hole E*, è stato preparato con il metodo standard delle “*smear slides*”. Il procedimento consiste nel prelevare una quantità minima di materiale e disporla su un vetrino “portaoggetto”, precedentemente siglato con il codice del campione. In seguito, con una o due gocce di acqua di acqua distillata, si bagna il materiale e lo si lavora con una cannuccia amalgamando il tutto. Si procede quindi a stendere il preparato fino ad ottenere fasce di differente densità. Una volta asciugato su una piastra preriscaldata a ca. 100°, si sigilla il vetrino “portaoggetto” con un vetrino “coprioggetto” con l’ausilio di un adesivo ottico ad alto indice di rifrazione (Norland). Il vetrino ottenuto viene esposto alla radiazione di una lampada a raggi ultravioletti.

Il materiale è pronto per essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti (Figura 3.4). Per la corretta determinazione dei nannofossili calcarei, gli esemplari vanno osservati sia a nicol paralleli che a nicol incrociati, al fine di riconoscere le diverse caratteristiche diagnostiche di ogni forma.

E' stata eseguita dapprima un'analisi qualitativa, sull'abbondanza e sul grado di preservazione dei nannofossili. In un secondo momento si sono effettuati diversi tipi di conteggio, per un'analisi quantitativa.

Il primo di questi prevede la stima delle abbondanze relative e consiste nel contare almeno 300 esemplari, di cui verrà successivamente calcolata l'abbondanza relativa (in %, Pospichal, 1991).

Un secondo calcolo, invece, prevede la stima semiquantitativa delle abbondanze dei vari taxa e si esegue contando il numero di esemplari di uno stesso taxon su un'area corrispondente a 1 mm² (Backman & Shackleton, 1983). E' stato utilizzato questo metodo per evidenziare l'eventuale presenza di alcuni *marker* biostratigrafici rari.

L'ultimo conteggio effettuato consiste nel contare un determinato numero di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica (ad es. 100 sfenoliti; Rio *et al.*, 1990).

Le biozonature adottate in questa tesi sono quelle proposte da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), a cui si aggiunge il recente schema proposto da Agnini *et al.*, (2014). I concetti tassonomici seguiti per la determinazione dei taxa fanno riferimento a quelli esposti in Perch-Nielsen (1985), ove non diversamente specificato. Inoltre, si forniscono delle microfotografie dei taxa più significativi, al fine di chiarire ulteriormente i concetti tassonomici adottati. (Appendice-Tavole I-II).

I risultati ottenuti dal conteggio dei campioni sono stati analizzati sia con un approccio biostratigrafico che paleoecologico. Per quanto riguarda il primo si sono utilizzati grafici sviluppati con il *software Grapher* ed elaborati con il programma

Illustrator; si sono così individuate le variazioni in termini di presenza/abbondanza nell'associazione e all'interno dei singoli taxa o categorie tassonomiche.



Figura 3.4: Microscopio ottico polarizzatore utilizzato per l'analisi dei campioni

4- INTRODUZIONE ALLA BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCARIE E ALLA BIOCRONOLOGIA

4.1. Definizione ed affidabilità di un biorizzonte

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

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

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

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

4.1.1. *Biorizzonti utilizzati*

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

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

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

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

Le biozonature utilizzate comunemente per l'Eocene medio e superiore sono quelle di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). Queste sono basate su lavori pionieristici di Hay *et al.* (1967), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970, 1973), Roth *et al.* (1970) e Bukry (1973,1975).

Nell'intervallo di tempo analizzato in questa tesi, Martini (1971) codifica le biozone con la sigla "NP" (*Nannoplankton Paleogene*) ordinandole in una serie progressiva. Un'ulteriore codifica, anch'essa estesa a tutto il Cenozoico, è stata proposta da Bukry (1973) utilizzando principalmente studi da lui svolti all'interno del progetto *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) (Bukry,1970,1971,1973,1975a). Sulla base di tali dati, nel 1980, è stata pubblicata da Okada & Bukry una versione revisionata della precedente biozonatura. In questa si utilizza la sigla di codifica "CP" (*Coccoliths Paleogene*) per le biozone, seguita dalle lettere a,b,c per l'identificazione delle sottozone e, infine, da un numero progressivo.

E' stata recentemente pubblicata una nuova biozonatura per il Paleogene, valida per le basse e medie latitudini (Agnini *et al.*, 2014). Si è infatti notato come alcuni biorizzonti presenti nelle precedenti zonature si siano rivelati non sempre affidabili. Le cause di tale scarsa affidabilità sono essenzialmente due:

- Alcuni marker biostratigrafici utilizzati sono rari e non sempre presenti in campioni con una preservazione buona

- Alcuni biorizzonti non sembrano rispettare lo stesso *ranking* e/o *spacing* (Agnini *et al.*, 2014). Tuttavia negli anni sono stati individuati eventi biostratigrafici che mostrano un'affidabilità maggiore. (e.g., Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2013) (Figura 4.1).

STANDARD ZONATIONS				BIOHORIZON	MEDITERRANEAN ZONATIONS								
Martini, 1971		Okada and Bukry, 1980		Perch-Nielsen, 1985	Roth et al., 1971		Proto Decima et al., 1975		Nocchi et al., 1988		Catanzariti & Rio, in Catanzariti et al., 1997		This work
Zone	Definition	Zone/Subzone	Definition	Backman, 1987	Zone/Subzone	Definition	Zone	Definition	Zone	Definition	Zone/Subzone	Definition	
NP21	E.formosa	CP16	E.formosa	▼ E.formosa	E.subdisticha	E.formosa	Not considered	D.barbadiensis	CP16b	E.formosa	MNP21B	E.formosa	
			C.subdistichus	▲ E.obruta LCO						E.obruta acme			E.obruta acme
NP20	D.saipanensis	CP16a	D.barbadiensis	▼ D.saipanensis	D.barbadiensis	D.barbadiensis	D.barbadiensis	D.barbadiensis	CP16a	D.barbadiensis	MNP21A	D.saipanensis	
			D.saipanensis	▼ D.saipanensis						D.saipanensis			D.saipanensis
NP19	C.oamaruensis	CP15b	D.saipanensis	▼ D.saipanensis	D.barbadiensis	S.pseudoradians	I.recurvus	S.pseudoradians	CP15b	D.saipanensis	MNP20	C.reticulatum	
			D.saipanensis	▼ D.saipanensis						S.pseudoradians			S.pseudoradians
NP18	I.recurvus	CP15a	I.recurvus	▲ I.recurvus	I.recurvus	I.recurvus	I.recurvus	I.recurvus	CP15a	I.recurvus	MNP19	I.recurvus LCO	
			I.recurvus							I.recurvus			I.recurvus
NP17	C.oamaruensis	CP14b	C.grandis		C.oamaruensis	C.oamaruensis	C.oamaruensis	C.oamaruensis	CP15a	C.grandis	MNP18B	C.isabellae LO	
			C.grandis							C.grandis			C.grandis
NP16	C.solitus	CP14a	D.bifax	▲ D.bisectus	D.saipanensis	D.saipanensis	D.tanii nodifer	R.umbilicus	CP14		MNP17B	S.obtusus	
	R.gladus		C.solitus	▼ S.furcatolithoides						C.solitus			R.umbilicus
NP15		CP13c	R.umbilicus	▲ R.umbilicus >14 µm	R.umbilicus	D.mirus	D.tanii nodifer	D.tanii nodifer	CP13		MNP17A	S.obtusus	
			D.bifax	▼ Nannotetrina spp.						T.inversus			R.umbilicus >12.5 µm
		CP13b	C.gigas	▲ S.furcatolithoides	L.minutus	L.minutus	S.radians	D.tanii nodifer	CP13		MNP16Bc	D.bisectus LCO	
			C.gigas										
		CP13a	N.quadrata	▲ Nannotetrina spp.	C.alatus	C.alatus	N.fulgens	N.fulgens	CP13	Nannotetrina spp.	MNP16Ba	R.umbilicus >14 µm	
			N.quadrata										

Figura 4.1: Confronto fra le biozonature standard di Martini(1971) e Okada & Bukry (1980), i biorizzonti proposta da Perch-Nielsen (1985) e le biozonature proposte per l'area del mediterraneo. Le più recenti per il bacino del mediterraneo sono quelle di Catanzariti et al., (1997) e Fornaciari et al., (2010). (da Fornaciari et al., 2010)

La biozonatura di Agnini *et al.*, (2014) per il Paleogene si basa su dati raccolti da materiale DSDP/ODP e di successioni marine affioranti su terra. La biozonatura è complessivamente 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, ma spesso 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 4.2, Agnini *et al.*, 2014).

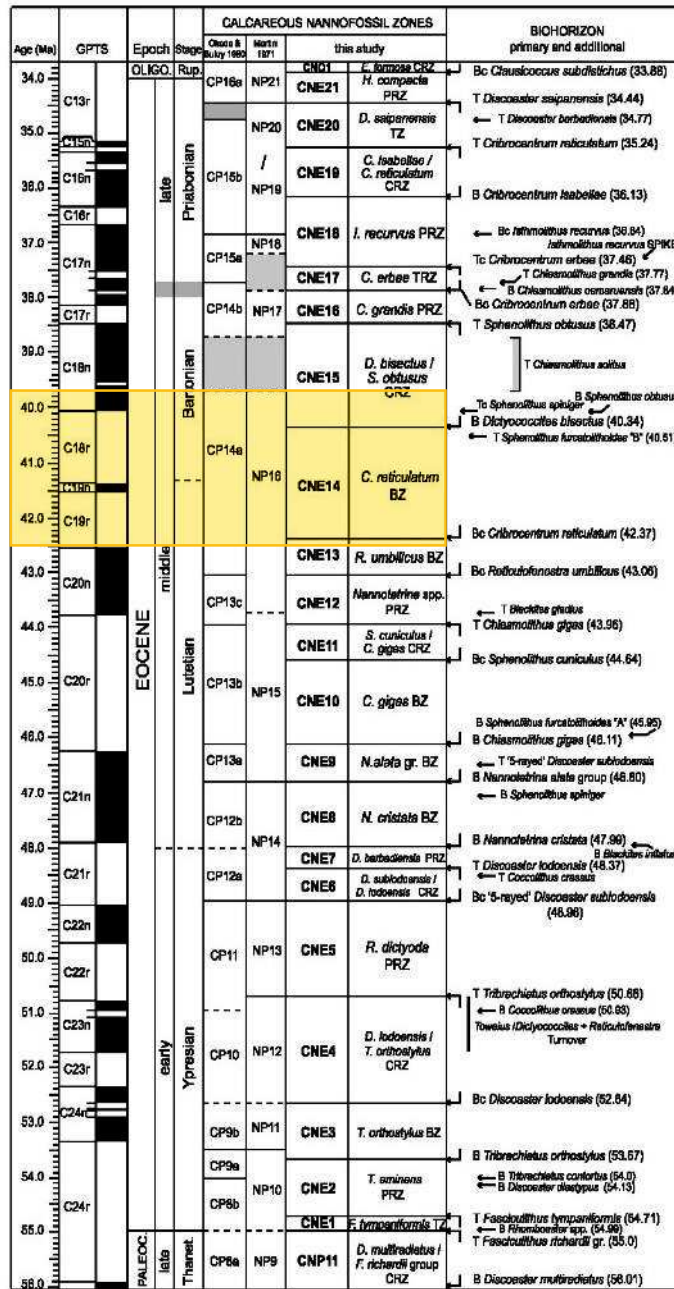


Figura 4.2: Le biozone CN e i biorizzonti a nannofossili calcarei proposti per l'Eocene da Agnini et al. (2014) sono riportati con le biozonature di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). La Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) è quella proposta da Cande & Kent (1995; CK95) e da Pälike et al. (2006).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

4.3. Cenni di biocronologia

La biostratigrafia è il ramo della stratigrafia che ha lo scopo di assegnare età relative a pacchi di strati sulla base del loro contenuto paleontologico, cioè sulla base di biorizzonti/bioeventi. La biocronologia, a differenza della biostratigrafia, è in grado di stimare/calibrare, per i biorizzonti considerati, un'età assoluta (e.g. B e T; Salvador, 1994). Un singolo dato biocronologico di solito non è sufficiente per la determinazione del grado di affidabilità del biorizzonte stesso; dati provenienti da aree diverse e/o contesti deposizionali diversi possono dare calibrature diverse.

Uno degli aspetti più particolari dell'intervallo considerato è che, di fatto, non esiste una *Geological Time Scale* (GTS) definitiva, ma piuttosto questa viene continuamente modificata. Se per il Neogene la GTS universalmente riconosciuta è quella proposta da Lourens *et al.* (2004), per gli intervalli più antichi del Cenozoico ve ne sono diverse (Cande & Kent, 1995; GTS 2004,2012; Pälike *et al.*, 2006, ...).

Se la posizione all'interno del chron è un elemento oggettivo, l'età dei limiti di chron varia a seconda della GTS adottata. La posizione di un biorizzonte all'interno del chron è sempre uguale indipendentemente dalla GTS utilizzata.

Al *Site* 929E la magnetostratigrafia non è disponibile e non si sono potute effettuare le analisi sopra accennate.

5- **RISULTATI E DISCUSSIONE**

5.1. **Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site 929E durante l'Eocene medio**

Il contenuto fossilifero dei campioni analizzati è generalmente abbondante lungo il transetto analizzato. La preservazione è moderatamente buona (“*moderately well*”) per tutta la successione studiata. Sono stati osservati tre campioni in cui la presenza di nannofossili e di carbonato è rara o pressoché assente (Top depth_mbsf 582.72, 582.62, 582.52). Il campione collocato a 578.36 mbsf presenta un'abbondanza minore rispetto al *trend* generale ma si ritiene che questo sia dovuto alla scarsa disponibilità di materiale.

Il genere decisamente più abbondante all'interno dell'associazione è *Reticulofenestra*. (Figura 5.1) A seguire sono presenti e mostrano abbondanze comuni *Sphenolithus*, *Coccolithus*, *Discoaster* e *Ericsonia*. Altri generi presenti, se pur in percentuale nettamente inferiore rispetto a quelli sopra citati, sono *Chiasmolithus*, *Dictyococites* e *Cribo centrum*. Il genere *Dictyococites* è presente in modo abbastanza continuo ma con abbondanze piuttosto basse nella parte bassa della sezione considerata anche se si nota un aumento significativo del genere con la comparsa dei taxa *D. hesslandii* e *D. bisectus*.

Le curve relative alle abbondanze (%) dei generi (Figura 5.2) presentano un andamento caratteristico in prossimità della comparsa delle specie *D. hesslandii* e *D. bisectus* (Top depth 582 mbsf ca.). In particolare si osserva una diminuzione di *Sphenolithus*, associata ad una serie di biorizzonti (T and B) legati a specie appartenenti a questo stesso genere.

L'intervallo analizzato al Site 929E, anche se documenta una porzione di tempo relativamente ridotta (2.78 My), è caratterizzato dalla presenza di un numero elevato di biorizzonti. Dati disponibili dalla Tetide (Toffanin *et al.*, 2013) mostrano

che questi bioeventi sono tempo equivalenti alle variazioni negli isotopi dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) e del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) osservate durante il MECO (*Middle Eocene Climatic Optimum*). Questa serie di biorizzonti di fatto rappresenta un ottimo *framework* biostratigrafico che può essere utilizzato per inquadrare l'evento anche in assenza di elementi importanti come magnetostratigrafia e stratigrafia isotopica.

5.2. *Biostratigrafia a nanfossili calcarei al site ODP 929 E*

5.2.1. *I Biorizzonti delle biozonature standard*

Nel seguente paragrafo vengono descritti i biorizzonti utilizzati nelle zonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) che sono stati riconosciuti nell'intervallo studiato. I campioni in cui sono stati individuati i biorizzonti e la corrispondente profondità (mbsf) sono riportati in Tabella 5.1. Per la citazione dei campioni si indica progressivamente *Site ODP*, *Hole*, *Core*, *Top Interval* e *Top Depth (mbsf)*. Sono inoltre allegate nelle Tavole I e II le microfotografie dei taxa più significativi dal punto di vista biostratigrafico.

Top *Blackites gladius* (base Zona NP16)

Nella biozonatura di Martini (1971) viene utilizzata la scomparsa (T) di *B. gladius* per indicare la base della Zona NP16. Già Perch-Nielsen (1985) definì questo biorizzonte problematico data la presenza rara e discontinua di *B. gladius*. In seguito, sono stati riconosciuti esemplari appartenenti a questo taxon nella parte alta del Chron C19n (Berggren *et al.*, 1995), estendendone così il *range* di distribuzione. Nella successione analizzata *B. gladius* è assente, eccetto per un singolo esemplare osservato nel campione 929E-13R-6W-61 cm (Top depth 595.32 mbsf), che rappresenta la base della successione studiata. Anche in questo caso è quindi confermata la poca affidabilità di questo biorizzonte.

Base *Reticulofenestra umbilicus* (base Zona CP14a)

La base della Zona CP14a (Okada & Bukry, 1980), che corrisponde circa alla base Zona NP16 di Martini (1971), viene definita utilizzando la comparsa di *R. umbilicus*. Nel materiale analizzato il taxon è presente fin dal primo campione (929E-13R-6W-61 cm, Top depth 595.32 mbsf) e rimane presente fino al campione (929E-11R-1W-86 cm, Top depth 578.36 mbsf).

Un ulteriore criterio utilizzato per definire l'inizio e la fine della Zona CP14a è rappresentato dalla comparsa (B) e dalla scomparsa (T) di *Discoaster bifax*. Tuttavia il taxon appena indicato non è stato osservato nella successione analizzata.

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

Sia nella zonatura standard di Martini (1971) che nello schema proposto da Okada & Bukry (1980) la scomparsa (T) di *C. solitus* è utilizzato per definire la base delle biozone NP17 e CP14b. I dati di letteratura hanno evidenziato che l'evento è fortemente diacrono e, molto spesso, difficilmente individuabile, soprattutto a causa della scarsa e discontinua presenza di questa specie (Perch-Nielsen, 1985; Berggren, 1995; Villa *et al.*, 2008). La scomparsa di *C. solitus* sembra essere un evento diacrono in quanto la posizione di questo biorizzonte varia tra la parte inferiore del Chron C18n.2n e il Chron18n.1n. (Agnini *et al.*, 2014). Al Site 929E *C. solitus* appare abbondante e continuo dalla base della successione analizzata (929E-13R-6W-61 cm, Top depth 595.32 mbsf). La sua presenza decresce in maniera piuttosto decisa tra il campione 929E-12R-2W-10 cm (Top depth 579.1 mbsf) e il campione 929E-12R-1W-115 cm, Top depth 578.65 mbsf), dove è stata posta la sua estinzione.

Top *Chiasmolithus grandis* (base Zona CP 15)

Nella biozonatura di Okada & Bukry (1980) l'evento di scomparsa (T) di *C. grandis* definisce la base della Zona CP15. Dati di letteratura riportano il Tc di questa specie entro il Chron C18n.1n, mentre l'evento di scomparsa (T) dovrebbe cadere entro il Chron C17n.2n (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011; 2014). La scarsa abbondanza di questo taxon già documentata in letteratura (Perch-Nielsen, 1985), è stata confermata anche nei campioni studiati: *Chiasmolithus grandis* è presente in maniera sporadica dal campione 929E-13R-4W-90 cm (Top depth 592.61 mbsf) al campione 929E-12R-1W-15 cm (Top depth 577.65 mbsf).

5.2.2. I Biorizzonti aggiuntivi

A causa della scarsa riproducibilità e affidabilità di alcuni biorizzonti utilizzati nelle biozonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) la sezione studiata al *Site* 929E è difficilmente inquadrabile in chiave biostratigrafica. Allo scopo di migliorare la risoluzione biostratigrafica fin qui acquisita sono stati utilizzati alcuni biorizzonti aggiuntivi recentemente proposti (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014).

Base *Cribozentrum reticulatum* (base Zona CNE14)

La biozonatura di Agnini *et al.* (2014) utilizza la Bc di *Cribozentrum reticulatum* per marcare la base della Zona CNE14 (corrispondente alla parte centrale della Zona NP16 e della Subzona CP14a). La calibratura di questo evento rispetto alla *Geomagnetic Polarity Time Scale* (GPTS) risulta contraddittoria: secondo Berggren (1995) questo bioevento è da associare al Chron C19n, ma secondo Wei & Wise (1990) la comparsa della specie non avviene prima del Chron C18n.2n. Berggren *et al.* (1995) hanno stimato per la Bc di *C. reticulatum* un'età di 42.37 Ma, corrispondente alla parte inferiore del Chron C19r. Al *Site* 929E, *C. reticulatum* è certamente presente a partire dal terzo campione analizzato (929E-13R-5W-52 cm, Top depth 593.73 mbsf). Nella successione studiata, il taxon è piuttosto discontinuo e raro e, qualora presente, appare molto spesso fortemente disciolto.

Top *Spenolithus furcatolithoides* (base Zona MNP16B)

L'evento di scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* si colloca, alle medie latitudini, nella parte alta del Chron C18r (Fornaciari *et al.*, 2010). Perch-Nielsen (1985) lo propone come possibile biorizzonte per definire rispettivamente le basi delle Zone NP17 (Martini, 1971) e CP14b (Okada & Bukry, 1980). In Fornaciari *et al.*, (2010), il Top di *S. furcatolithoides* definisce la base della Zona MNP16B (corrispondente alla parte superiore della Zona NP17 secondo Martini (1971). La biozonatura di Agnini *et al.* (2014) colloca questo evento nella parte alta della Zona CNE14. Al Site 929E, *S. furcatolithoides* è presente in modo continuo e abbondante fino al campione 929E-12R-4W-83cm (Top depth 582.83 mbsf). Nell'intervallo fra top depth 582.72 mbsf e top depth 582.52 mbsf i campioni sono risultati sterili. Dal campione 929E-12R-4-41 cm (Top depth 582.41 mbsf) *S. furcatolithoides* è assente. L'estinzione di questo taxon è quindi posta tra l'ultimo campione in cui esso è effettivamente presente (929E-12R-4W-83cm, Top depth 582.83 mbsf) e il primo campione ove esso è assente 929E-12R-4W-72cm, Top depth 582.72 mbsf). Vista la presenza di ca. 30 cm di sedimenti completamente sterili, il dato di presenza del taxon potrebbe essere stato posto ad un livello inferiore rispetto al dato reale.

Base *Dictyococites hesslandii*

In prossimità della scomparsa di *S. furcatolithoides* si osserva la presenza di un altro evento biostratigrafico ben documentato in numerose successioni: la comparsa comune e continua Bc di *Dictyococites hesslandii* (Backman, 1987; Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011). Sulla base della biozonatura di Agnini *et al.* (2014) questo evento (Bc) si colloca nella porzione superiore della Zona CNE14. Nei campioni studiati la presenza di un esemplare di questo taxon è stata osservata nel campione 929E-12R-2W-36 cm, (Top depth 582.36 mbsf), appena sopra il livello di dissoluzione. Tuttavia la presenza continua e relativamente comune si osserva a partire dal campione 929E-12R-2W-108 cm (Top depth 580.08 mbsf). I dati mostrano quindi come in questo Site vi sia una spaziatura fra il T di *S.*

furcatolithoides e la Bc di *D. hesslandii*. Non si nota l'abbondanza comune della specie che viene testimoniata in numerose altre successioni. (Backman, 1987; Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011). Il risultato è comunque coerente con quanto proposto da Agnini *et al.*, (2014), in cui i due eventi vengono collocati nella porzione superiore della Zona CNE14 entro il Chron C18r, a ca. 40.5 Ma.

Base *Dictyococites bisectus* (base Zona CNE15 e base Subzona MNP16b)

La comparsa comune e continua di *Dictyococites bisectus* è considerata un evento affidabile. Tuttavia il suo utilizzo in biostratigrafia è relativamente recente a causa delle ambiguità tassonomiche legate a questo taxon (Wei & Wise, 1989). Malgrado i problemi tassonomici se si segue una definizione biometrica (asse maggiore > 10 µm) si ottiene una distribuzione stratigrafica consistente con i dati già disponibili in letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011). La comparsa di *D. bisectus* coincide con l'aumento di abbondanza di *D. hesslandii* (solitamente riportato in letteratura nella parte superiore della Zona NP16) e segna la base della Zona CNE15 nella biozonatura di Agnini *et al.* (2014) e della Subzona MNP16Bb nella biozonatura proposta da Fornaciari *et al.* (2010). Al Site 929E, la B di *D. bisectus* avviene in corrispondenza all'aumento di *D. hesslandii* ma il dato non è chiaro come quello riportato in altri lavori (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014); comunque la comparsa di *D. bisectus* si trova fra i campioni 929E-12R-2W-81 cm (Top depth 579.81 mbsf), e 929E-12R-2W-36 cm (Top depth 579.36 mbsf) dove diventa continua la presenza di *D. hesslandii*.

Base e Base comune *Sphenolithus predistentus*

In letteratura, la comparsa (B) di *Sphenolithus predistentus* è riportata nella parte bassa della Zona CNE15 (Agnini *et al.*, 2014). La B di questo taxon nei campioni analizzati è posizionata fra il campione 929E-12R-4W-118 cm (Top depth 583.18 mbsf) e il campione 929E-12R-4W-109 cm (Top depth 583.09 mbsf). Sulla base del pattern di abbondanza di questo taxon è possibile definire anche un secondo

biorizzonte la comparsa comune e continua (Bc) di *S. predistentus*. In particolare questo bioevento è posto fra il campione 929E-12R-4W-6 cm (Top depth 582.06 mbsf) e il campione 929E-12R-4W-0 cm (Top depth 582.00 mbsf). A differenza di quanto osservato in altri lavori (e.g., Agnini *et al.*, 2014) la comparsa di *S. predistentus* osservata al Site 929E, anticipa la B di *D. bisectus*.

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

Il Tc di *S. spiniger* è stato proposto come biorizzonte da Fornaciari *et al.* (2010) e definisce, in questa biozonatura, la base della Subzona MNP16Bc. Al Site 929E, il Tc di questo taxon è collocato fra i campioni 929E-12R-2W-10 cm (Top depth 579.10 mbsf) e 929E-12R-1W-115 cm- (Top depth 578.65 mbsf) e corrisponde ad una marcata diminuzione di abbondanza di questa specie. Al Site 929E, il taxon mostra una distribuzione continua e abbondante. Dal punto di vista più squisitamente tassonomico, sono state riconosciute delle forme simili a *S. spiniger* che mostrano una spina prominente quando poste a 45°. Questi morfotipi risultano presenti in modo continuo e comune dal campione 929E-12R-3W-129 cm (Top depth 581.79 mbsf) al 929E-12R-115 cm (Top depth) 578.65 (mbsf). Nella successione in esame si può apprezzare anche la scomparsa definitiva di *S. spiniger* (T), che segue di poco la Tc di questo taxon come peraltro già evidenziato da altri autori (Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2013; Agnini *et al.*, 2014). Questo biorizzonte è localizzato fra il campione 929E-12R-1W-115 cm (Top depth 578.65 mbsf) e il campione 929E-12R-1W-45 cm (Top depth 577.95 mbsf).

Base *Sphenolithus obtusus* (base MNP17A)

Per *S. obtusus* si sono voluti distinguere due differenti morfotipi al fine di valutare eventuali differenze di distribuzione fra le due forme. Il morfotipo 1 (*S. obtusus* auctorum) a nicols incrociati nella posizione = 0°, mostra due spine apicali illuminate, mentre il morfotipo 2, a nicols incrociati nella posizione = 0°, è caratterizzato dalla presenza di una sola spina estinta. L'estinzione dei due

morfortipi a 45° è invece assolutamente identica, con la formazione di una singola spina illuminata. Non si sono osservate particolari differenze in termini di abbondanza o presenza delle due forme e, pertanto, si parlerà in seguito semplicemente di *Sphenolithus obtusus*. Nella biozonatura di Fornaciari *et al.* (2010) la comparsa di *Sphenolithus obtusus* definisce la base della Zona MNP17A. Tuttavia la base del taxon risulta non sempre sincrona in letteratura (Fornaciari *et al.* 2010). In particolare è riportata una presenza sporadica e discontinua prima della definitiva comparsa comune e continua del taxon (Toffanin *et al.* 2013; Agnini & Costa, 2014). Questo *pattern* si nota anche al *Site* 929E, infatti una presenza discontinua e sporadica di *S. obtusus* inizia al campione 929E-12R-3W-102 cm (Top depth 581.52 mbsf). La base (B) è stata invece posizionata fra il campione 929E-12R-1W-45 cm (Top depth 577.95 mbsf) e il campione 929E-12R-1W-115 cm (Top depth 578.65 mbsf).

Plate I

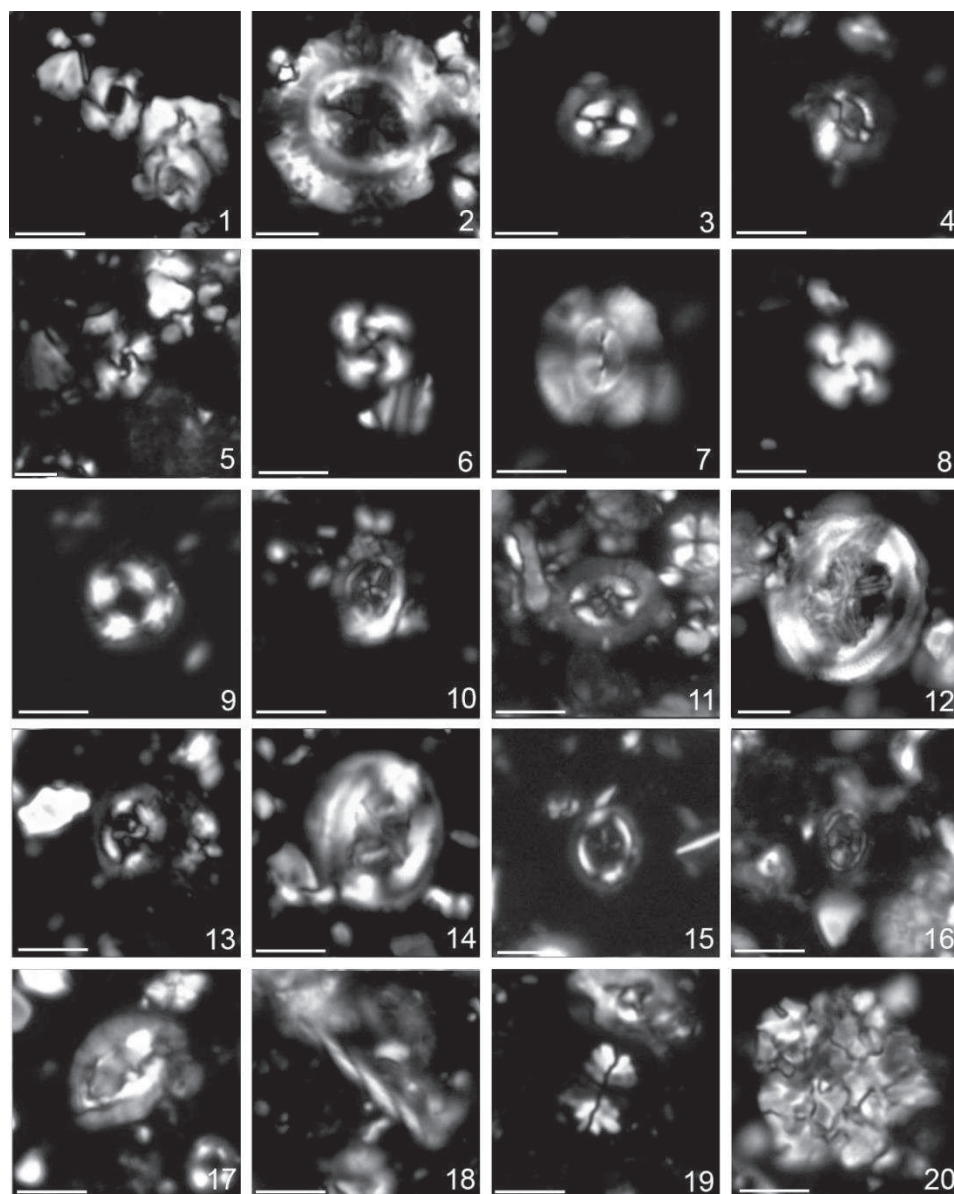


Plate I: Microfotografie di nannofossili calcarei dal Leg ODP 154, Site 929E nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 5 μ m. Microscopio ottico a 1250 ingrandimenti. **1.** *Reticulofenestran* sp, nicol incrociati, campione 929E-13R-6w,61 cm; **2.** *Reticulofenestra umbilicus*, nicol incrociati, 929E-13-4w,13 cm; **3.** *Coccolithus pelagicus*, nicol incrociati, 929E-13-4w,13 cm; **4.** *Coccolithus biparteoperculatus*, nicol incrociati, 929E-13-4w-13 cm; **5.** *Cyclicargolithus floridanus*, nicol incrociati, 929E-13-4w-13 cm; **6.** *Cribrocentrum reticulatum*, nicol incrociati, 929E-12-2w-10 cm; **7.** *Dictyococites bisectus*, nicol incrociati, 929E-12-1w,115 cm; **8.** *Dictyococites hesslandii*, nicol incrociati, 929E-12-2w,10 cm; **9.** *Ericsonia formosa*, nicol incrociati, 929E-12-1w,115 cm; **10.** *Campilosphaera dela*, nicol incrociati, 929E-13-5w,120 cm; **11.** *Chiasmolithus consuetus*, nicol incrociati, 929E-13-4w-90 cm; **12.** *Chiasmolithus grandis*, nicol incrociati, 929E-13-4w-90 cm; **13.** *Chiasmolithus nitidus*, nicol incrociati, 929E-13-6w-61 cm; **14.** *Chiasmolithus solitus*, nicol incrociati, 929E-12-3w-129 cm; **15.** *Bramletteius serraculoides*, nicol incrociati, 929E-13-3w-102 cm; **16.** *Clausicoccus vanheckiae*, nicol incrociati, 929E-12-5w-40 cm; **17.** *Helicosphaera* spp., nicol incrociati, 929E-12-14w-118 cm; **18.** *Blackites tortilis*, nicol incrociati, 929E-13-4w-90 cm; **19.** *Lanternithus* sp.1, nicol incrociati, 929E-13-5w-52 cm; **20.** *Thoracosphaera* spp., nicol incrociati, 929E-12-3w-148 cm.

Plate II

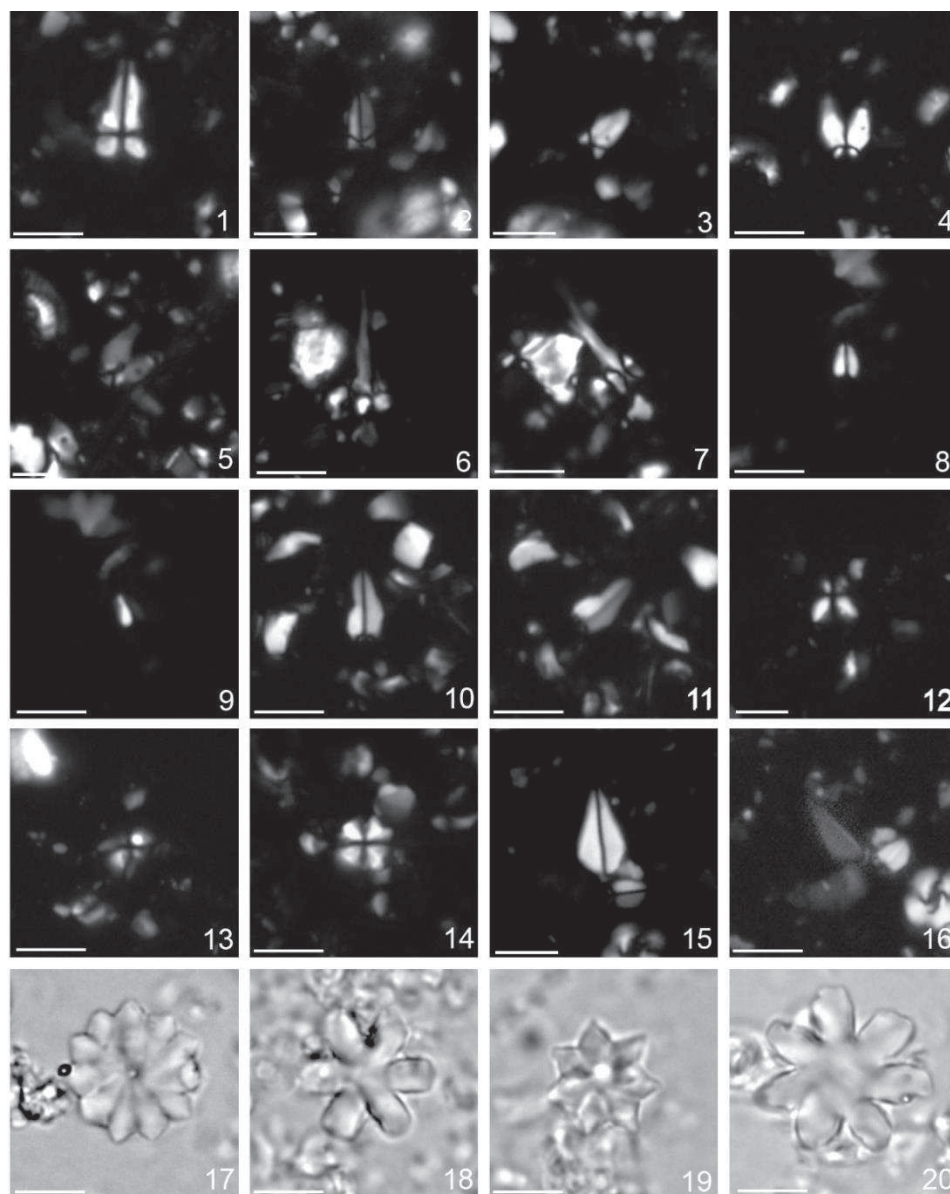


Plate II: Microfotografie di nanfossili calcarei dal Leg ODP 154, Site 929E nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 5 μ m. Microscopio ottico a 1250 ingrandimenti. **1.** *Sphenolithus radians*, nicol incrociati, 0° campione 929E-12-4w, 15 cm; **2,3.** *Sphenolithus obtusus*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-12-1w, 115 cm; **4,5.** *Sphenolithus furcatolithoides*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-13-6w, 61 cm; **6,7.** *Sphenolithus conspicuus*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-13-5w, 120 cm; **8,9.** *Sphenolithus intercalaris*, 0°-45°, nicol incrociati, 929E-12-4w, 41 cm; **10,11.** *Sphenolithus predistentus*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-12-3w, 129 cm; **12,13.** *Sphenolithus spiniger*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-12-6w, 46 cm; **14.** *Sphenolithus moriformis*, nicol incrociati, 0°, 929E-12-6w, 86 cm; **15,16.** *Sphenolithus sp.1*, nicol incrociati, 0°-45°, 929E-12-2w-36 cm; **17.** *Discoaster barbadiensis*, nicol paralleli, 929E-13-6w-61 cm; **18.** *Discoaster tanii*, nicol paralleli, 929E-13-4w, 90 cm; **19.** *Discoaster saipanensis*, nicol paralleli, 929E-12-5w-40 cm; **20.** *Discoaster binodus*, nicol paralleli, 929E-13-6w-61 cm.

5.2.3. Classificazione biostratigrafica della sezione

La presenza simultanea di *R. umbilicus* e *C. solitus* indica che la successione appartiene alla Zona NP 16 (Martini, 1971) eccetto per gli ultimi quattro campioni in cui l'assenza di *C. solitus* e la presenza di *C. grandis* indica un'appartenenza alla Zona NP17. Analogamente si può classificare la sezione con la biozonatura di Okada & Bukry come appartenente alla Subzona CP14a a parte per gli ultimi quattro campioni, appartenenti alla Zona CP14b, per l'assenza di *C. solitus* e *C. oamaruensis*.

Event	Species	Biozone	Top Depth (mbsf) top	Top Depth (mbsf) base	Top Depth (midpoint)	Sample top	Sample base
T	<i>S. spiniger</i>		577.95	578.65	578.3	929E-12R-1W-45	929E-12R-1W-115
B	<i>S. obtusus</i>	MNP17A	577.95	578.65	578.30	929E-12R-1W-45	929E-12R-1W-115
Tc	<i>S. spiniger</i>	MNP16Bc	578.65	579.1	578.88	929E-12R-1W-115	929E-12R-2W-10
B	<i>D. bisectus</i>	CNE15-MNP16Bb	579.36	579.81	579.59	929E-12R-2W-36	929E-12R-2W-81
Bc	<i>D. hesslandii</i>		580.08	580.31	580.20	929E-12R-2W-108	929E-13R-2W-131
Bc	<i>S. predistentus</i>		582	582.06	582.03	929E-12R-4W-0	929E-12R-4W-6
T	<i>S. furcatolithoides</i>	MNP16Ba	582.41	582.83	582.62	929E-13R-4W-41	929E-13R-4W-83
B	<i>S. predistentus</i>		583.09	583.18	583.14	929E-13R-4W-109	929E-13R-4W-118

Tabella 5.1: Biorizzonti a nannofossili calcarei osservati al Site 929E, l'eventuale biozona (base) che definiscono, la profondità (Top Depth in mbsf) alla quale è osservato l'evento e i due campioni tra i quali si colloca il biorizzonte (Sample top e Sample base).

Seguendo la biozonatura di Agnini *et al.*, (2014), la successione può essere inquadrata fra la parte superiore della Zona CNE14, per la presenza di *C. reticulatum* e l'assenza di *D. bisectus* e la parte inferiore della Zona CNE15, per la presenza di *D. bisectus* e *S. obtusus*. Seguendo invece Fornaciari *et al.* (2010), la sezione analizzata si trovano tra la Subzona MNP16A, per la presenza di *R. umbilicus* e *S. furcatolithoides* e la Subzona MNP17A, per la presenza di *S. obtusus*.

5.2.4. I limiti Luteziano-Bartoniano e Bartoniano-Priaboniano

Al momento non esiste una definizione ufficiale di GSSP per il piano Bartoniano. Secondo quanto riportato da Vanderbeghe *et al.* (2012) in "The Geological Time Scale 2012", la base del Bartoniano è approssimabile dalla presenza comune e continua di *Criboecentrum reticulatum* o dalla base del Chron C18r. Tuttavia altri

lavori (e.g; Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014) dimostrano che la comparsa comune e continua di *C. reticulatum* cade all'interno del Luteziano, ovvero alla base del Chron C19r. Al *Site* 929E, i dati magnetostratigrafici non sono disponibili, ma se si utilizzano i dati di letteratura la presenza di *C. reticulatum* non può definire in maniera inequivoca la posizione della base del Bartoniano. Secondo quanto proposto da Vanderbeghe *et al.* (2012), la sezione al *Site* 929E appartiene alla parte inferiore del Bartoniano, poiché è documentata la presenza comune e continua di *C. reticulatum* in tutta la successione.

Malgrado al *Site* 929E non siano disponibili dati magnetostratigrafici, si è cercato di stimare l'età della base e del tetto della sezione analizzata, a partire da alcune informazioni disponibili. Proponiamo due modelli (Figura 5.6).

- I modello: Nei *report* di bordo del *Leg* 154, per il *Site* 929E è indicata una velocità di sedimentazione media di 14m/My. Si è scelto di utilizzare la velocità di sedimentazione media perché, per l'Eocene, sono descritti diversi problemi circa la stima delle velocità di sedimentazione. Sulla base di questi dati si ottiene pertanto una durata per la successione studiata pari a 1.26 My. Dati di letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014) indicano che la scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* è posizionata a 40.51 Ma. Al *Site* 929E l'evento è evidente e ben documentato e, perciò, si è preso come riferimento per stimare l'età della base e del tetto della sezione. Si è dapprima ricavato per differenza lo spessore dell'intervallo compreso fra la scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* e il tetto della sezione. Da questa operazione si ottiene un valore di 4.97 m. Quindi, utilizzando la velocità media, si è ricavata una durata di ca. 0.35 My. Nota la durata della successione (1.26 My), si sono quindi ricavate le età corrispondenti alla base e al tetto; in particolare si è ottenuta un'età di 41.42 Ma per la base e di 40.16 Ma per il tetto (Figura 5.6). Sulla base di questi dati si può affermare che la base della sezione, in accordo con Vanderbeghe *et al.* (2012) ha un'età luteziana, mentre il tetto appartiene al Bartoniano.

Il metodo appena citato è una semplificazione e vuole essere solamente una stima qualitativa delle età, in assenza di dati magnetostratigrafici e di stratigrafia isotopica, questi ultimi attualmente in *progress*. In particolare la velocità di sedimentazione è un valore medio e, non avendo dati migliori per effettuare la stima potrebbe risultare poco attendibile nell'intervallo di interesse. Vista quindi la bassa affidabilità di questo primo modello, si è costruito un secondo modello:

- Il modello: Dati di letteratura indicano che la comparsa (B) di *S. obtusus* ha un'età di 39.83 Ma, mentre la scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* ha un'età di 40.51 Ma (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014). I due biorizzonti si trovano spazati di 4.32 m in termini di spazio mentre la loro spaziatura temporale è di 0.68 My. Pertanto otteniamo una velocità di 6.35 m/My. Per questo secondo modello è stata calcolata una durata di 2.78 My. Nota la durata della successione (2.78 My), si sono quindi ricavate le età corrispondenti alla base e al tetto; in particolare si è ottenuta un'età di 42.51 Ma per la base e di 39.73 Ma per il tetto (Figura 5.6). Sulla base di questi dati si può affermare che la base della sezione, in accordo con Vanderbeghe *et al.* (2012) ha un'età luteziana, mentre il tetto appartiene al Bartoniano.

Sebbene siano stati proposti due modelli, la mia preferenza va per il secondo poiché è basato su vincoli biocronologici ben testati in letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014) e restituisce quindi un modello più affidabile, che verrà quindi utilizzato per inquadrature dal punto di vista cronologico la successione studiata (Figura 5.6).

Anche per il Priaboniano, piano successivo al Bartoniano, non esiste una definizione formale di GSSP. Al momento la base del Priaboniano è approssimata dalla comparsa di *Chiasmolithus oamaruensis*. Al Site 929E il taxon non è stato osservato; questo dato indica che la parte superiore della successione analizzata ha quindi età bartoniana.

5.2.5. *La continuità della sezione studiata al Site 929E*

Il significato di “completezza” di una sezione stratigrafica è un concetto relativo; varia in base ai problemi da risolvere ed alle possibilità di risoluzione temporale dello strumento con il quale essa viene valutata.

Si è pertanto cercato di valutare la continuità della sezione analizzata sulla base dei dati biostratigrafici raccolti. In particolare, *ranking* e *spacing* di alcuni biorizzonti osservati al *Site 929E*, sono stati confrontati con *ranking* e *spacing* degli stessi bioeventi riportati in letteratura. (e.g., Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014). Il *ranking* risulta sempre rispettato e i risultati sono consistenti a quelli già descritti in altri lavori (e.g., Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014).

Lo *spacing* è stato verificato con una stima qualitativa in termini di spaziatura poiché per il *Site 929* non sono disponibili i dati magnetostratigrafici.

Dal confronto con dati di letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2013; Agnini *et al.*, 2014) si vede che lo *spacing* fra alcuni eventi successivi non è rispettato. Ad esempio, la spaziatura tra la scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* (Top depth 582.62 mbsf) e la comparsa (B) di *D. bisectus* (Top depth 579.59 mbsf) è molto ridotta. Dati provenienti dal Pacifico equatoriale (Toffanin *et al.* 2013) hanno evidenziato che la riposta delle associazioni a nannofossili calcarei durante il MECO è espressa dalla scomparsa (T) di *S. furcatolithoides* e la comparsa (B) di *D. bisectus*. Pälke *et al.* (2012) hanno messo in luce che durante il MECO si osserva uno *shoaling* della CCD di circa 1 km rispetto ai valori documentati nell'Eocene, almeno in area pacifica. Questi trend di variabilità della CCD sono stati osservati, se pur con minor risoluzione, in Atlantico settentrionale da Norris *et al.* (2014). Il mancato rispetto dello *spacing* fra i due biorizzonti al *Site 929E* potrebbe essere dovuto alla dissoluzione dei carbonati al fondo, legata alla risalita della CCD durante il MECO.

Si è inoltre osservato che anche tra la scomparsa comune e continua (Tc) di *S. spiniger* e la comparsa (B) di *S. obtusus* lo *spacing* non è perfettamente rispettato poiché al *Site 929E* i biorizzonti sono molto ravvicinati. Dati di letteratura (Toffanin *et al.*, 2011) mostrano che la diminuzione di abbondanza di *S. spiniger* avviene circa

in corrispondenza della comparsa di *S. obtusus* nella parte finale dell'intervallo di raffreddamento successivo al MECO (Post-MECO) (Bohaty *et al.*, 2009). Questa inconsistenza sembra invece interpretabile in chiave biostratigrafica. Infatti, la comparsa di *S. obtusus* è di solito caratterizzata da una presenza rara e discontinua. Il *pattern* poco riproducibile di questo biorizzonte potrebbe quindi spiegare l'apparente poca affidabilità del dato.

5.3. Il genere *Sphenolithus* al Site 929E: cambiamenti osservati e possibili applicazioni

Nella successione analizzata si è osservato un cambiamento significativo nell'associazione costituita dai taxa appartenenti al genere *Sphenolithus*.

La fase pre-MECO (da 595.32 a 582.78 mbsf) è caratterizzata da un'abbondante presenza di *S. furcatolithoides* e *S. moriformis*, abbondanze inferiori vengono osservate per *S. spiniger* e *S. radians*. L'inizio del MECO e la fase di post-MECO (da 582 mbsf) sono invece caratterizzate dalla scomparsa di *S. furcatolithoides* e dalla comparsa di *S. predistentus* e *S. intercalaris*; inoltre *S. moriformis* diminuisce in abbondanza e *S. spiniger* aumenta. A seguire (da 578.30 mbsf), l'associazione a sfenoliti mostra ulteriori significativi cambiamenti come la scomparsa di *S. spiniger*, la comparsa di *S. obtusus* e il marcato calo di *S. predistentus* e *S. intercalaris*.

Se confrontati con i dati di letteratura queste tre fasi sono riconoscibili anche in aree geografiche e/o *setting* deposizionali diversi, come ad esempio, i Site 1052 (NO Atlantico) 1263 (SE Atlantico) e la successione *on-land* di Alano (NE Italia) (Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2011).

Considerando che le variazioni di abbondanze relative sono spesso difficilmente riproducibili, nell'intervallo intorno al MECO si è preferito utilizzare come possibili *tie-point* delle tre fasi, appena descritte, eventi di comparsa e scomparsa.

In particolare, la scomparsa di *S. furcatolithoides* sembra poter ben approssimare l'onset del MECO (fase 1; Figura. 5.5). L'intervallo di comparsa e transitoria abbondanza di specie quali *S. predistentus* e *S. intercalaris* sembra coincidere con la fase parossistica dell'evento e la successiva fase di post-MECO (fase 2; Figura. 5.5). Infine la scomparsa di *S. spiniger* e la comparsa di *S. obtusus* possono essere utilizzati per riconoscere il ritorno alle condizioni pre-evento (fase 3, Figura. 5.5).

Di fatto quindi, sebbene il modello di età disponibile per il Site 929 fosse, almeno inizialmente, poco affidabile, vista la completa mancanza di vincoli cronologici (e.g., magnetostratigrafia), l'applicazione di dati biostratigrafici e biocronologici ad alta risoluzione ha permesso un preciso inquadramento della successione.

NOTA TASSONOMICA: Al Site 929E sono presenti forme particolari non descritte in letteratura; in questa tesi si è deciso di denominarle informalmente *Sphenolithus sp.1* (vedi Plate II). Queste forme hanno un range dimensionale tra 7 e 10 μm e presentano una morfologia generale ("outline") simile a *S. intercalaris*, ma decisamente più allungata e, a differenza di questa specie, se poste a 45°, sono completamente estinte. Le forme sono presenti nell'intervallo in cui è documentata l'alta abbondanza di *S. spiniger* ma si trovano anche dopo la comparsa di *S. obtusus* (577.95 mbsf). Tuttavia sono assenti nell'ultimo campione analizzato (577.65 mbsf).

ODP SITE 929E

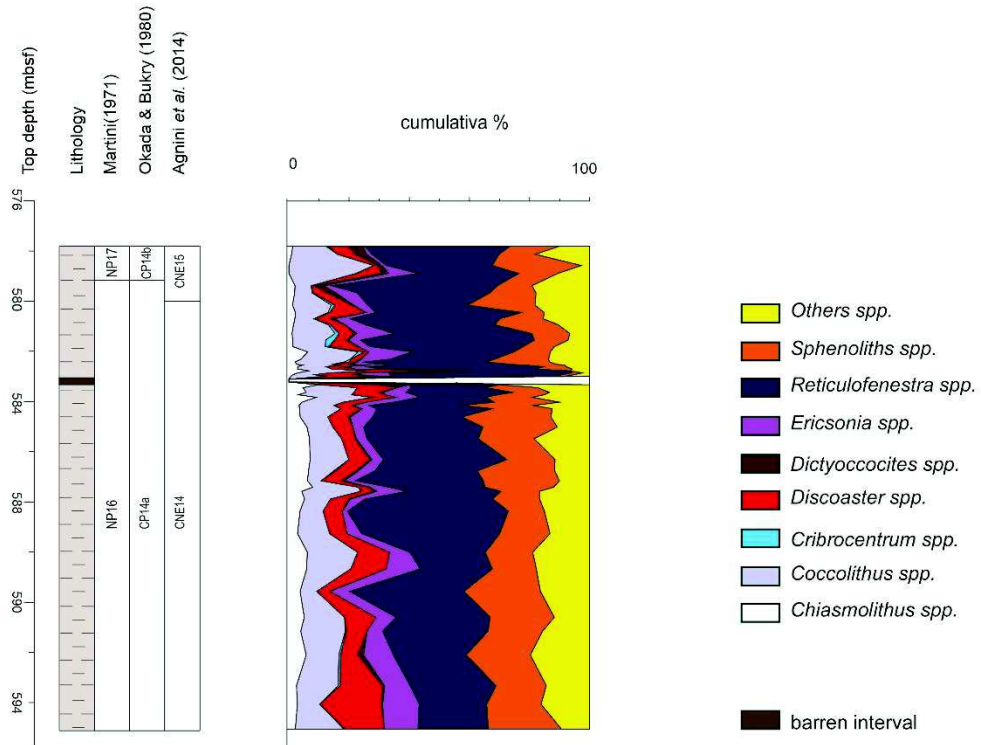


Figura 5.1: Grafico delle abbondanze relative (%) cumulative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site 929E. Sulla sinistra sono riportati: log litologico per l'intervallo studiato, con particolare enfasi sull' intervallo sterile in nannofossili (barren interval) e biostratigrafia a nannofossili calcarei.

ODP SITE 929E

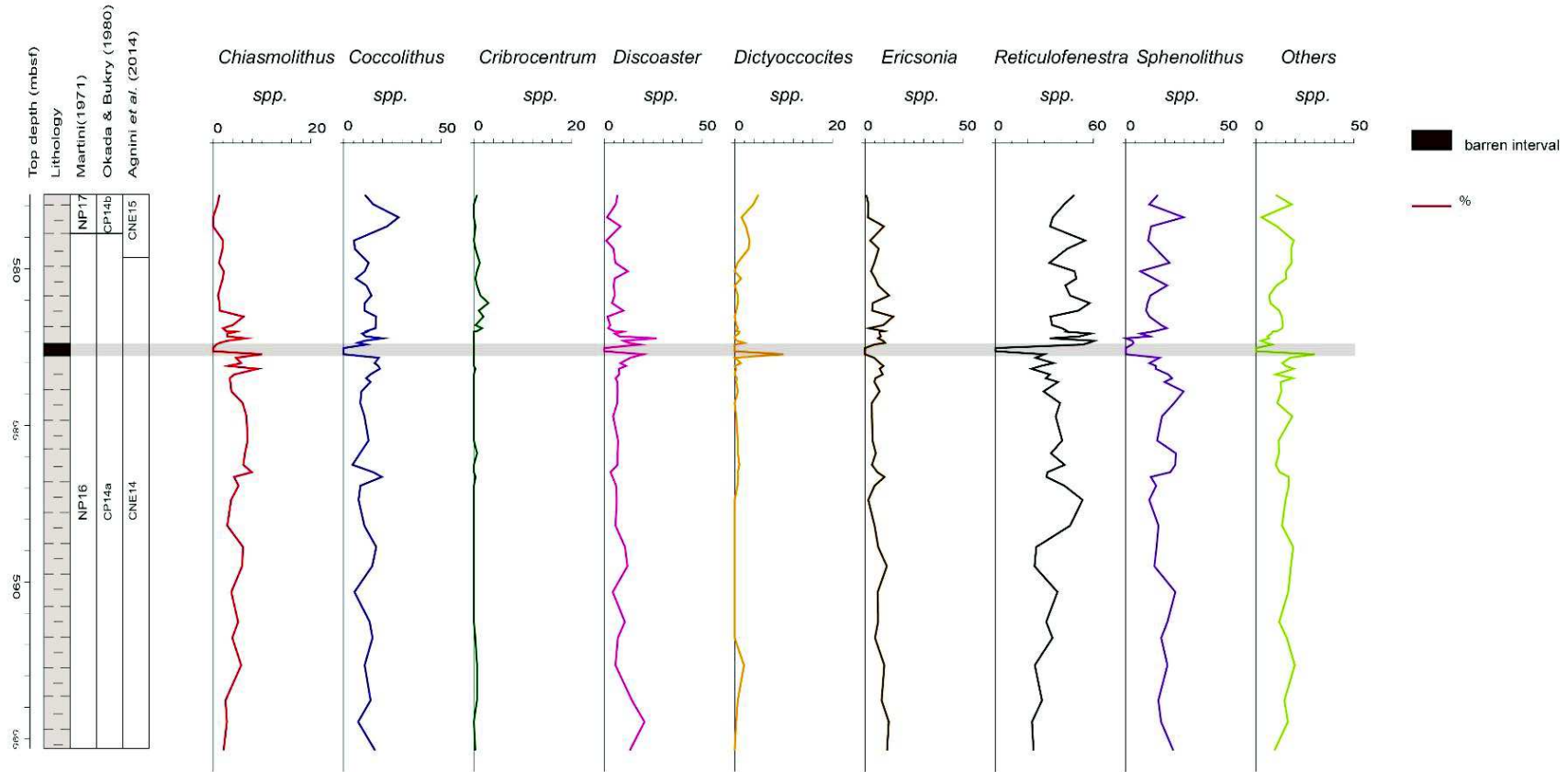


Figura 5.2: Abbonanze relative (%) di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato al Site 929E. Sulla sinistra sono riportati: log litologico per l'intervallo studiato, con particolare enfasi sull' intervallo sterile in nannofossili (barren interval) e biostratigrafia a nannofossili calcarei.

ODP SITE 929E

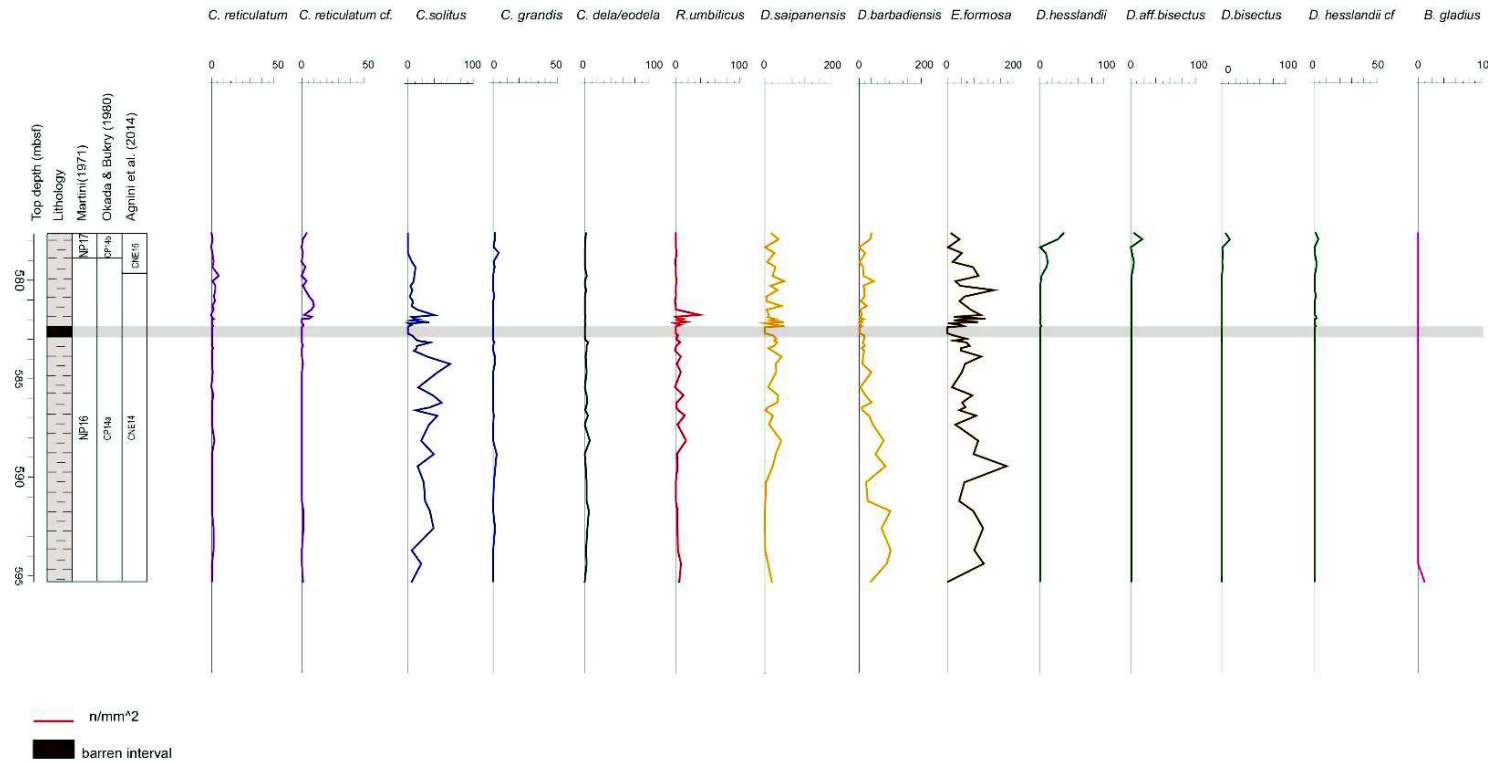


Figura 5.3: Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2) lungo la successione analizzata al Site 9292E. Queste analisi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportati: log litologico per l'intervallo studiato, con particolare enfasi sull'intervallo sterile in nannofossili (barren interval) e biostratigrafia a nannofossili calcarei.

ODP SITE 929E

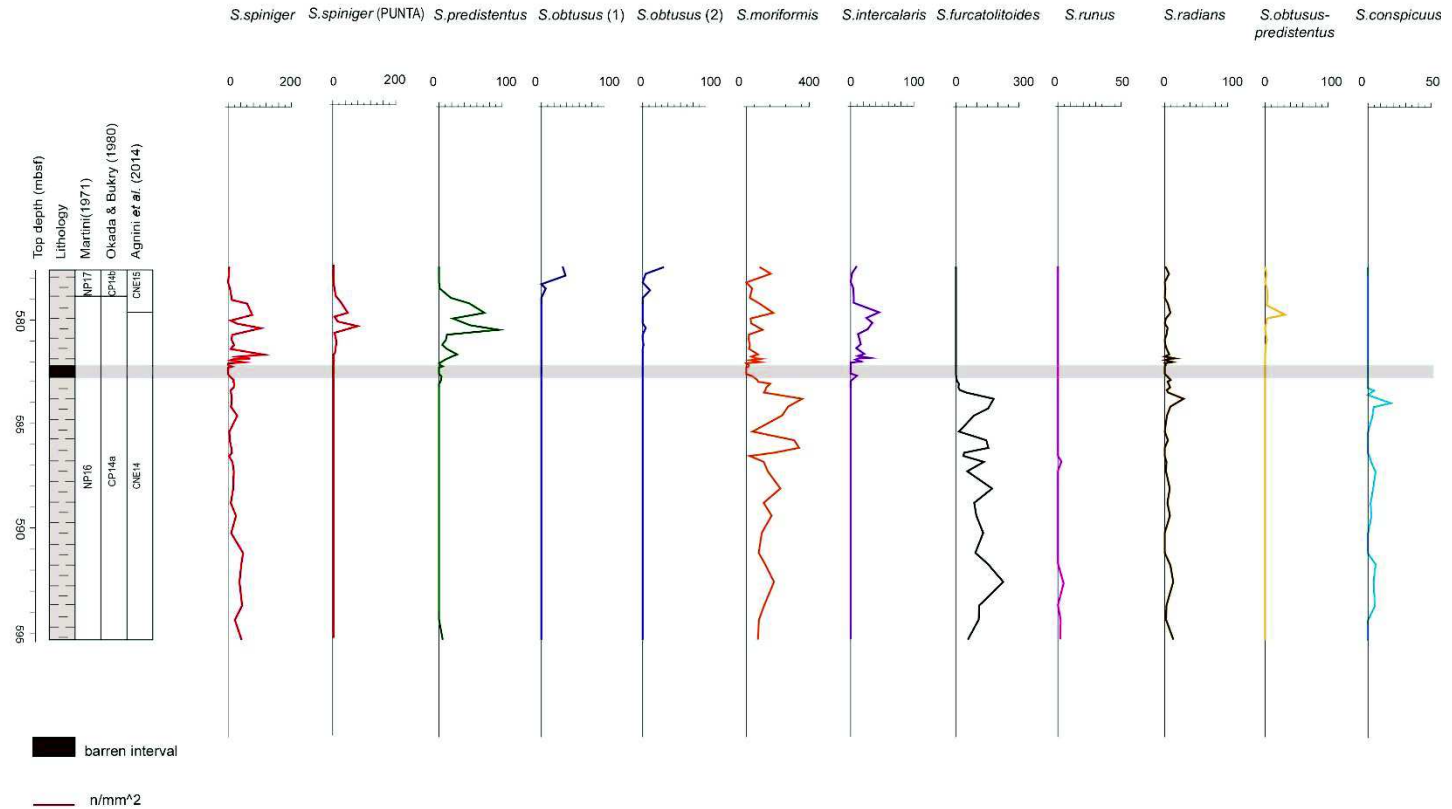


Figura 5.4: Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2) lungo la successione analizzata al Site 9292E. Queste analisi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportati: log litologico per l'intervallo studiato, con particolare enfasi sull'intervallo sterile in nannofossili (barren interval) e biostratigrafia a nannofossili calcarei.

ODP SITE 929E

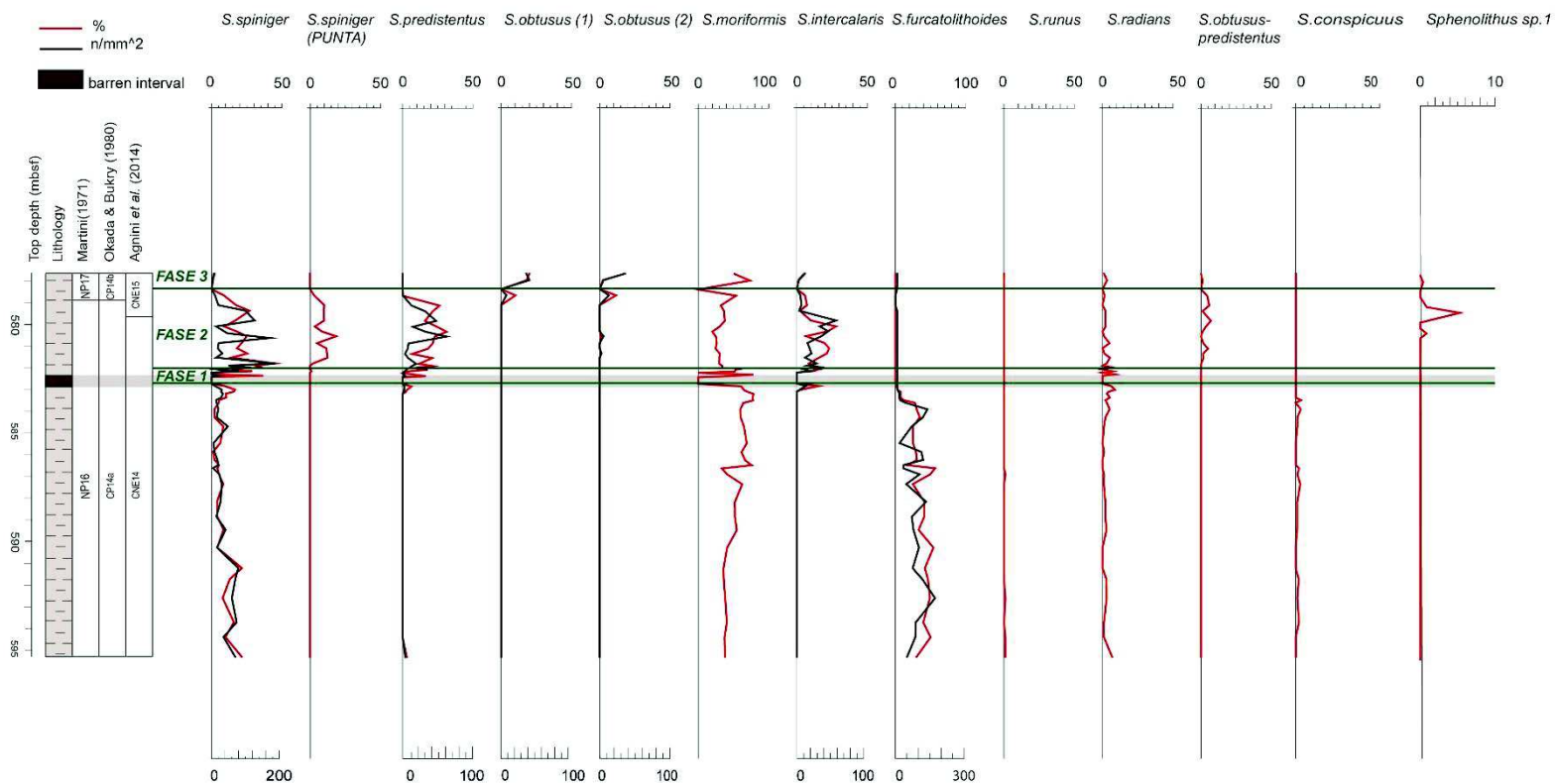


Figura 5.5; Abbondanze relative (%) delle specie appartenenti al genere *Sphenolithus* confrontate, per i taxa più significativi, con il numero di esemplari dello stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2). Sulla sinistra sono riportati: log litologico per l'intervallo studiato, con particolare enfasi sull'intervallo sterile in nannofossili (barren interval) e biostratigrafia a nannofossili calcarei.

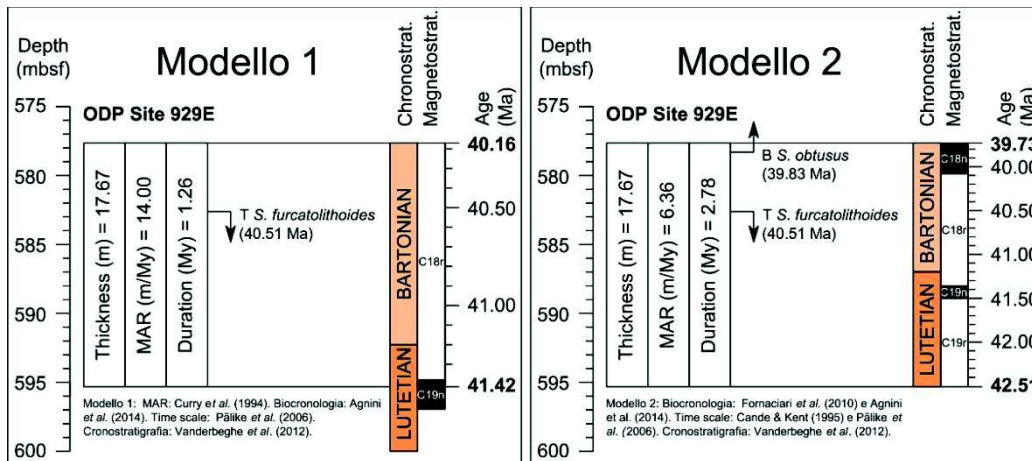


Figura 5.6; Modelli proposti e stima delle età al site 929 E. Per entrambi i modelli sono riportati profondità (mbsf), spessore della sezione (m), velocità di sedimentazione (m/My), durata (My), dati biocronologici, cronostratigrafici e magnetostratigrafici.

6- CONCLUSIONI

Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei eseguito in questa tesi ha prodotto un inquadramento biostratigrafico della successione analizzata al *Site* 929E. In particolare, grazie all'analisi biostratigrafica si è potuta inquadrare la sezione entro le biozonature standard di Martini (NP; 1971) e Okada & Bukry (CP; 1980), secondo le quali l'intervallo studiato si trova entro la Zona NP16 e la Subzona CP14a. Nella porzione superiore della successione analizzata è documentata la scomparsa di *Chiasmolithus solitus* e, per questo, gli ultimi quattro campioni sono ascrivibili alla Zona NP17 e alla Subzona CP14b. Seguendo Fornaciari *et al.* (MNP; 2010) e Agnini *et al.* (CNE; 2014), la successione si colloca rispettivamente tra la Zona MNP16A e la Zona MNP17A e tra la Zona CNE14 e la Zona CNE15.

L'assenza di dati magnetostratigrafici non ha consentito un'indagine biocronologica diretta, tuttavia l'utilizzo di dati biocronologici provenienti da altre successioni ha permesso la costruzione di un modello di età altamente risolto (Modello 2). In particolare, l'utilizzo di alcuni biorizzonti basati su comparse e scomparse di specie appartenenti al genere *Sphenolithus*, ha permesso una stima dell'età della base (42.51 Ma) e del tetto (39.73 Ma) della successione analizzata come pure della durata dell'intervallo considerato (ca. 2.78 My).

Sulla base dei dati biostratigrafici raccolti e dal confronto con i dati di letteratura si è individuato un intervallo in cui lo *spacing* fra biorizzonti mostra alcune discordanze.

In particolare, l'assenza di carbonati congiuntamente alla ridotta spaziatura tra la scomparsa di *Sphenolithus furcatolithoides* e la comparsa di *Dictyococites bisectus* suggerisce una possibile condensazione legata alla risalita della CCD occorsa durante il MECO.

Ulteriori analisi geochemiche (CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, ...) si rendono quindi necessarie per confermare la relazione, per ora solo suggerita, tra geosfera e biosfera, in

particolare tra modificazioni indotte nell'ambiente fisico (MECO) e cambiamenti del biota marino (fitoplancton calcareo).

BIBLIOGRAFIA

- Agnini, C., Costa, A., 2014. *Calcareous nannofossil changes across the Middle Eocene Climatic Optimum from IODP Site U1410 (NW Atlantic): Preliminary results*. Soc. Geol. Italiana, vol. 31/2014, pp.7-8.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J., Rio, D., 2014. *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low to middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, vol.47/2, pp.131-181.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Tateto, F., Backman, J., Giusberti, L., 2007a. *Response of calcareous nannofossil assemblages, mineralogy and geochemistry to the environmental perturbations across the Paleocene/Eocene boundary in the Venetian pre-Alps*. Marine Micropaleontology. 63, 19-38.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lancia, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C., 2011. *Integrated bio-magnetostratigraphy of Alano section (NE Italy): a proposal for defining the middle-late Eocene boundary*. Geological Society of America Bulletin, vol. 123, pp. 841-872.
- Agnini, C., Muttoni, G., Kent, D, V., Rio, D., 2006. *Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 241, pp. 815-830.
- Aubry, M.-P., 1998. *Early Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic amelioration*. In: Aubry, M.-P., Lucas, S., Berggren, W. (Eds.),

Late Paleocene–early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Record. Columbia University Press, pp. 158–203.

Archer, D., Kheshgi, H., Maier-Reimer, E., 1997. *Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂*. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 24(4), pp. 405-408.

Backman, J., 1986. *Late Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the Shatsky Rise and Italy*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 57, pp.43-59.

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 nanoplankton 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* 45(3), pp. 221-244.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C. & Aubry, M. P., 1995. *A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy*. *Sepm*, No. 54, pp. 129-212.

Berggren, W. A.; Aubry, M.P., van Fossen, M., Kent, D. V., Norris, R. D., Quillévéré, F., 2000. *Integrated Paleocene calcareous plankton magnetobiochronology and stable isotope stratigraphy: DSDP Site 384 (NW Atlantic Ocean)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159 (1 2), pp. 1-51.

- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., 2003. *A significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene*. *Geology*. v. 31, p. 1017-1020.
- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. *Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene*. *Paleoceanography*, vol. 24, PA2207.
- Boscolo Galazzo, F., Giusberti, L., Luciani, V., Thomas, E., 2013. *Paleoenvironmental changes during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) and its aftermath. The benthic foraminiferal record from the Alano section (NE Italy)*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol.378, pp.22-35.
- Bowen, G.J., Bralower, T.J., Delaney, M.L., Dickens, G.R., Kelly, D.C., Koch, P.L., Kump, L.R., Meng, J., Sloan, L.C., Thomas, E., Wing, S.L., Zachos, J.C., 2006. *Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming*. *Eos* 87 (17), 165–169.
- Bowen, G.J., Bralower, T.J., Delaney, M.L., Dickens, G.R., Kelly, D.C., Koch, P.L., Kump, L.R., Meng, J., Sloan, L.C., Thomas, E., Wing, S.L., Zachos, J.C., 2006. *Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming*. *Eos* 87 (17), 165–169.
- Bown, P.R., Lees, J.A. & Young, J.R. 2004. Calcareous nannofossil evolution and diversity through time. *In: H.R. Thierstein & J.R. Young (Eds). Coccolithophores: From Molecular processes to global impact*. Springer-Verlag: 481- 508.
- Bralower, T.J., 2002. *Evidence for surface water oligotrophy during the Paleocene– Eocene Thermal Maximum: nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea*. *Paleoceanography* 17 (2), 1023.

- Bramlette, M. N., & Sullivan, F. R., 1961. *Coccolithophorids and related nanoplankton of the Early Tertiary in California*. *Micropaleont.* Vol. 7, pp. 129-188.
- Bukry, D., 1970. *Coccolith age determination Leg 3, Deep Sea Drilling Project*. *Init. Rep., DSDP*, vol. 3, Nat. Sc. Found, pp. 586-611.
- Bukry, D., 1971. *Cenozoic calcareous nanofossils from the Pacific Ocean*. *Trans. San Diego Soc. Nat. Hist.*, vol. 16, pp. 303-327.
- Bukry, D., 1973. *Low latitude coccolith Biostratigraphic Zonation*. In : Edard, N.T., Saunders, J. B. et al. *Init. Rep., DSDP*, vol. 15, Washington (U. S. Gout Printing Office), pp. 685-703.
- Bukry, D., 1975. *Coccolith and silicoflagellate Stratigraphy Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32*. In: Larson, R. L., Moberly, R. et al. *Init. Rep., 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.
- Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., 1994. *Ocean Drilling Program Leg 154 Preliminary Report Ceara Rise*.
- Curry, W.B., Shackleton, N.J., Richter, C., et al., 1995. *Proc. ODP, Init. Repts*, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Dallanave, E., Agnini, C., Muttoni, G., Rio, D., 2012. *Paleocene magneto-biostratigraphy and climate-controlled rock magnetism from Belluno Basin, Tethys Ocean, Italy*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* vol. 337-338, pp. 130-142.

- Dickens, G.R., 2000. *Methane oxidation during the late Paleocene thermal maximum*. Bull.Sco. Geol. Fr., vol. 171 (1), pp.37-49.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F, Suganuma, Y., *No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift*. Nature, vol. 448, pp.908-911.
- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E. M., Valvasoni, E., 2010. *Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition*. Stratigraphy, vol. 7, pp. 229-264.
- 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.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarès-Turell, Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A. P., Sprovieri, M., 2007. *The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Appennines, Italy*. Geological Society Am. Bull., vol. 119 (3-4), pp. 413-427.
- Kerrick, D., Caldeira, K., 1993, *Paleoatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen*. Chem. Geol., vol. 108, pp. 201-230.
- Lourens, L. J., Sluijs A., Kroon, D., Zachos, J. C., Thomas, E., Rohl, J., Bowles, J., Raffi, I., 2005. *Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events*. Nature, vol. 435, pp. 1083-1087.
- Luciani, V., Giusberti, L., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Spofforth, D. J. A., Pälike, H., 2010. *Ecological and evolutionary response of Tethyan planktonic foraminifera to the middle Eocene climatic optimum (MECO) from the Alano*

- section (NE Italy). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 292, pp. 82-95.
- Lyle, M., Lyle, A. O., Backman, J., Tripathi, A., 2005. *Biogenic sedimentation in the Eocene in equatorial Pacific: The stuttering greenhouse and Eocene carbonate compensation depth*. Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Scientific Results, 199, pp.1-35.
- Martini, E., 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplakton zonation*. In: Proc. II Planktonic Conf. Roma, pp. 739-785.
- Norris, R.D., Wilson, P. A., Blum, P., Fehr, A., Agnini, C., Bornemann, A., Boulila, S., Bown, P.R., Cournede, C., Friedrich, O., Kumar Ghosh, A., Hollis, C.J., Hull, P.M., Jo, K., Junium, C.K., Kaneko, M., Liebrand, D., Lippert, P.C., Liu, Z., Matsui, H., Moriya, K., Nishi, H., Opdyke, B.N., Penman, D., Romans, B., Scher, H.D., Sexton, P., Takagi, H., Kirtland Turner, S., Whiteside, J.H., Yamaguchi, T., Yamamoto, Y., 2012. *Paleogene Newfoundland sediment drifts*. *IODP Prel. Rept.*, 342.
- Okada, H. & Bukry, D., 1980. *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973, 1975)*. *Marine Micropaleontology*, vol.51, pp.321-325.
- Pälike, H., Lyle M.W., Nishi, H., Raffi, I., *et al.*, 2012. *A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth*. *Nature*, vol. 488, pp. 609-614.
- Pälike, H., Norris, R. D., Herrle, J. O., Wilson, P. A., Coxall, H., Lear, C. H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K., Wade, B. S., (2006): The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, 314(5807), 1894-1898.

- Perch-Nielsen, K., 1985. *Cenozoic calcareous nannoplankton*. In: Bolli, H.M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K., (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 427-554.
- Percival JR, S. F., 1984. *Late Cretaceous to Pleistocene calcareous nannofossils from the South Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 73*. In: Hsü, K.J., LaBrecque, J., et al., Eds., *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 73*: pp.391-424. Washington, DC: US Government Printing Office.
- Peterson, L.C., Backman, J., 1990. *Late Cenozoic carbonate accumulation and the history of the carbonate compensation depth in the western equatorial Indian Ocean*. *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Scientific Results, 115*, pp.467-507.
- Postpichal, J. J., 1991. *Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at the Site 752 Eastern Indian Ocean*. *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. 121, pp. 395-413.
- Rio, D., Fornaciari, E. & Raffi, I., 1990. *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossil from western equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In: 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., 1973. *Calcareous Nannofossil*. Leg 17, Deep Sea Drilling Project. In : Winterer et al., *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 17*, pp. 695-795.
- Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., and Bralower, T.J. (Eds.), 1997. *Proc. ODP, Sci. Results, 154*: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

- Ruddiman, W.F., 2007. *Earth's climate, Past and Future (2nd edition)*. Eds. W. H. Freeman and Company, New York.
- Salvador, A., 1994. *International Stratigraphic Guide*. 2nd ed. I.U.G.S. & Geol. Soc. Amer., Boulder, Colo., pp.214.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Norris, R.D., 2006. *Testing the Cenozoic multisite composite $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207)*. *Paleoceanography*. Vol. 21, PA2019.
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälike, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Lanci, L., Muttoni, G., 2010. *Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys*. *Paleoceanography*, vol. 25, PA3210.
- Supko, P. R., Perch-Nielsen, K., 1977. *General Synthesis of Central and South Atlantic Drilling Results, Leg 39, Deep Sea Drilling Project*. In Supko, P. R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U.S. Government Printing Office)*, pp. 1099-1132.
- Thomas, E., Zachos, J.C., Bralower, T.J., 2000. *Deep sea acidification on a warm Earth*. In: *Warm Climates in Earth History*, Eds., Huber, MacLeod and Wing, pp. 132-160, Cambridge University Press, New York.
- Toffanin, F., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Giusberti, L., Luciani, V., Spofforth, D. J.A., Pälike H., 2011. *Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Middle Eocene Climatic Optimum: Clues from the central-western Tethys (Alano section, NE Italy)*. *Marine Micropaleontology*, 81:22-31.

- Toffanin, F., Agnini, C., Rio, D., Acton, G., Westerhold, T., 2013. *Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific)*. *Micropaleontology*, vol. 59, pp.1-14.
- Tripathi, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. *Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes*. *Nature* vol. 346, Number 7049, pp. 341-346.
- Vanderbeghe, N., Hilgen, F. J., Speijer, R.P., 2012. *The Paleogene Period*. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G. M., *The Geologic Time Scale 2012*, vol. 1, Elsevier.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., Persico, D., 2008. *Middle-Eocene-late-Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil at Kerguelen Plateau, Site 748*. *Marine Micropaleontology*, vol. 69(2), pp. 173-192.
- Villa, G., Fioroni, C., Persico, D., Roberts, A., Florindo, F., 2014. *Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity*. *Paleoceanography*, vol. 29, pp. 223-227.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Bergreen, W.A., Pälike, H., 2011. *Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale*. *Earth Science Reviews*, vol. 104, pp. 111-142.
- Wei, W., Wise JR, S.W., 1989. *Paleogene calcareous nannofossil magnetobiostratigraphy: results from South Atlantic DSDP 516*. *Marine Micropaleontology*, vol.14, pp. 119-152.
- Wei, W., Wise JR, S.W., 1990. *Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 79, pp. 29-61.

- Young, J.R., 1994. *Functions of coccoliths*. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63–82.
- Zachos, C.J., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon - cycle dynamics*. *Nature*, vol. 451, pp. 279-283.
- Zachos, C. J., Kroon, D., Blum, P. *et al.*, 2004, *Early Cenozoic Extreme Climates: The Walvis Ridge Transect. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report, Volume 208*: College Station TX: Ocean Drilling Program, 112 pp.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. *Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present*. *Paleocl. Review, Science*, vol. 292, pp. 686-693.

APPENDICI

LISTA TASSONOMICA

Blackites Hay & Towe 1962

Blackites gladius (Locker 1967) Varol 1989

Blackites tortilis Bown & Dunkley Jones 2006

Campilosphaera Kamptner 1963

Campilosphaera dela (Bramlette & Sullivan 1961) Hay & Mohler 1967

Chiasmolithus Hay *et al.* 1966

Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre 1954) Hay *et al.* 1966

Chiasmolithus consuetus (Bramlette & Sullivan 1961) Hay & Mohler 1967

Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel 1954) Radomski 1958

Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen 1971

Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan 1961) Locker 1968

Clausicoccus Prins 1979

Clausicoccus vanheckiae Perch-Nielsen 1986

Coccolithus Schwartz 1894

Coccolithus biparteoperculatus (Varol, 1991) Bown & Dunkley Jones, 2012

Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller 1930

Cribrocentrum Perch-Nielsen 1971

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

Cyclicargolithus Bukry 1971

Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay in Hay *et al.* 1967) Bukry 1971

Dictyococites Black 1967

Dictyococites bisectus (Hay *et al.* 1966) Bukry & Percival 1971

Dictyococites hesslandii Haq 1971

Discoaster Tan 1927

Discoaster barbadiensis Tan 1971

Discoaster binodosus Martini 1958

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel 1954

Discoaster tanii Bramlette & Riedel 1954

Ericsonia Black 1964

Ericsonia formosa (Kamptner 1963) Haq 1971

Helicosphaera Kamptner 1954

Lanternithus Stradner 1962

Reticulofenestra Hay *et al.* 1966

Reticulofenestra umbilicus (Levin 1965) Martini & Ritzkowski 1968

Sphenolithus Deflandre in Grassé 1952

Sphenolithus conspicuuus Martini 1976

Sphenolithus furcatolithoides Locker 1967

Sphenolithus intercalaris Martini 1976

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

Sphenolithus obtusus Bukry 1971

Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon 1967

Sphenolithus radians Deflandre in Grassé 1952

Sphenolithus spiniger Bukry 1971

Thoracosphaera Kamptner 1927

CONTENUTI CD

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

- **%** = conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei.
- **300 %** = conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei convertito in termini percentuali.
- **Generi** = abbondanze relative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- **Cumulativa** = abbondanze relative cumulative dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- **Sphenoliths** = abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere *Sphenolithus* e numero di esemplari di una stessa specie di *Sphenolithus* presenti in un'area specifica (n/mm²).
- **1mm²** = numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm²).
- **Chiasmo 1mm²** = numero di esemplari di *Chiasmolithus grandis* e *Chiasmolithus solitus* presenti in un'area specifica (n/mm²).

RINGRAZIAMENTI

In primis vorrei ringraziare la Prof.ssa Claudia Agnini, per la dedizione e passione con cui mi ha seguito fin dall'inizio, trasmettendomi molto entusiasmo e curiosità nell'argomento.

Un grazie a tutti i docenti della laurea magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, per la disponibilità e la professionalità con cui hanno assistito noi studenti in questo biennio.

Un grazie ai compagni di corso per i numerosi momenti trascorsi insieme.

Un grazie va anche ai miei compagni di collegio, con cui ho vissuto per cinque anni, e, grazie ai quali, c'è sempre un aneddoto da raccontare.

Ringrazio i miei amici, sui quali si può sempre contare anche nei momenti in cui ogni cosa sembra andare storta.

Un enorme grazie ai miei genitori, che da sempre mi sostengono e mi incoraggiano a dare il meglio di me e senza i quali non sarei quello che sono.

Infine grazie alla persona che mi ha affiancato in questi ultimi mesi con tanta pazienza e comprensione.