



DIPARTIMENTO  
DI GEOSCIENZE

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTA' DI SCIENZE MM.FF.NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DELLE ASSOCIAZIONI A  
NANNOFOSSILI CALCAREI DI ETA'  
EOCENICA INFERIORE E MEDIA DEL SITE  
IODP U1410 (NEWFOUNDLAND RIDGE, NO  
ATLANTICO): UN APPROCCIO INTEGRATO**

*EARLY TO MIDDLE EOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSIL  
RECORD FROM IODP SITE U1410 (NEWFOUNDLAND  
RIDGE, NO ATLANTICO): AN INTEGRATED APPROACH*

Relatore: Prof.ssa Claudia Agnini

Correlatore: PhD. Carlotta Cappelli

Laureando: Veronica Lobba

*Anno Accademico 2017/2018*



## ABSTRACT

This Master thesis is the biostratigraphic, biocronologic and isotopic study of a sedimentary succession retrieved during the Expedition IODP 342 at *Site* U1410 (Newfoundland Ridge, North-western Atlantic Ocean). The biostratigraphic study of calcareous nannofossils assemblages allows for the construction of a precise biostratigraphic framework based on the recognition of the first and last appearance of the several taxa. The age model of the study section indicates that the sediments were deposited during the early Eocene (52.6 to 48.0 Ma) spanning an interval of ca. 4.5 Myr.

According to the biozonations available, the study extends from Zone NP11 to Zone NP14 (Martini, 1971), from Subzone CP9b to Subzone CP12b (Okada & Bukry, 1980) and from Zone CNE3 to Zone CNE7 (Agnini et al., 2014).

Along the study section, calcareous nannofossils assemblages display a major change, which consists of the first appearance of genera *Dictyococcites* and *Reticulofenestra*. This change coincides with the Early Eocene Climatic Optimum (ca. 52-50 Myr) represents a major step toward the establishment of the present day calcareous nannofossils assemblages.

The integration of oxygen and carbon stable isotope with calcareous nannofossils relative abundance data permits to frame the observed paleontological changes in a high resolved paleoclimatic scenario.

The CaCO<sub>3</sub> curve evidences for a remarkable lithological change, from pelagic carbonate-rich sediments (nannofossils ooze) to hemipelagic clay-rich terrigenous sediments. This change occurred at the early to middle Eocene transition (ca. 48 Myr) and likely documents the onset of Atlantic Deep Western Boundary Current that has flowed off the eastern coasts of North America since then.



# INDICE

## RIASSUNTO

### **CAPITOLO 1.** Contesto paleoclimatico

1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene	3
1.2. L'Early Eocene Climatic Optimum	10
1.2.1. Il record di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	11
1.2.2. I nannofossili calcarei e lo scopo della tesi	12

### **CAPITOLO 2.** Il progetto di perforazione dei fondali oceanici e la spedizione IODP 342 (Site U1410 *Newfoundland Sediment Drifts*)

2.1. Breve storia del progetto di perforazione dei fondali oceanici	15
2.2. La JOIDES Resolution e le tecnologie utilizzate	17
2.3. Expedition IODP 342, Site U1410, Paleogene Newfoundland Sediment Drift, Atlantico nord occidentale	20
2.3.1 Lo scopo della spedizione	20
2.4. Gli obiettivi della spedizione	24
2.5. Expedition 342 – Strategie di perforazione	24

### **CAPITOLO 3.** Materiali e metodi

3.1. Materiale: Site U1410	27
3.2. Metodi	35
3.2.1 Preparazione dei campioni	35

3.2.2 Analisi isotopica con spettrometro di massa	40
3.3. Magnetostratigrafia e Biocronologia	43
3.4. Analisi statistica PCA	44

## **CAPITOLO 4.** Introduzione alla biostratigrafia e biocronologia a nannofossili calcarei

4.1. Definizione e affidabilità di un biorizzonte	45
4.2. I biorizzonti utilizzati	46
4.3. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei dell'Eocene inferiore	47

## **CAPITOLO 5.** Risultati e discussione

5.1. Caratteristiche generali delle associazioni a nannofossili calcarei nei sedimenti recuperati all'IODP <i>Site</i> U1410 (Hole A, B e C)	51
5.2. Biostratigrafia a nannofossili calcarei all'IODP <i>Site</i> U1410 (Hole A, B, C)	56
5.2.1 I biorizzonti delle zonature standard	56
5.2.2 I biorizzonti addizionali	58
5.2.3 Classificazione biostratigrafica della sezione	60
5.3. Biocronologia a nannofossili calcarei al Site U1410 (Hole A, B, C)	62
5.4. Analisi isotopica all'IODP <i>Site</i> U1410 (Hole A, B e C)	70

<b>CAPITOLO 6. Conclusioni</b>	73
<b>APPENDICE</b>	75
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	79
<b>SITOGRAFIA</b>	83
<b>CONTENUTO CD</b>	85
<b>RINGRAZIAMENTI</b>	87



## RIASSUNTO

In questo elaborato di tesi viene presentato lo studio biostratigrafico, biocronologico e isotopico di una successione eocenica recuperata al *Site* U1410, perforato durante la spedizione IODP 342 (Newfoundland Ridge, Atlantico nord-occidentale). L'analisi biostratigrafica effettuata sulle associazioni a nannofossili calcarei ha permesso di datare in modo puntuale i sedimenti studiati, utilizzando gli eventi di comparsa e scomparsa dei diversi taxa. Il modello di età costruito per la successione analizzata indica che la successione analizzata si è deposta da ca. 52.6 Ma a ca. 48.07 Ma, per una durata complessiva di ca. 4.5 Ma.

Utilizzando le diverse biozonature disponibili in letteratura la sezione studiata è stata inquadrata tra la Zona NP11 e NP14 (Martini, 1971), la Subzona CP9b e la Subzona CP12b (Okada & Bukry, 1980) e la Zona CNE3 e la Zona CNE7 (Agnini et al., 2014). Nella successione studiata le associazioni a nannofossili calcarei subiscono una modifica sostanziale della propria composizione con la comparsa dei generi *Dictyococcites* e *Reticulofenestra*, che rappresenta l'evoluzione alle associazioni moderne e coincide con l'*Early Eocene Climatic Optimum* (ca. 52-50 Ma).

L'analisi isotopica degli isotopi stabili di O e C e la determinazione delle abbondanze dei vari taxa presenti nella successione hanno permesso una ricostruzione paleoambientale e paleoecologica ad alta risoluzione. La curva delle abbondanze relative di CaCO<sub>3</sub> ha messo in evidenza il passaggio da sedimenti pelagici ricchi in carbonato (*ooze* a nannofossili) a sedimenti parzialmente terrigeni ricchi di argilla. Questo cambiamento litologico avvenuto alla transizione tra Eocene inferiore e Eocene medio (ca. 48 Ma) è stato interpretato come l'evidenza dell'attivazione della *Deep Western Boundary Current* lungo le coste orientali del continente nord-americano.



# 1.CONTESTO PALEOCLIMATICO

## 1.1. L'evoluzione paleoclimatica durante il Paleogene

Eonothem/ Eon	Erathem/ Era	System/ Period	Series/ Epoch	Stage/ Age	millions of years ago
Phanerozoic	Cenozoic	Paleogene	Oligocene	Chattian	23.03
				Rupelian	28.1
			Eocene	Priabonian	33.9
				Bartonian	37.8
				Lutetian	41.2
				Ypresian	47.8
				Thanetian	56.0
			Paleocene	Selandian	59.2
				Danian	61.6
					66.0

Figura 1.1. Suddivisione del Paleogene secondo la Commissione Internazionale di stratigrafia e l'IUGS (International Union of Geological Sciences). Sono riportate da sinistra: Eone, Era, Periodo, Epoche, Età e la scala cronostratigrafica espressa in milioni di anni.

(<https://it.wikipedia.org/wiki/Paleogene>; in seguito modificata)

Il Paleogene è un periodo del Cenozoico compreso tra 66 Ma (limite Cretaceo-Paleocene) e 23.03 Ma (limite Oligocene-Miocene) ed è oggetto di studio per il suo paleoclima caratteristico. In letteratura il Paleocene viene descritto come un periodo dominato da temperature relativamente alte, con una fase di acme registrata al limite Paleocene-Eocene. Successivamente il trend a lungo termine mostra un ulteriore riscaldamento e infine una diminuzione a partire da ca. 50 Ma (Figura 1.2; Zachos et al., 2008). Questo andamento paleoclimatico è testimoniato

dai dati isotopici di  $\delta^{18}\text{O}$  raccolti negli oltre 40 Site campionati nei progetti DSDP (Deep Sea Drilling Project) e ODP (Ocean Drilling Program).

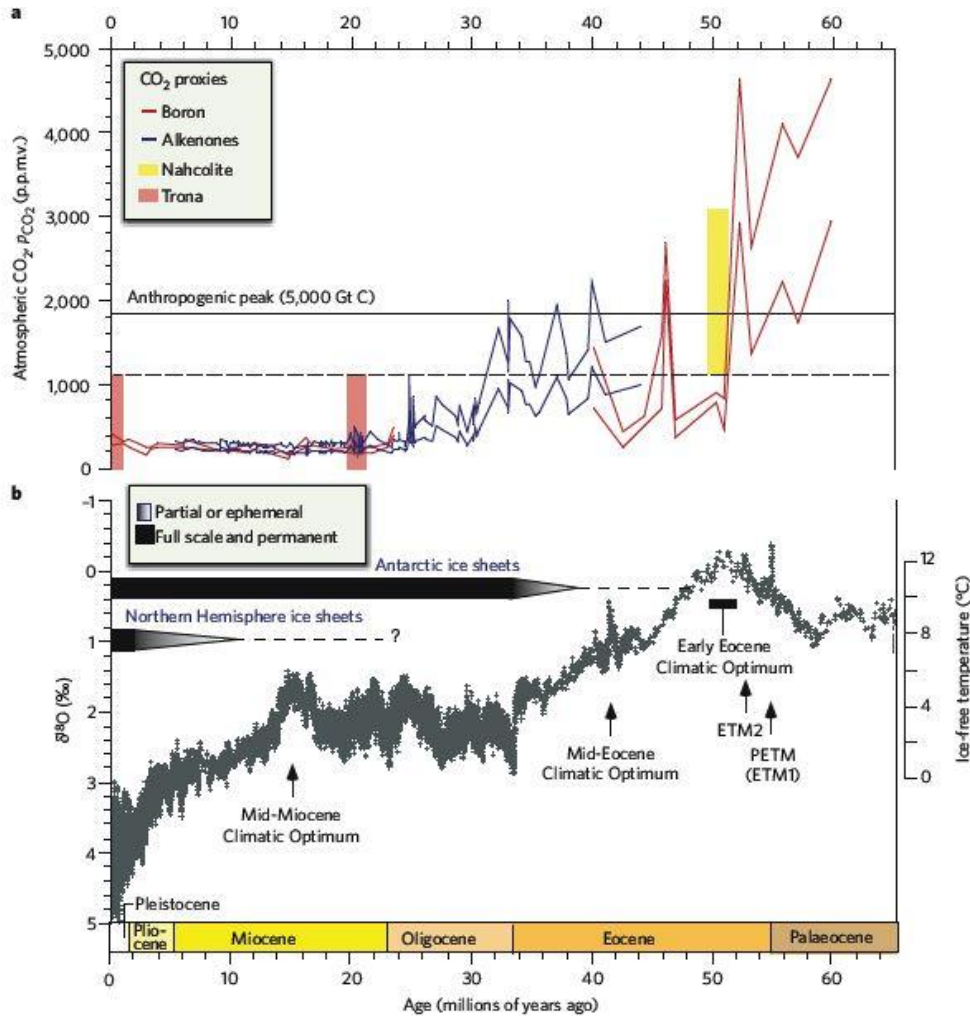
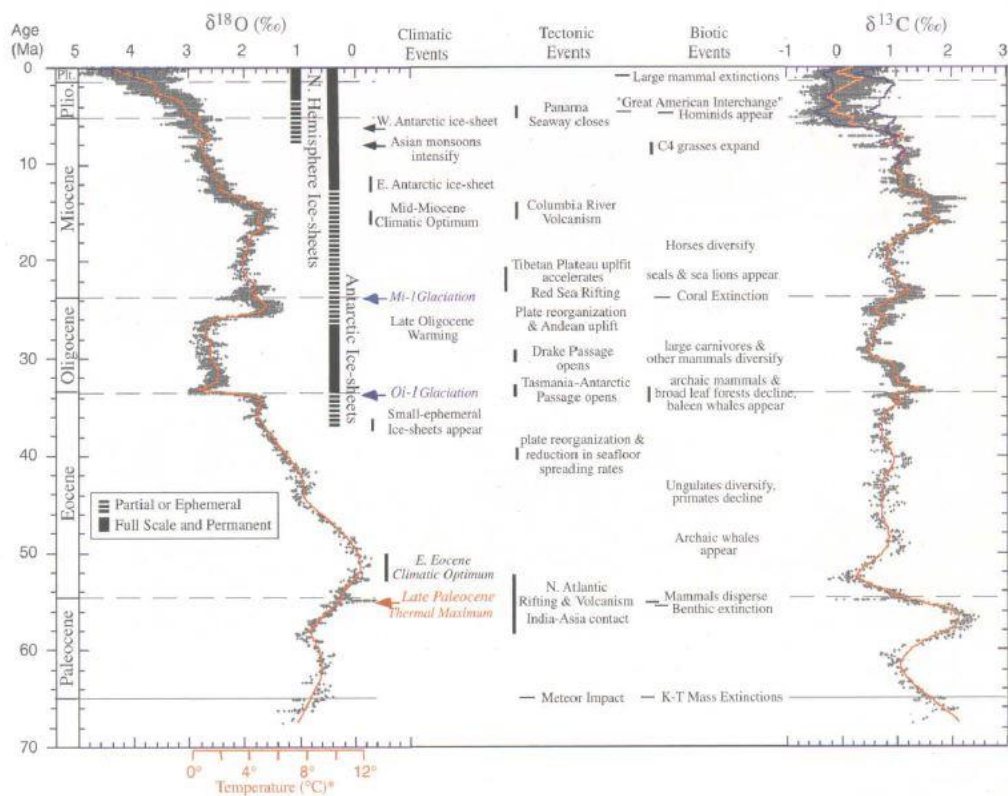


Figura 1.2. Evoluzione del livello di  $\text{CO}_2$  atmosferica e del clima globale negli ultimi 65 Ma. a,  $\text{pCO}_2$  relativa al Cenozoico, periodo da 0 a 65 Ma (i dati ricavati provengono dallo studio di sedimenti marini e lacustri). La linea tratteggiata orizzontale rappresenta il massimo di  $\text{pCO}_2$  per il Neogene (dal Miocene a oggi) e il minimo di  $\text{pCO}_2$  per l'Eocene inferiore (1.125 ppmv), la distanza tra la parte superiore e quella inferiore delle barre colorate verticali rappresenta il grado di incertezza per gli isotopi del Boro e per gli alchenoni. b, Il clima per lo stesso periodo (da 0 a 65 Ma). La curva del clima è costruita dal profilo della composizione isotopica dell'O misurata nella calcite del guscio dei foraminiferi bentonici di mare profondo, provenienti dai sedimenti recuperati durante alcune delle spedizioni dei progetti Deep Sea Drilling Project e Ocean Drilling Program. Viene riportato in ordinata a destra la scala di temperatura correlata ai valori di  $\delta^{18}\text{O}$ , calcolata per un sistema con assenza di calotte polari, quindi applicabile al periodo di tempo precedente alla glaciazione antartica (avvenuta a circa 34 Ma). La figura mette in evidenza il lungo periodo dell'EECO (Early Eocene Climatic Optimum) che si estende per ca. 2 Ma, il MECO (Middle Eocene Climatic Optimum) più rapido rispetto al precedente e gli altri eventi ipertermali dell'Eocene inferiore, come ad esempio il PETM (anche conosciuto come Eocene Thermal Maximum 1, ETM1) e l'Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2, conosciuto anche come ELMO).

Nella Figura 1.2 sono riportati la curva dell' $\delta^{18}\text{O}$ , i valori della  $p\text{CO}_2$  e l'espansione delle calotte polari negli ultimi 65 Ma. I dati provengono dallo studio isotopico dei gusci dei foraminiferi bentonici di sedimenti prevalentemente marini recuperati durante alcune spedizioni DSDP e ODP. Il grafico riporta anche una conversione in temperatura a partire dai valori isotopici dell'O. La risoluzione a disposizione non è estremamente elevata per l'intervallo coincidente con l'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO; ca. 52-50 Ma) sebbene si possa apprezzare che in questo intervallo vengono registrati i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  più leggeri (e quindi di temperatura più alte) dell'intero Cenozoico. Nello stesso intervallo, la curva della  $p\text{CO}_2$  (in ppmv) mostra valori decisamente alti (Zachos et al., 2008).

Di notevole importanza paleoambientale e paleoecologica è la curva isotopica del  $\delta^{13}\text{C}$  che documenta l'evoluzione del ciclo del carbonio nel corso del Cenozoico (Zachos et al., 2001; Figura 1.3).



**Figura 1.3.** Record globali degli isotopi dell'O e C ottenuti dallo studio di sedimenti pelagici (>1000 m di profondità da oltre 40 spedizioni del progetto DSDP e 36 del progetto ODP. I dati isotopici sono stati ricavati dall'analisi dei gusci di due taxa di

*foraminiferi bentonici, Cibicidoides e Nuttallides. La scelta di questi due taxa è dovuta al fatto che questi sono abbondanti e longevi. Le litologie studiate sono a grana fine, con alte percentuali di carbonate ooze (fanghi carbonatici) o chalk. Le età assolute sono calcolate con riferimento alla scala GPTS. La scala della temperatura del  $\delta^{18}O$  è calcolata assumendo l'assenza di calotte polari e perciò risulta valida solo nell'intervallo precedente alla glaciazione dell'Antartide (ca. 34 Ma). La curva del  $\delta^{18}O$  dall'Oligocene inferiore a oggi invece, riflette prevalentemente i cambiamenti nell'estensione delle calotte presenti nell'Antartide e nell'emisfero settentrionale. Le barre verticali sono relative al Last Glacial Maximum (LGM) e rappresentano qualitativamente e in modo irregolare la variazione del volume dei ghiacciai per ciascun emisfero. Con la barra tratteggiata vengono rappresentati i periodi di minima copertura glaciale ( $\leq 50\%$  rispetto al presente), mentre la barra continua indica i periodi di quasi completa copertura ( $\geq 50\%$ ). Dal Miocene medio a oggi, per i valori del  $\delta^{13}C$  sono riportate due curve, una per i dati dell'Atlantico (blu) e una per il Pacifico (nero), con lo scopo di mostrare il frazionamento che eccede dell'1.0‰ da bacino a bacino. Sono riportati inoltre alcuni momenti chiave tettonici e biotici (Zachos et al., 2001).*

In Paleoclimatologia si utilizzano degli indicatori, i cosiddetti *proxy*, che, contenuti in archivi naturali (i.e. sedimenti o carote di ghiaccio), conservano le variazioni del clima del passato e perciò possono documentare la storia paleoclimatica del nostro pianeta. Le variazioni della temperatura dell'acqua oceanica durante fasi prive di calotte permanenti vengono studiate grazie all'utilizzo degli isotopi stabili, in particolare del rapporto isotopico tra ossigeno pesante  $^{18}O$  e ossigeno leggero  $^{16}O$ . Questo rapporto viene descritto con la notazione  $\delta$  (i.e.,  $\delta^{18}O$ ) che è definito come il rapporto tra  $^{18}O$  e  $^{16}O$  misurata sul campione diviso il rapporto tra  $^{18}O$  e  $^{16}O$  di uno standard meno 1 per ‰:

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

Inoltre, l'equazione delle paleotemperature riportata di seguito, presentata per la prima volta da Epstein *et al.* nel 1951; con le modifiche apportate nei successivi

lavori, dimostra che a parità di valori  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea water}}$ , i valori di temperatura sono più bassi quando i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  sono più pesanti:

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

dove:

T = temperatura

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

$\delta^{18}\text{O}_{\text{sea water}}$  = valore isotopico dell'acqua

Sebbene il valore ottenuto dalla relazione precedente sia legato al frazionamento delle due specie isotopiche al variare della temperatura, esso è fortemente influenzato dall'effetto glaciale, in caso di presenza di calotte. Infatti, il ciclo idrologico globale dell'acqua controlla la composizione isotopica delle acque stesse poiché durante l'evaporazione delle acque oceaniche, l'isotopo più pesante dell'ossigeno ( $^{18}\text{O}$ ), rimane preferenzialmente nelle molecole d'acqua. Per questo motivo le molecole di  $\text{H}_2\text{O}$  presenti nelle nubi presentano una composizione arricchita nell'isotopo leggero  $^{16}\text{O}$ , mentre la composizione isotopica dell'acqua oceanica risulta avere una composizione relativamente arricchita nell'isotopo più pesante. A causa del progressivo spostamento delle nubi da latitudini più basse a latitudini via via più alte e agli eventi di precipitazione che avvengono durante questo processo (distillazione di Rayleigh), la concentrazione dell'isotopo leggero dell'ossigeno ( $^{16}\text{O}$ ) si concentra preferenzialmente nelle nubi, mentre le precipitazioni risultano arricchite nell'isotopo pesante ( $^{18}\text{O}$ ). Per questo motivo, nel caso di presenza di calotte polari, queste ultime saranno formate da molecole di  $\text{H}_2\text{O}$  (ghiaccio) fortemente arricchite nell'ossigeno leggero ( $^{16}\text{O}$ ) mentre la composizione dell'acqua oceanica risulterà relativamente arricchita in  $^{18}\text{O}$ ; al contrario durante i periodi interglaciali, il clima è relativamente più caldo produce la fusione delle calotte e la liberazione di  $^{16}\text{O}$  che va ad alleggerire isotopicamente la composizione dell'acqua oceanica (Ruddiman, 2007).

Quindi, a seconda del regime climatico, *greenhouse* o *icehouse*, la curva isotopica del  $\delta^{18}\text{O}$  è controllata da fattori diversi. Nelle fasi di *greenhouse*, in assenza di

calotte polari, i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  vengono usati direttamente per interpretare la temperatura, al contrario nelle fasi di *icehouse*, nelle quali è documentata la presenza di calotte polari, il dato  $\delta^{18}\text{O}$  viene usato per analizzare l'evoluzione del volume delle calotte.

Il Paleocene e la parte inferiore dell'Eocene (66-50 Ma) corrispondono a una fase di *greenhouse*, nella quale le calotte polari sono assenti e per questo i valori isotopici di  $\delta^{18}\text{O}$  possono essere utilizzati come proxy di paleotemperatura (Ruddiman, 2007).

A questa fase segue una fase climatica a lungo termine che testimonia il passaggio da temperature estremamente alte e assenza di calotte polari, a condizioni con temperature basse e presenza di calotte permanenti ai poli, la così detta fase di *doubthouse*. Infine a partire da circa 34 Ma, il nostro pianeta entra nella fase di *icehouse*, dove gli isotopi dell'ossigeno sono utilizzati per ricostruire la storia della calotta, dapprima quella antartica, piuttosto che le variazioni di temperatura.

In particolare, il Cenozoico inferiore è caratterizzato da un'elevata concentrazione di gas *greenhouse* che coincide con un innalzamento delle temperature globali e l'assenza totale di ghiaccio ai poli. L'EEO rappresenta una fase climatica estrema e piuttosto lunga (ca. 2 Ma) caratterizzata da temperature decisamente alte e elevate concentrazioni di  $p\text{CO}_2$ , le più alte dell'intero Cenozoico. Nonostante la presenza di alcuni fattori che hanno aumentato la concentrazione di  $\text{CO}_2$ , come ad esempio emissioni vulcaniche, variazioni di insolazione dovute dal forcing orbitale, liberazione di gas clatrati, le cause di un evento climatico globale così estremo come l'EEO sono ancora incerte (Lunt et al., 2011). Le conseguenze di un'elevata concentrazione di  $\text{CO}_2$  in atmosfera provocano degli effetti a livello globale, che attivano una serie di processi di feedback positivo che tendono a produrre un'ulteriore aumento nei tenori di  $\text{CO}_2$  in atmosfera e quindi un aumento delle temperature. A parziale tamponamento (feedback negativo) agiscono invece i alcuni processi, come ad esempio il *chemical weathering* dei silicati, che induce l'abbassamento dei valori di  $\text{CO}_2$ , questo perché all'aumento della concentrazione

dell'anidride carbonica, le temperature e le precipitazioni vengono intensificate favorendo la disgregazione delle rocce affioranti. Inoltre, anche altri processi, come l'ossidazione e la precipitazione di carbonio organico agiscono come ulteriori feedback negativi che tendono a portare il sistema verso le condizioni iniziali, provocando una diminuzione della concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'atmosfera (Zachos et al., 2008).

Durante il Paleogene inferiore, nel breve termine, le variazioni di concentrazione di CO<sub>2</sub> atmosferica provocano una serie di brevi eventi globali caldi (ipertermali) caratterizzati dal rilascio di elevate quantità di carbonio leggero (<sup>12</sup>C) nel sistema oceano-atmosfera. L'evento ipertermale più estremo e meglio conosciuto è il Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM, 55.8 Ma; Zachos et al., 2001; Kennett & Stott, 1991; Dickens et al., 1997; Thomas & Zachos, 2000; Sluijs et al., 2007; Zachos et al., 2008; McInerney & Wing, 2011). Il PETM coincide con il limite Paleocene-Eocene ed è caratterizzato da una rapida escursione isotopica negativa negli isotopi stabili di carbonio e ossigeno.

Al PETM seguono altri eventi ipertermali di minore ampiezza, come ad esempio l'ETM2 (ca. 53.5 Ma) e l'ETM3 (ca. 52.5 Ma; Zachos et al., 2010; Lunt et al., 2011; Sexton et al., 2011; Kirtland Turner et al., 2014) e molti altri. Questi eventi hanno sicuramente un'intensità minore rispetto al PETM e la loro distribuzione nel tempo sembra essere legata ai parametri orbitali ed in particolare sembra coincidere con i massimi di insolazione (Lourens et al., 2005; Lunt et al., 2011). Inoltre questi eventi sembrano avvenire con una frequenza che aumenta via via e che infine porta all'EEO. L'EEO quindi per alcuni autori potrebbe essere interpretato come una fase parossistica, in cui vengono documentati eventi ipertermali multipli (Luciani et al., 2016). Ulteriori studi sono però necessari per verificare quest'ipotesi e confermare che la lunga durata dell'EEO, circa due milioni di anni, non rappresenta un unico evento ma piuttosto una serie di eventi molto ravvicinati uno all'altro.

## 1.2. L'Early Eocene Climatic Optimum

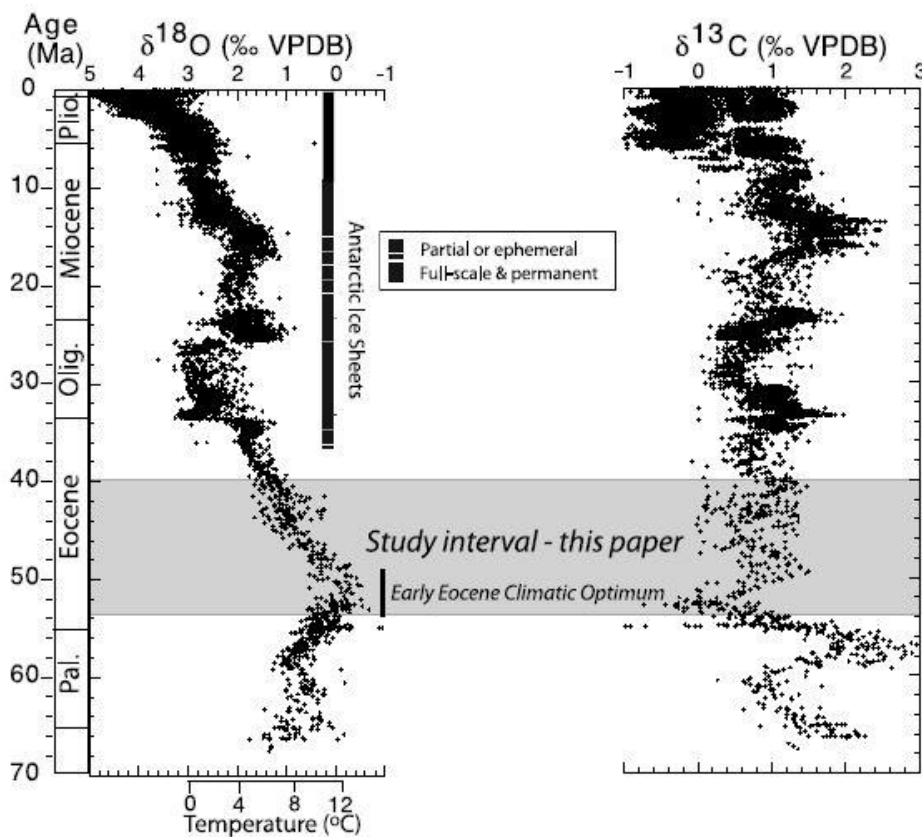
Il termine EECO viene coniato per la prima volta da Zachos et al. (2001) e definito in base alla variazione dei valori degli isotopi stabili dell'ossigeno misurati nei gusci calcarei dei foraminiferi bentonici. I valori isotopici registrati durante l'EECO evidenziano un alleggerimento nei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  per una durata di ca. 2 Ma (Zachos et al., 2001).

Durante l'EECO sembrano esservi alcune importanti modifiche dei cicli biogeochimici e del biota marino:

- La diminuzione dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  (che documentano quindi un periodo di riscaldamento);
- L'inizio dell'inversione nella curva del  $\delta^{13}\text{C}$ . Infatti, dopo aver registrato i valori minimi a ca. 53 Ma, i valori di  $\delta^{13}\text{C}$  cominciano progressivamente ad aumentare (Slotnick et al., 2015);
- Nel gruppo dei nannofossili calcarei si assiste a un significativo cambiamento nelle associazioni. In una prima fase il genere *Toweius* subisce una drastica diminuzione. A seguire il genere *Discoaster* mostra un significativo aumento. Infine, in corrispondenza con la fine dell'evento si assiste alla comparsa e al progressivo aumento dei generi *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* (Agnini et al., 2006);
- La fine dell'EECO è definita dall'aumento dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  che segnano l'inizio di un periodo di raffreddamento globale;
- La diminuzione durante l'evento della velocità di sedimentazione del carbonato a causa della dissoluzione o della minore produttività, con l'aumento di orizzonti ricchi in argilla (*marls*; Slotnick et al., 2015).

### 1.2.1 Il record di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

L'età assoluta di un evento ipertermale con una durata di alcuni milioni di anni rimane problematica da definire per due ragioni: in primo luogo per la scarsità di dati ad alta risoluzione e in secondo luogo per la possibile diacronia dell'evento (Slotnick et al., 2015). Nonostante queste premesse, tutti i record a disposizione presentano un impoverimento nei valori del  $\delta^{18}\text{O}$  e documentano le temperature più alte dell'intero Cenozoico (Shackleton, 1986; Corfield & Cartlidge, 1992; Hollis et al., 2009; Leon-Rodriguez & Dickens, 2010; Slotnick et al., 2015).



**Figura 1.4.** Valori di  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  ricavati dall'analisi isotopica dei gusci dei foraminiferi bentonici contenuti nel sedimento oceanico proveniente da diversi Sites. Il rettangolo grigio rappresenta l'intervallo di studio del lavoro da cui è presa l'immagine (Sexton et al., 2006). I dati di  $\delta^{18}\text{O}$  sono stati convertiti in temperature attraverso la connotazione globale VPDB ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} = -1.27\text{‰}$  Vienna Peedee belemnite) considerando l'assenza delle calotte polari, quindi applicabile solo prima della glaciazione dell'Antartico (ca. 34 Ma). Le barre verticali indicano qualitativamente il volume di ghiaccio rispetto all'Ultimo Massimo Glaciale (LGM); le linee discontinue rappresentano il minimo di copertura di ghiaccio (<50%) mentre le barre continue indicano i periodi di massima copertura di ghiaccio (>50%; Sexton et al., 2006).

L'Eocene inferiore in letteratura rappresenta quindi un periodo di grandi cambiamenti globali nel ciclo del carbonio e, più in generale nel clima, sia nel breve che nel lungo periodo (Lauretano et al., 2016).

### *1.2.2 I nannofossili calcarei e lo scopo della tesi*

Fin dagli anni '50 i nannofossili calcarei sono stati considerati un importante strumento biostratigrafico e dal decennio successivo sono stati utilizzati in numerosi studi per la datazione di sedimenti e rocce, soprattutto per il Cenozoico (Agnini et al., 2014).

I nannofossili calcarei sono resti fossili calcitici prodotti da organismi unicellulari fitoplanctonici che appartengono principalmente alle alghe *Haptophyta* (Edvardsen et al., 2000). Essi sono costituiti principalmente da placchette calcitiche di dimensioni estremamente ridotte (tra 1 e 40  $\mu\text{m}$ ), che possono ricoprire ed hanno ricoperto in passato un'importanza litogenetica (*chalk* e fanghi (*ooze*) pelagici). Questo gruppo di fossili è importante a livello biostratigrafico, paleoecologico e paleoclimatico perché registra al proprio interno le variazioni ambientali e permette ricostruzioni ambientali ad alta risoluzione. I nannofossili calcarei inoltre, mostrano tassi di evoluzione molto elevati e sono meno suscettibili, rispetto ai foraminiferi planctonici, alla dissoluzione del carbonato (Hay, 1970; McIntyre & McIntyre, 1971; Berger, 1973; Blaj et al, 2009).

Durante l'EEO, i nannofossili calcarei subiscono un significativo cambiamento nelle associazioni, nel dettaglio guardando ai dati di letteratura disponibili si assiste prima alla diminuzione drastica del genere *Toweius*, in seguito all'aumento del genere *Discoaster* e infine dalla comparsa e dominanza dei generi *Reticulofenestra/Dictyococcites* (Agnini et al., 2016).

Lo scopo di questa tesi è quello di inquadrare cronologicamente e in modo affidabile i sedimenti provenienti dall'IODP Site U1410 oggetto di questo studio.

In particolare da dati preliminari (Norris et al., 2014), la successione analizzata dovrebbe documentare la parte superiore dell'Ypresiano e quindi l'EEO. Questa tesi vuole inoltre analizzare i cambiamenti osservati nelle associazioni a nannofossili e integrarli ai dati geochimici ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\text{CaCO}_3$ ) così da valutare la completezza della successione studiata e la risposta delle associazioni a nannofossili calcarei in risposta all'evento ipertermale EEO.



## 2. IL PROGETTO DI PERFORAZIONE DEI FONDALI OCEANICI E LA SPEDIZIONE IODP 342

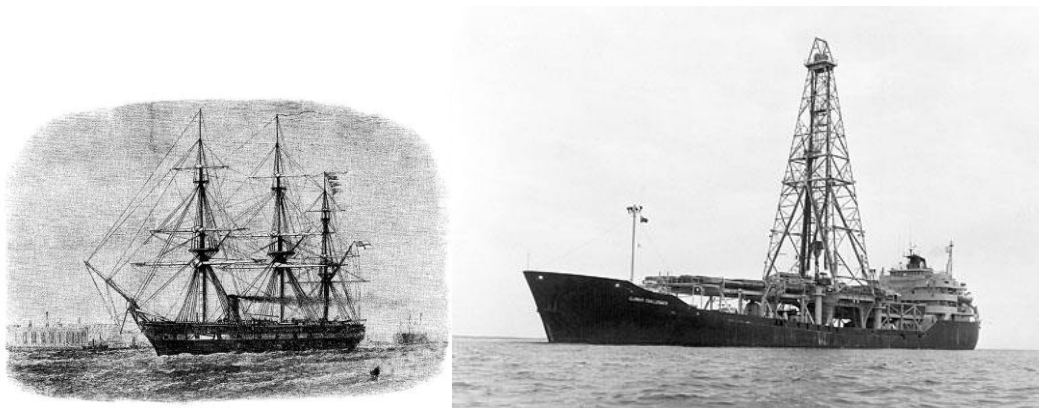
*(Site U1410 Newfoundland Sediment Drifts)*

### *2.1. Breve storia del progetto di perforazione dei fondali oceanici*

La prima crociera scientifica fu organizzata dalla *Royal Society* inglese, quando, tra il 1873 e il 1876, la nave inglese *H.M.S. Challenger* compì la prima perforazione dei fondali oceanici.

Nel 1964 nacque il consorzio JOIDES (*Joint Oceanographic Institution of Deep Earth Sampling*) dall'unione di più istituti di ricerca americani.

Quattro anni più tardi, venne attivato il DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), un progetto con a capo diversi enti di ricerca americani, che utilizzava la nave scientifica *Glomar Challenger*.



*Figura 2.1. A sinistra: disegno della nave H.M.S. Challenger utilizzata tra il 1872 e il 1876 per la prima crociera scientifica intorno al mondo. A destra: foto della Glomar Challenger utilizzata nel progetto DSDP.*

[https://pl.wikipedia.org/wiki/HMS\\_Challenger\\_\(1858\)#/media/File:HMS\\_Challenger\\_\(1858\).jpg](https://pl.wikipedia.org/wiki/HMS_Challenger_(1858)#/media/File:HMS_Challenger_(1858).jpg)

<https://www.britannica.com/topic/Glomar-Challenger>.

Solo dal 1975 ebbe inizio la fase chiamata IPOD (*International Phase of Ocean Drilling*), che durò fino al 1983, durante la quale il consorzio JOIDES permise la partecipazione anche di altri stati nazionali al progetto.

Dal 1985 l'IPOD venne rinominato ODP (*Ocean Drilling Program*) e da questo momento si iniziò ad utilizzare la nuova nave da perforazione JOIDES *Resolution*, un'ex nave petrolifera riadattata ad uso scientifico, con lo scopo di eseguire perforazioni in tutti gli oceani e in numerosi mari (Figura 2.2).

Nel 2003 il progetto venne modificato in IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) in seguito all'introduzione di nuove tecniche più efficienti che hanno permesso la raccolta di dati di maggiore qualità.

Dal 2013 è iniziata una nuova fase decennale di questo progetto che prende il nome di *International Ocean Discovery Program* (IODP).



*Figura 2.2. Immagine della nave da perforazione JOIDES Resolution utilizzata nella spedizione IODP 342.*

<http://www.shipspotting.com/gallery/photo.php?lid=1077669>.

## 2.2. La JOIDES Resolution e le tecnologie utilizzate

La JOIDES Resolution è una nave scientifica da perforazione e prende il posto dal gennaio del 1985 della precedente *Glomar Challenger* per il progetto ODP e successivamente per l'IODP.

La nave ha una lunghezza di 143 m e una larghezza di 21 m, il peso complessivo è di 16596 t. La nave è dotata di una torre di perforazione, il *derrick* (Figura 2.3), che raggiunge un'altezza di 64 m e ha la capacità di perforare fino a 2830 m di sedimento di acqua profonda mediante l'assemblaggio di una batteria di aste che raggiungono una lunghezza complessiva di 9150 m.

La JOIDES Resolution dispone di 10 laboratori con diverse funzioni organizzati su 7 piani. Sul ponte di poppa è situato un laboratorio di geofisica, che controlla il corretto funzionamento delle apparecchiature per il calcolo della profondità del mare e l'elaborazione dei dati magnetici, utili per lo studio della topografia geologica suboceanica.

Quando la nave raggiunge il sito da perforare, viene calato sul fondo oceanico un trasmettitore sonar che permette, attraverso gli impulsi trasmessi dalla nave, il mantenimento della posizione corretta durante la perforazione senza l'aiuto di ancoraggi fissi. Gli impulsi inviati dal sonar vengono captati da un sistema di idrofoni e inviati al computer di bordo, per mantenere il posizionamento stabile della nave.

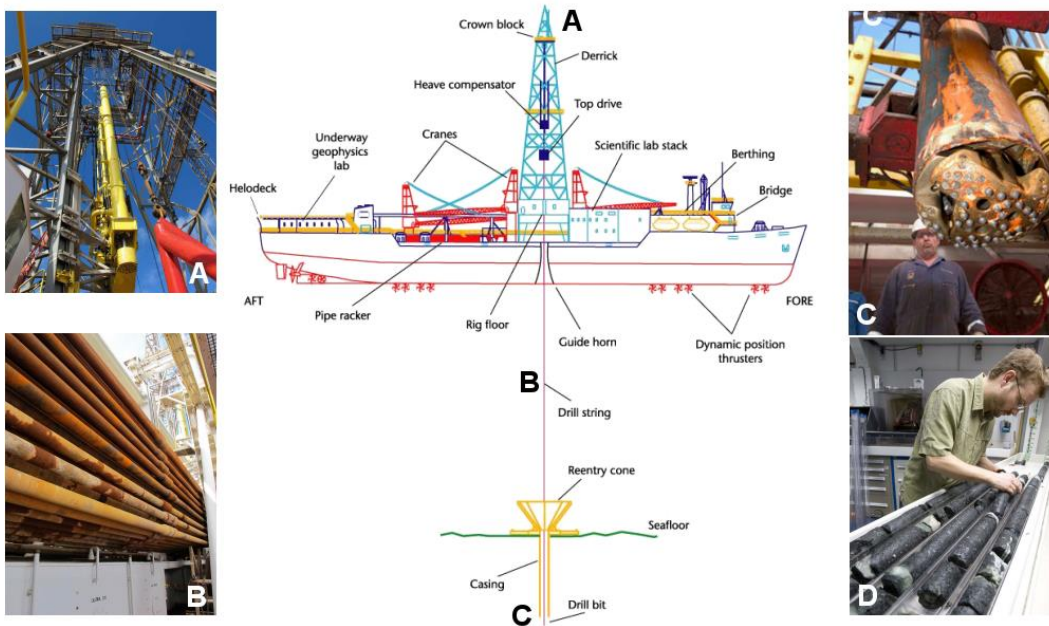


Figura 2.3. Rappresentazione grafica della nave JOIDES Resolution. A: derrick contenete la colonna d'aste; B: drill string; C: drill bit, alla base della colonna d'aste; D: fase di recupero, sezionamento e analisi della carota a bordo nave.

(<http://raymond.rodriquez1.free.fr/Documents/Terre-int/joides2.png>).

Una volta individuato il *Site* e quindi l'area da studiare, dalla piattaforma di perforazione, collocata nella parte centrale della nave, viene assemblata e calata al fondo una batteria di aste (*drill pipe*). Le varie strumentazioni e il posizionamento delle aste sul fondo oceanico vengono monitorate attraverso una telecamera a circuito chiuso posizionata sul dispositivo di avanzamento. Successivamente viene inserito all'interno della batteria d'aste un dispositivo recuperabile via cavo (*core barrel*), con all'estremità una punta di perforazione (*drill bit*) con corone dentate (Figura 2.3).

La JOIDES Resolution utilizza varie tecniche di perforazione a seconda delle diverse caratteristiche del fondale oceanico:

- **ROTARY CORE BARREL (RCB)**

Il *Rotary Core Barrel* è un metodo di perforazione adottato per recuperare sedimenti da litificati a fortemente litificati, fino a rocce ignee

di basamento oceanico. Attualmente è utilizzato prevalentemente per il campionamento di rocce ignee della crosta oceanica.

- **ADVANCED PISTON CORE (APC)**

Il metodo *Advanced Piston Core* mediante l'ausilio di un sistema idraulico permette di recuperare carote indisturbate e orientate. I sedimenti recuperabili sono da poco consolidati a consolidati e non possono essere carotati con il metodo RCB a causa della maggiore densità. Il metodo APC viene utilizzato per studi paleoceanografici e paleoecologici ad alta risoluzione. Gran parte del materiale estratto al *Site* U1410 è stato perforato utilizzando questo metodo (fino a 150 mbsf).

- **EXTENDED CORE BARREL (XCB)**

Il metodo *Extended Core Barrel* viene usato per l'estrazione di carote intere (9.5 m) di sedimento da leggermente a moderatamente litificato. Viene utilizzato in sostituzione al metodo APC, quando i sedimenti presentano una durezza maggiore, o viceversa, quando non hanno una densità elevata per l'estrazione mediante il metodo RCB. Questo metodo viene utilizzato prevalentemente per studi sedimentologici, climatici o paleoceanografici. Nella spedizione IODP 342 si è utilizzato il metodo XCB nella parte più profonda della successione perforata e si sono ottenute carote parzialmente disturbate dal movimento rotante della perforazione.

- **WASH CORING**

Il metodo *Wash Coring* viene utilizzato soprattutto nei sedimenti poco consolidati. Questo metodo prevede la perforazione attraverso il pompaggio di acqua ad alta pressione che spinge il sedimento nello spazio compreso tra il *drill pipe* e la parete del pozzo (*wall of the hole*). Il *Wash Coring* è un metodo di perforazione senza recupero dei sedimenti,

viene perciò utilizzato quando non è necessario il prelievo dell'intervallo, in questo caso la perforazione procede più velocemente.

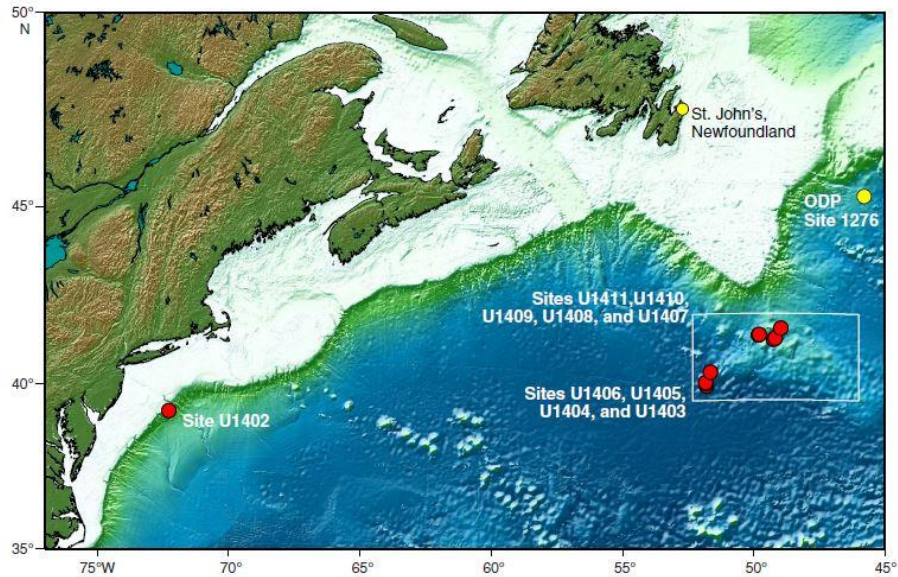
Nel momento dell'estrazione della carota viene recuperato e portato sulla piattaforma della nave il *core barrel* contenente la carota lunga 9.5 m. Dal *core barrel* viene estratto il *core catcher*, ossia lo strumento che impedisce al sedimento recuperato di fuoriuscire; la carota inserita all'interno di un *liner* di plastica viene posizionata sul *catwalk* (il ponte vicino alla piattaforma). Nel ponte la carota viene sezionata in vari segmenti (*sections*) di circa 1.5 m ciascuno e dopo la loro numerazione, vengono trasportate e fatte riposare in appositi frigoriferi, per evitare shock termici. Dopo qualche ora le sezioni delle carote recuperate vengono tagliate in due metà, la prima costituisce la *working half* mentre la seconda costituisce l'*archive half*. La *working half* sarà utilizzata per studi di varia natura (e.g. paleontologici, petrografici, paleomagnetici, geochimici, etc.) mentre l'*archive half* rimarrà integra. Le due metà verranno infine conservate all'interno di appositi archivi (*repository*) con il fine di garantirne la migliore preservazione.

## ***2.3. Expedition IODP 342, Site U1410, Paleogene Newfoundland Sediment Drift, Atlantico nord occidentale***

### ***2.3.1 Lo scopo della spedizione***

La spedizione IODP 342 è stata ideata con lo scopo di raccogliere sequenze sedimentarie di età Paleogenica, con elevati tassi di sedimentazione depositasi a diverse paleoprofondità, mediante la perforazione di diversi *Sites* (*Sites* U1403-U1411; Figura 2.4). L'area di perforazione si trova nella zona nord occidentale dell'Oceano Atlantico, al largo delle coste di Terranova (*Newfoundland Ridge*, in Canada) ed è stata scelta con particolare attenzione per lo studio sedimentario e

geochimico del Paleogene, per lo studio della composizione dell'oceano del passato e la ricostruzione delle paleocorrenti.



**Figura 2.4. Mappa dell'area di perforazione della spedizione IODP 342 (Site U1403-U1411; Norris et al., 2014).**

L'area di perforazione coincide con la zona del relitto dell'*RMS Titanic* che si inabissò a causa dell'impatto con un iceberg nel 1912. In questa zona infatti, vi è l'incontro di due correnti contrastanti; la Corrente del Golfo calda e superficiale con direzione sud-nord si incrocia con la corrente fredda e superficiale proveniente dal Mare del Labrador, che scorre verso sud trasportando iceberg. Al fondo è attiva una corrente profonda, la DWBC (*Deep Western Boundary Current*) che si origina nel nord Atlantico e scorre in profondità tra il *Newfoundland Ridge*, sotto la Corrente del Golfo (Figura 2.5).

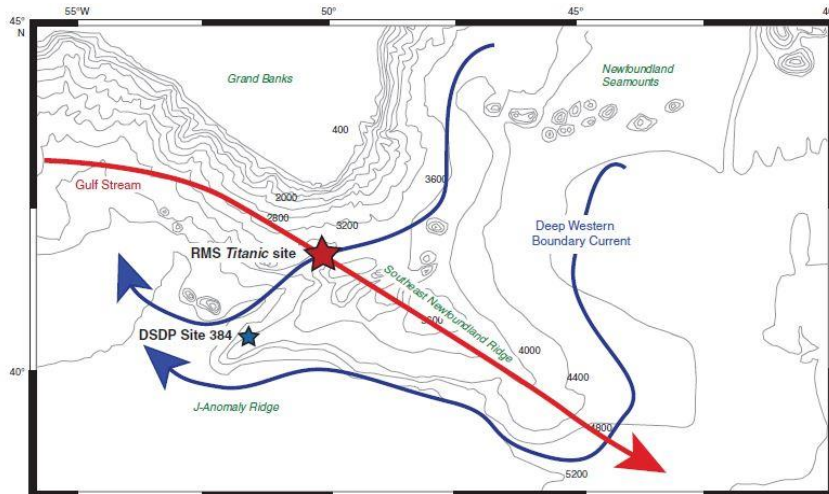


Figura 2.5. Ricostruzione delle principali correnti che agiscono nel Newfoundland Ridge (Nord Atlantico), l'area di perforazione della spedizione IODP 342 (Norris et al., 2014).

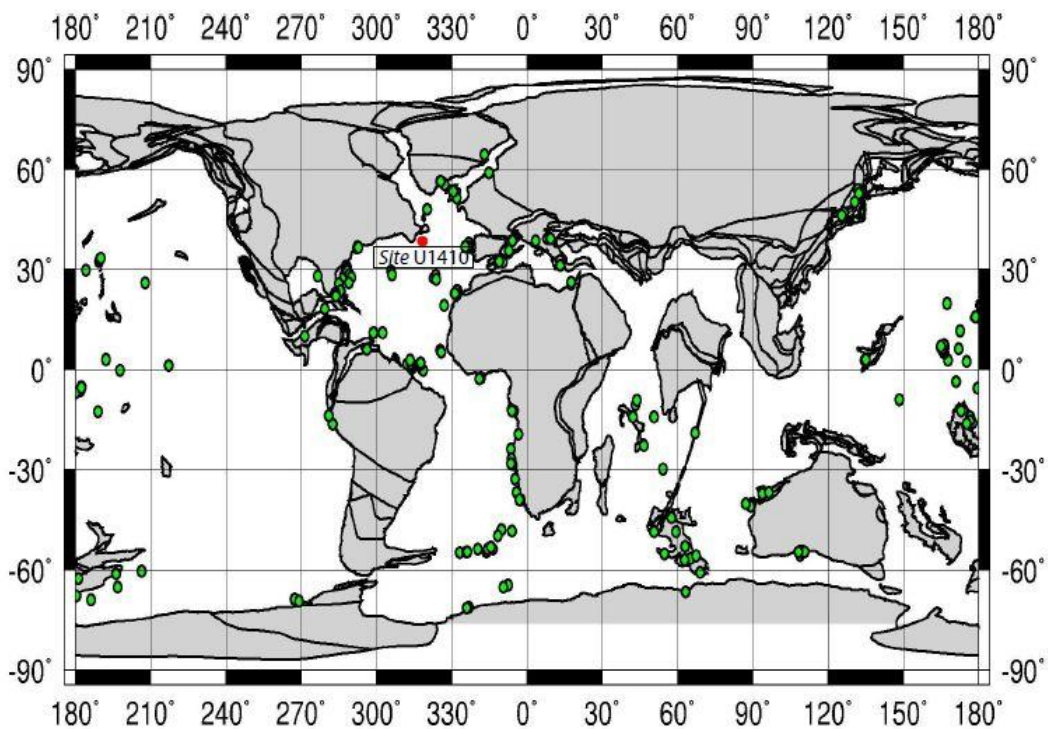


Figura 2.6. Ricostruzione paleogeografica a 50 Ma. In verde sono riportati i vari siti di perforazione delle campagne IODP. In rosso è riportato il Site U1410 perforato durante la spedizione IODP 342.

(mappa prodotta attraverso il sito:

<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>).

La perforazione del *Site* U1410 è stata pensata per raggiungere tre scopi principali:

- per ottenere un record di età Eocene inferiore-Oligocene confrontabile con il materiale ottenuto dalla perforazione del *Site* U1409, dal quale si è ottenuto sedimento troppo condensato e di scarsa risoluzione;
- per studiare nel dettaglio le variazioni di carbonato a piccola scala e le sequenze con buona preservazione fossile e ricche in argilla, date dall'anomalo tasso di accumulo di questa zona (10 cm/ky), molto più elevato rispetto al comune sedimento pelagico (0.5 cm/ky). Questa peculiarità del *Newfoundland Ridge* permette di studiare nel dettaglio la transizione climatica dal sistema *Greenhouse* a quello *Icehouse* (66-34 Ma);
- per ricostruire la storia geochemica dell'acqua profonda, della variazione della CCD, delle variazioni della granulometria e della provenienza del sedimento.

Vi sono inoltre, delle motivazioni secondarie della spedizione IODP 342, come a esempio il recupero di materiale contenente gli eventi ipertermali del Paleocene, e la sua comparazione ad altri *Sites* precedentemente perforati. Con questa spedizione infatti, si vogliono studiare nel dettaglio i cambiamenti climatici più importanti del passato, con lo scopo di comprendere meglio il clima attuale e produrre dei modelli affidabili sui possibili scenari futuri. Per avere una buona risoluzione è necessario studiare del sedimento deposto ad alti tassi di sedimentazione, cosa non disponibile per le perforazioni precedenti a causa di studi basati su materiale a minore risoluzione.

## 2.4. *Gli obiettivi della spedizione*

Un importante obiettivo di questa spedizione è la ricostruzione spaziale e di profondità della lisoclina del carbonato e la modellizzazione del ciclo del carbonio durante gli ipertermali dell'Eocene. Grazie a questo studio si può stimare la quantità di carbonato presente nella biosfera, la sua provenienza e stimare lo scambio oceano-atmosfera di gas CO<sub>2</sub> durante gli eventi ipertermali più importanti. I dati elaborati nella spedizione 342 hanno permesso un confronto con i dati ottenuti nella spedizione Leg 208 nell'Atlantico sud-orientale e con i dati dell'Oceano Pacifico equatoriale, così da creare un modello globale dell'andamento della paleoproduttività della compensazione dei carbonati (Pälike et al., 2012). La spedizione si è svolta lungo un transetto a diverse paleoproduttività comprese tra 4.5 km (U1403) e 2.5 km (U1408) collocate nel *Newfoundland Ridge*, nell'Oceano Atlantico nord occidentale.

Gli elevati tassi di accumulo che hanno interessato quest'area sono fondamentali in quanto hanno permesso la preservazione ottimale del sedimento, evitandone l'alterazione dovuta alla bioturbazione o alla dissoluzione. Nonostante la risoluzione elevata non si sono potute ottenere le informazioni dettagliate come per l'Oceano Pacifico, ma sono sorte alcune differenze tra le due aree. In particolare, le profondità della CCD nell'Oceano Atlantico risultano molto più profonde rispetto l'Oceano Pacifico, per questo motivo nell'Atlantico, almeno talvolta, si sono preservati i sedimenti calcarei anche nei periodi climatici estremi che hanno interessato il Paleogene.

## 2.5. *Expedition 342 – Strategie di perforazione*

La strategia di perforazione della spedizione 342 varia in base al tipo di sedimento presente nel *Newfoundland Ridge*. In particolare in quest'area è

presente sedimento di *drift*, caratterizzato da alto tasso di deposizione, opposto a sedimento pelagico di oceano aperto. Mentre il primo tipo di sedimento non ha subito un significativo seppellimento nel tempo geologico, permettendo così il recupero ottimale e orientato per la prima parte della colonna di perforazione, usando il metodo *Advanced piston coring*, per il secondo, più consolidato, si è utilizzato il metodo XCB a causa della maggiore litificazione del substrato.



## 3. MATERIALI E METODI

### 3.1. *Materiale: Site U1410*

Il *Site IODP U1410* è stato perforato nell'Atlantico nord-occidentale nei pressi del *Newfoundland Ridges* (41°19.6993'N e 49°10.1847'W). in posizione NO nell'Oceano Atlantico. Attualmente si trova a una profondità di ca. 3400 m mentre 50 Ma la paleoprofondità stimata è attorno ai 2950 m (Tucholke & Vogt, 1979). Il *Site U1410* è costituito da sedimenti in cui possono essere letti i cambiamenti paleoclimatici e paleoceanografici occorsi durante l'Eocene. La posizione del *Site U1410* è ottimale per localizzazione marginale, ma prossima alla *Deep Western Boundary Current* (DWBC), corrente oceanica profonda che scorre lungo la costa orientale del continente americano. Questa corrente ha prodotto zone di accumulo e zone di erosione. Le zone di accumulo vengono anche chiamate *sedimentary drift*. I sedimenti recuperati sono quindi composti da una componente legata alla pioggia pelagica e una componente legata all'accumulo di sedimento argilloso o biosiliciclastico trasportato dalla forza erosiva della corrente profonda.

Il *Site U1410* inoltre, presenta tassi di sedimentazione più elevati durante l'Eocene inferiore e medio, rispetto alle porzioni marginali.

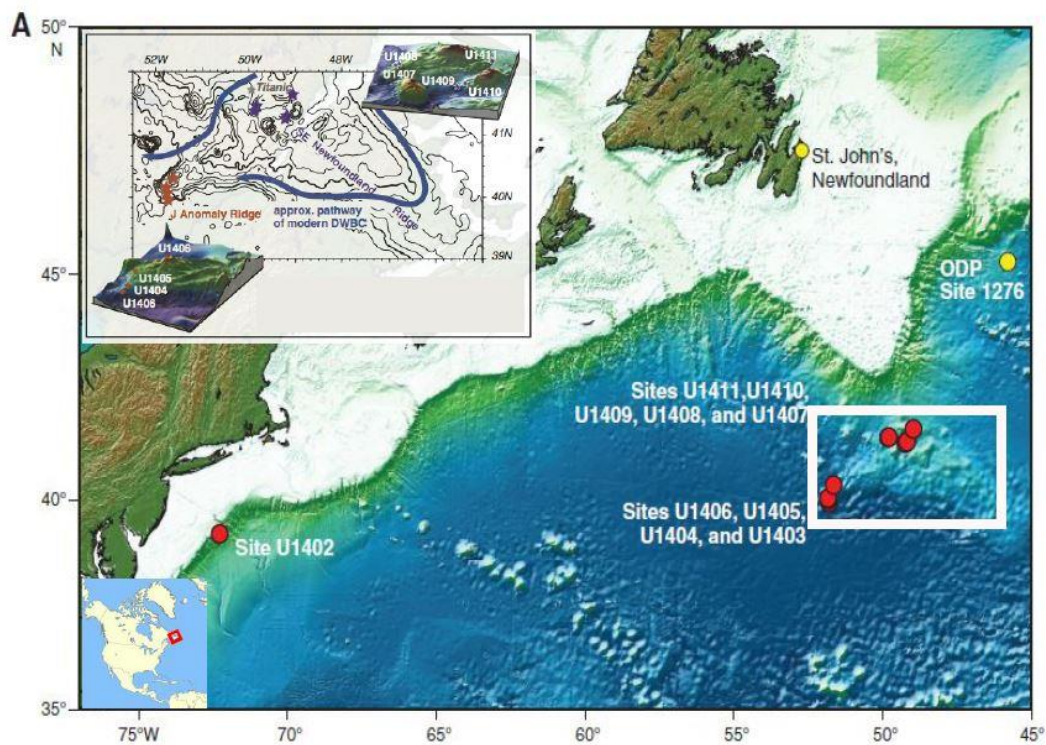


Figura 3.1. Mappa dell'area di perforazione della IODP Expedition 342, i cerchi rossi rappresentano i pozzi perforati durante la spedizione. Nel riquadro in alto a sinistra è riportata la localizzazione dei Site della spedizione (U1403-U1411), con relative sezioni 3D topografiche del fondo marino. Nel riquadro in basso a sinistra è presente la localizzazione geografica dell'Expedition 342.

([http://publications.iodp.org/preliminary\\_report/342/342pr\\_13.htm](http://publications.iodp.org/preliminary_report/342/342pr_13.htm); in seguito modificata).

La metodologia di perforazione utilizzata per il Site U1410 varia con la profondità. Fino a profondità 150 mbsf è stato utilizzato il metodo *Advanced Piston Corer* (APC), mentre a profondità maggiori si è utilizzato il metodo dell'*Extended Core Barrel* (XCB). Il metodo usato APC è ottimale per gli studi paleoceanografici, in quanto permette il recupero di carote indisturbate che restituiscono un segnale altamente affidabile. Nel caso di materiale recuperato con metodo XCB, le carote risultano parzialmente disturbate dall'azione di rotazione impresso al momento della perforazione. Sebbene questo secondo metodo sia comunemente utilizzato i dati paleomagnetici ottenuti a bordo non sono solitamente ottimali e per questo spesso non si utilizzano per l'interpretazione dei *reversal* magnetostratigrafici.

Gran parte del materiale studiato in questa tesi è stato perforato con il metodo XCB e quindi in questo intervallo i dati paleomagnetici non sono disponibili.

Al *Site* U1410 è stata recuperata una successione di 260 m, costituita da sedimenti pelagici-emipelagici di età compresa tra il Pleistocene e l'Eocene inferiore. Il pozzo U1410A è l'unico tra i pozzi perforati a questo *Site* che è stato effettivamente perforato fino a 260 mbsf e quindi viene qui utilizzato per la descrizione delle unità litologiche riconosciute. Di seguito viene riportata una breve sintesi delle quattro unità litostratigrafiche (Unità litostratigrafiche I-IV) descritte per il *Site* U1410; per maggiori dettagli si rimanda a *Norris et al.* (2014).

### **Unità litostratigrafica I (0 - 34.35 mbsf)**

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-1H-1 fino a 4H-5 (0 - 34.35 mbsf);  
Hole B: da 342-U1410B-1H-1 fino a 5H-2 (0 - 34.15 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-1H-1 fino a 4H-5 (0 - 32.67 mbsf).

Età: Pleistocene

Litologia: ooze a nannofossili, ooze a nannofossili e foraminiferi, argilla con nannofossili e foraminiferi, argilla e fango con sabbia a foraminiferi.

L'Unità litostratigrafica I ha un'età pleistocenica e uno spessore di ca. 34 m. Le litologie riconosciute comprendono argille da marroni-rossastre a grigio-verdastro scuro, fango argilloso a foraminiferi con nannofossili da grigio-marrone scuro a grigio-verdastro scuro e sabbia a foraminiferi marrone-grigiastra. La parte superiore di questa Unità (0-12 mbsf) contiene radiolari e diatomee in diverse abbondanze e sabbia grossolana con riconoscibili *ice-rafted debris* (0-15 mbsf). L'Unità I presenta marcati gradi di bioturbazione ad eccezione degli strati sabbiosi grossolani, i quali sono coinvolti solo in parte da questo fenomeno.

Il limite tra le Unità litostratigrafiche I e II è definito dal contatto tra sedimenti marroni-grigi pleistocenici e argille grigio-verdastre e argille a nannofossili grigio-verdastro scuro di età miocenica superiore.

### ***Unità litostratigrafica II (34.35 - 64.17 mbsf)***

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-4H-5 fino a 7H-7 (34.35 – 64.17 mbsf);  
Hole B: da 342-U1410B-5H-2 fino a 8H-4 (34.15 – 63.27 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-4H-5 fino a 7H-7 (32.67 – 63.54 mbsf).

Età: Miocene superiore - Oligocene

Litologia: argilla, argilla con nannofossili e argilla a nannofossili.

L'Unità litostratigrafica II comprende una successione di ca. 30 m di spessore, definita dalla presenza di argilla, argilla con nannofossili e argilla a nannofossili di età miocenica superiore – oligocenica. Il colore dell'argilla spazia da grigio-oliva chiaro a grigio-oliva e da grigio verdastro a grigio-verdastro scuro, mentre per l'argilla a nannofossili da grigio-verdastro a grigio-verdastro scuro. In questa unità i foraminiferi diminuiscono con l'aumentare della profondità, sono invece del tutto assenti gli organismi silicei. L'Unità II contiene litologie accessorie minori con spessore centimetrico, rappresentate da noduli manganesiferi, orizzonti glauconitici verdastri e livelli grigio scuro-neri in cui sono stati trovati solfuri.

### ***Unità litostratigrafica III (64.17 – 211.50 mbsf)***

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-7H-7 fino a 23X-1 (64.17 – 211.50 mbsf);  
Hole B: da 342-U1410B-8H-4 fino a 25X-CC (63.27 – 216.27 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-7H-7 fino a 23X-CC (63.54–214.22 mbsf).

Età: Eocene medio

Litologia: argilla a nannofossili, argilla e ooze a nannofossili e ooze a nannofossili.

I campioni più recenti (da 223.47 mbsf a 210.86 mbsf) analizzati in questa tesi appartengono a questa Unità.

L'Unità litostratigrafica III consiste di una successione di ca. 63-68 m di spessore costituita da argilla a nannofossili di colore da grigio-verdastro scuro al grigio-verdastro. Intercalata all'unità principale si osserva la presenza di livelli di ca. 10-

25 cm di spessore con colorazione da grigio chiaro a bianco che contengono una maggiore percentuale di ooze (fango carbonatico) a nannofossili. Queste due litologie si distinguono per le diverse proprietà fisico-chimiche (i.e., riflettanza dei colori ( $L^*$ ), suscettibilità magnetica, radiazione gamma naturale (NGR) e contenuto in carbonato). In particolare si passa da valori di  $\text{CaCO}_3$  di ca. 30 wt %, negli strati più scuri e argillosi, a valori di ca. 80 wt %, negli strati più chiari e a fango carbonatico. L'alternanza di intervalli di argilla a nannofossili grigio-verdastri e ooze a nannofossili dell'Eocene medio sono stati ritrovati anche in altri *Site* del Southeast Newfoundland Ridge. Nell'Unità III la bioturbazione è molto presente e varia da moderata a marcata. Nella sezione 342-U1410A-17X-2W è stato riconosciuto un conglomerato di ca. 14 cm di spessore, composto da matrice sabbiosa a foraminiferi e clasti attribuibile all'Unità III, di dimensioni variabili da 0.5 a 5 cm. Ulteriori analisi biostratigrafiche (nannofossili calcarei), hanno consentito di datare il conglomerato all'Eocene medio (Subzona NP15b). Il conglomerato è stato quindi interpretato come il risultato di processi erosivi e gravitativi causati dalla forte intensità della corrente profonda.

La transizione dall'Unità litostratigrafica III alla IV è definita dal passaggio da argille a nannofossili bianche alternate a grigie a *chalk* a nannofossili e radiolari di colore bianco rosato e bianco.

#### ***Unità litostratigrafica IV (211.50 – 258.91 mbsf)***

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-23X-2 fino a 28XCC (211.50 – 258.91 mbsf);  
Hole B: da 342-U1410B-26X-1 fino a 28X-CC (225.49 – 244.25 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-24X-1 fino a 27X-1 (214.00 – 243.27 mbsf).

Età: Eocene inferiore

Litologia: *chalk* a nannofossili con foraminiferi e/o radiolari.

I sedimenti più vecchi (227.50 mbsf – 258.45 mbsf) studiati in questa tesi appartiene all'Unità litostratigrafica IV.

L'Unità litostratigrafica IV ha uno spessore di ca. 48 m ed è di facile riconoscimento rispetto all'Unità III, per il passaggio da argilla a nannofossili grigia-verdastra a *chalk* (fango carbonatico consolidato) a nannofossili e foraminiferi e/o radiolari, di età eocenica inferiore. Questa Unità viene suddivisa in due Sub-unità litostratigrafiche sulla base della presenza o assenza di silice biogenica.

### ***Sub-Unità litostratigrafica IVa (211.50–245.07mbsf)***

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-23X-2 fino a 26X-6 (211.50 – 245.07 mbsf);  
Hole B: da 342-U1410B-26X-1 fino a 28X-CC (225.49–244.25 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-24X-1 fino a 26X-CC (214.22 – 239.83 mbsf).

Età: Eocene inferiore

Litologia: *chalk* a nannofossili con foraminiferi e/o radiolari.

La Subunità litostratigrafica IVa è costituita da un intervallo di spessore di ca. 20-34 m, composto da *chalk* a nannofossili da bianco a bianco-rosato con foraminiferi e radiolari con pesante presenza di bioturbazione.

### ***Sub-Unità litostratigrafica IVb (245.07 – 258.91 mbsf)***

Intervallo: Hole A: da 342-U1410A-26X-6 fino a 28X-CC (245.07 – 258.91 mbsf);  
Hole C: da 342-U1410C-27X-1 fino a 27X-1 (242.80 – 243.27 mbsf).

Età: Eocene inferiore

Litologia: *chalk* a nannofossili con foraminiferi e/o radiolari e selce.

La Sub-unità IVb (245.07 – 258.91 mbsf) ha uno spessore di ca. 14 m e presenta strati sottili (<5 cm) di selce marrone intervallati a *chalk*.

Entrambe queste Sub-unità sono state riconosciute all'interno della successione analizzata e associate all'intervallo di profondità compresa da 244.41 mcd e

278.74 mcd. Nel dettaglio, la Sub-Unità litostratigrafica IVb è stata descritta tra 263.50 mcd e 241.91 mcd.

Il materiale analizzato ha uno spessore totale di ca. 46 metri ed è compreso tra 278.74 mcd (campione 342-U1410A-28X-CC) e 232.72 mcd (campione 342-U1410A-23X-5). Come si può vedere dalla Figura 3.2 la successione è composta prevalentemente da *chalk* a nannofossili e radiolari e *ooze* a nannofossili. La parte più bassa della successione, da 244.41 mcd (campione 342-U1410C-25X-3) a 278.74 mcd (campione 342-U1410A-28X-CC) è riconducibile all'Unità litostratigrafica III, dominata da intervalli di argilla a nannofossili e *ooze* a nannofossili, visibili anche dalle carote riportate in Figura 3.2.

In questa tesi sono stati analizzati 52 campioni totali, con una spaziatura media di ca. 80 cm. La successione studiata all'IODP Site U1410 ricopre un intervallo entro l'Eocene inferiore, in particolare da 52.64 Ma a 47.99 Ma, con durata complessiva di 4.65 Ma con riferimento alla GPTS (1995).

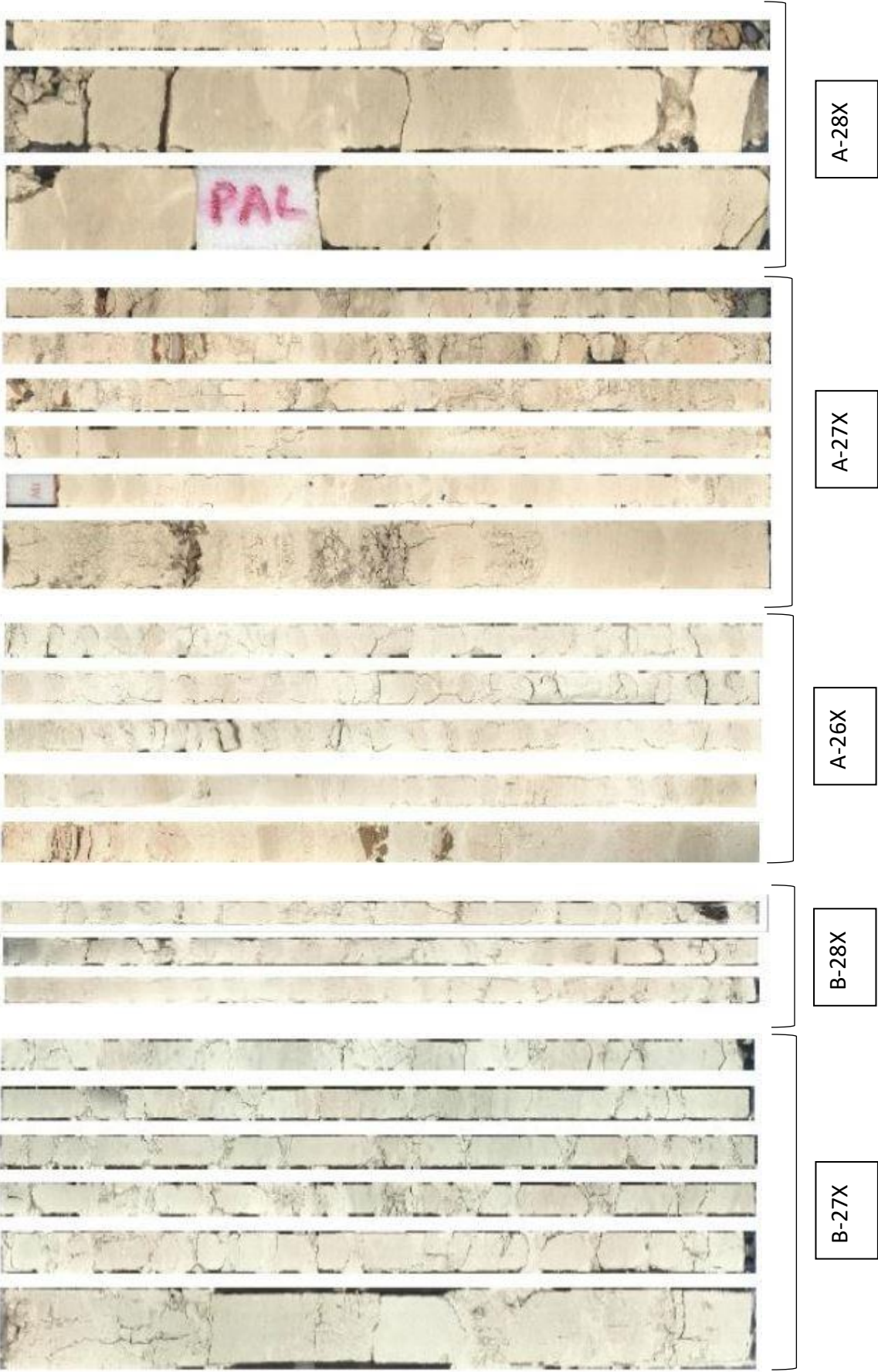




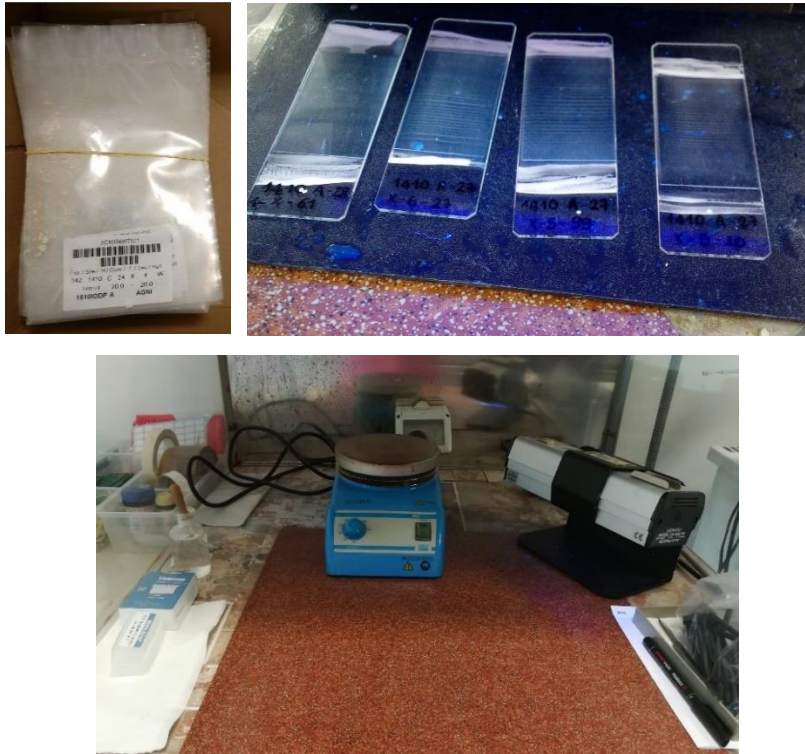
Figura 3.2. Immagini delle carote studiate in questa tesi in ordine stratigrafico, dalla meno profonda (in alto a sinistra) alla più profonda (in basso a destra) (<http://web.iodp.tamu.edu/OVERVIEW/?&set=1>)

## 3.2. Metodi

### 3.2.1 Preparazione dei campioni

Il materiale campionato al *Site* U1410 è stato preparato seguendo la procedura standard delle “*smear slides*”. Questa tecnica consiste nel prelevare una minima quantità di materiale e disporlo su un vetrino “portaoggetto”, precedentemente siglato con il codice del campione. Mediante l’utilizzo di una goccia di acqua distillata e una cannucchia, si va ad amalgamare e a distendere il preparato fino a ottenere delle bande a diversa densità. Attraverso l’uso di una piastra preriscaldata a 100°C, si fa asciugare il vetrino e successivamente si sigilla il preparato mediante l’ausilio di un adesivo ottico ad alto indice di rifrazione

(adesivo *Norland*), disponendolo tra il vetrino “coprioggetto” e il “portaoggetto”. Infine, il preparato viene esposto per ca. mezz’ora alla radiazione di una lampada a raggi ultravioletti per fissare l’adesivo.



**Figura 3.3.** In alto a sinistra: campioni analizzati provenienti dal Site U1410, a destra: vetrini esposti alla radiazione a raggi ultravioletti. In basso: piano di lavoro per la preparazione dei campioni.

I campioni così ottenuti sono pronti per essere analizzati al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti (Figura 3.4). Per un corretto riconoscimento delle specie presenti all’interno dell’associazione, si è utilizzato il microscopio sia a nicols paralleli che a nicols incrociati. Questa procedura permette il riconoscimento delle caratteristiche strutturali e morfologiche che vengono utilizzate per la determinazione dei diversi *taxa*.



*Figura 3.4. Microscopio ottico polarizzatore con fotocamera DeltaPix, utilizzati per l'analisi micropaleontologica.*

Per ogni campione è stata eseguita un'analisi qualitativa preliminare, con lo scopo di definire l'abbondanza e il grado di preservazione dei nannofossili. Successivamente si è passati a un'analisi quantitativa, mediante l'utilizzo di diversi conteggi.

Il primo conteggio consiste nel determinare almeno 300 esemplari e i risultati vengono utilizzati per calcolare le percentuali relative. Rientrano in questo conteggio tutti i *taxa* che hanno percentuali  $\geq 1\%$  (Pospichal, 1991).

Il secondo metodo utilizzato prevede il conteggio del numero di esemplari dello stesso *taxon* presenti su un'area di  $1\text{ mm}^2$  (Backman & Shackleton, 1983), con il fine di stimare le abbondanze semiquantitative di alcuni *taxa*, importanti per la successione studiata. Attraverso l'utilizzo di questo metodo si possono evidenziare la presenza di *taxa* significativi a livello biostratigrafico, considerati specie *marker* rare.

Il terzo metodo prevede il conteggio di un determinato numero di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica. A titolo di esempio, in questo

lavoro si è eseguito questo conteggio su 100 esemplari per il genere *Sphenolithus* e su 30 forme per il genere *Discoaster*; Rio et al., 1990).

In questo elaborato si sono considerate le biozonature proposte da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), a cui si è aggiunto il recente schema proposto da Agnini et al. (2014). Per la determinazione dei *taxa* si è fatto riferimento ai concetti tassonomici esposti in Perch-Nielsen (1985), ove non diversamente specificato. Infine, vengono fornite le microfotografie dei *taxa* più significativi, con lo scopo di chiarire ulteriormente i concetti tassonomici adottati in questa tesi (Appendice – Tavole I-II-III).

La profondità utilizzata per il posizionamento dei campioni è la *metres composite depth (mcd)*. Questa profondità è il risultato della correlazione tra i diversi pozzi perforati e permette di ottenere una successione completa. Nel *Site* U1410 in particolare, si sono integrati i dati ricavati da tre pozzi (Hole A, B e C), ottenendo così una successione continua e completa del materiale.

I dati ricavati dai vari conteggi sono stati analizzati in chiave biostratigrafica, biocronologica e paleoecologica. Successivamente i risultati sono stati sviluppati attraverso grafici, utilizzando il software *Grapher*, ed elaborati con programmi come *AutoCAD* e *Adobe Illustrator*, per evidenziare le variazioni di presenza e o abbondanza nell'associazione e all'interno dei singoli *taxa* o categorie tassonomiche.

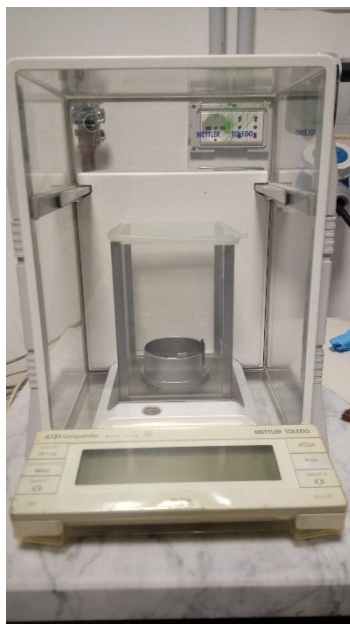
Per una ricostruzione paleoambientale e paleoecologica di maggior dettaglio si sono eseguite delle analisi chimiche per gli isotopi stabili del C e dell'O. Dalle stesse analisi si sono ottenute inoltre, le percentuali di abbondanza di CaCO<sub>3</sub> contenuto nei gusci dei nannofossili calcarei presenti nel materiale studiato.

Per ciascun campione viene prelevato una piccola quantità di materiale, ridotto in polvere mediante l'uso di un mortaio in agata e inserito in apposite capsule in polietilene, precedentemente contrassegnate con la sigla del campione. Successivamente, da ogni capsula è stato prelevato un quantitativo di ca. 250-300 microgrammi di polvere mediante l'uso della bilancia di precisione Mettler Toledo

AT21. La polvere è stata quindi inserita in provette di borosilicato con tappo in gomma perforabile. Quest'ultime sono state quindi posizionate in un rack porta provette. Per ogni campione i vari strumenti sono stati puliti accuratamente, in modo da non avere contaminazioni tra i campioni. Allo stesso modo si è proceduto durante la riduzione del materiale in polvere. Le posizioni dei campioni all'interno del rack e la quantità di materiale di ciascuna provetta vengono riportate in una tabella cartacea rappresentante il rack, così da conoscere la posizione esatta di ogni campione. Per la calibrazione vs VPDB, sono stati inseriti, intervallati ai campioni della successione studiata, delle provette contenenti lo standard interno *Maq 1* marmo di Carrara ( $\delta^{13}\text{C} = 2.58$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -1.15$ ), e uno standard di controllo *GR1* ( $\delta^{13}\text{C} = 0.69$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -10.63$ ). Entrambi questi standard sono stati e vengono periodicamente calibrati con lo standard internazionale *NBS* (Coplen et al., 2006). Infine è stata inserita nel rack una rampa di standard *Maq 1*, con valori progressivi da 50 microgrammi a 500 microgrammi, per la valutazione della quantità di  $\text{CaCO}_3$  presente all'interno dei campioni.



**Figura 3.5.** A sinistra: capsule in polietilene siglate, contenenti le polveri dei vari campioni. A destra: piano di lavoro per la preparazione dei campioni, rack contenente le provette per l'analisi spettrometrica e relativa cartella cartacea con le posizioni e le quantità di ciascun campione.



*Figura 3.6. Bilancia Mettler Toledo AT21 utilizzata per la pesatura dei campioni.*

### *3.2.2 Analisi isotopica con spettrometro di massa*

Le provette precedentemente descritte vengono collocate nello spettrometro di massa Thermo Scientific Delta V Advantage, con periferica GasBench II, all'interno di un contenitore in alluminio mantenuto a temperature di circa 70 gradi centigradi. I campioni mantengono la stessa posizione occupata all'interno del rack. Nel bench viene inserita una prima provetta vuota di prova mentre i rimanenti spazi rimangono liberi. A destra dei campioni viene posta una colonna di provette vuote che servirà ad impedire le eventuali fuoriuscite di acido ortofosforico. Lo strumento, così come è settato, consente l'analisi per un numero massimo di 72 provette per ciclo di analisi.



**Figura 3.7.** Spettrometro di massa Thermo Scientific Delta V Advantage, connesso a Thermo Gassbench II, del Laboratorio di analisi degli isotopi stabili del Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova.

L'analisi prevede varie fasi. La prima fase è il così detto *flush*, che consiste nell'inserimento di gas elio 5.5 all'interno di ciascuna provetta, mediante l'utilizzo di un ago a doppio foro. In questa fase si fa fuoriuscire l'aria contenuta nella provetta, così da evitare possibili alterazioni nelle analisi a causa di gas presenti nell'aria. Questa analisi ha di solito una durata di ca. 3-4 minuti per provetta. Una volta conclusa questa prima fase, si agitano a mano una a una tutte le provette, così da far precipitare al fondo eventuali residui di materiale, risalito lungo le pareti durante l'inserimento dell'elio. Successivamente, si sostituisce l'ago del *flush* con due diversi aghi, uno a foro singolo e uno a doppio foro, necessari per le fasi successive.

La seconda fase, detta acidificazione, consiste nell'inserimento di acido ortofosforico ( $H_3PO_4$ ) > 99%, mantenuto a una temperatura di 70°C. L'acido ortofosforico infatti, a temperature inferiori a 42.35°C si presenta in fase solida, a questa temperatura invece è in fase liquida e può essere quindi facilmente utilizzato durante l'analisi. I due aghi lavorano simultaneamente, il primo acidifica una colonna di provette, mentre il secondo campiona la colonna di provette

precedentemente acidificate. Per questo motivo nel vassoio sono presenti due colonne sterili di provette senza alcun campione all'interno, la prima e l'ultima che non vengono né acidate né analizzate. Prima dell'analisi vera e propria, sono necessari dei test di controllo che permettono di verificare il corretto funzionamento dello strumento. In particolare, si verifica la corretta fuoriuscita dell'acido fosforico dall'ago, constatando che non si sia solidificato all'interno del capillare, si controllano i parametri di background dei gas utilizzati come standard e, infine, si effettuano test ON-OFF, per determinare l'accuratezza della misura. L'operazione inizia con il primo ago che rilascia all'interno della provetta ca. 20 gocce di acido fosforico, mentre il secondo ago campiona il gas CO<sub>2</sub> sviluppato nelle provette della colonna precedente e lo trasporta grazie ad un flusso di He allo spettrometro. La singola analisi dura ca. 20 minuti.

La CO<sub>2</sub> prodotta viene trasportata utilizzando il gas He come *gas carrier*, segue un percorso attraverso una serie di trappole utilizzate per eliminare eventuali tracce di acqua presenti nel campione. Infine la CO<sub>2</sub> prodotta passa attraverso una colonna cromatografica e quindi fluisce verso lo spettrometro, dove un filamento di tungsteno incandescente emette un fascio di elettroni che ionizza il gas. Si producono in questo modo, ioni positivi che subiscono un'accelerazione prodotta da campi elettrici e vengono focalizzati in un fascio di ioni verso un tubo analizzatore. Il tubo viene poi immerso in un campo magnetico generato da un magnete permanente, all'interno del quale gli ioni subiscono una deviazione in funzione del loro rapporto massa/carica, percorrendo così traiettorie con raggi di curvatura diversi. Il flusso di ioni iniziale viene separato in fasci con diversi rapporti di massa/carica, i quali andranno a colpire collettori diversi all'interno del rivelatore. Il software permette di calcolare l'intensità di flusso degli ioni e la trasforma in rapporti isotopici espressi con la notazione  $\delta$ . Dall'analisi si ottiene un tracciato cromatografico contenente 15 picchi per ogni campione; i primi 5 sono relativi al gas di riferimento (CO<sub>2</sub>) utilizzato, i restanti 10 si riferiscono al campione analizzato. Ogni picco è composto da 3 tracciati sovrapposti che corrispondono ai 3 pesi molecolari della CO<sub>2</sub> (44, 45, 46). Per un'analisi ottimale si devono ottenere

picchi con intensità confrontabile e leggermente decrescenti nel tempo. Un picco di bassa intensità (pre-picco) viene registrato poco prima del picco principale è solitamente legato alla presenza di NO<sub>2</sub> nell'aria; durante la reazione infatti, non si ha formazione di azoto. Infine, i dati ottenuti vengono esportati su un foglio di calcolo (in questo caso Excel) e calibrati.

I valori isotopici forniti dallo spettrometro di massa si riferiscono al gas *reference* (CO<sub>2</sub>) utilizzato nei primi cinque picchi dell'analisi. I dati devono essere quindi calibrati rispetto ad uno standard internazionale (i.e., VPDB), in modo da renderli confrontabili con i dati prodotti in altri laboratori (Coplen et al., 2006). La procedura inizia con il controllo dell'andamento del gas *reference* durante il ciclo di analisi. Successivamente i campioni vengono calibrati utilizzando gli standard interni inseriti nella sequenza. Gli standard analizzati vengono isolati e ne viene calcolata la deviazione standard che non deve superare lo 0.1‰. Per i campioni si segue la stessa procedura avendo cura di escludere il primo e l'ultimo picco di ogni analisi. I valori così ottenuti permettono di definire la precisione dell'analisi; più i valori di deviazione standard sono piccoli, migliore è l'analisi effettuata. Solitamente, si accettano valori di deviazione standard inferiori allo 0.1‰.

### *3.3. Magnetostratigrafia e Biocronologia*

In questo elaborato si è fatto riferimento ai dati magnetostratigrafici relativi al *Site* U1410 pubblicati da Yamamoto et al. (2014). La magnetostratigrafia non ha fornito dati completi per tutta la successione studiata; in particolare l'unico dato disponibile corrisponde al passaggio dal Chron C21r al Chron C21n corrisponde a 235.85 mcd di profondità. Questo evento è stato calibrato ad età 47.906 Ma con riferimento alla GPTS 1992 (Cande & Kent). A causa dell'indisponibilità di ulteriori dati magnetostratigrafici, non si è potuto calcolare la posizione dei biorizzonti all'interno dei Chron e di conseguenza stimare l'età dei vari eventi. Per questo, si

sono mantenute le posizioni e le età di riferimento di letteratura pubblicate da Agnini et al. (2014). Correlando le età di letteratura con le profondità ottenute dallo studio della successione si è potuto calcolare la velocità di sedimentazione, lungo la successione.

### 3.4. *Analisi statistica PCA*

Lo studio delle componenti principali è stato effettuato sulle abbondanze relative dei taxa presenti nelle associazioni dei campioni utilizzati. Questa analisi è stata effettuata utilizzando il software *Past*. Partendo dalle abbondanze relative dei principali generi presenti nella successione, si è ottenuto un grafico biplot delle componenti principali (PCA). Inoltre il software fornisce il peso (%) delle varie componenti rispetto alle variazioni osservate nelle associazioni. L'interpretazione del significato delle componenti principali non è sempre di facile comprensione poiché i fattori ecologici che possono effettivamente controllare i cambiamenti delle associazioni sono molteplici. Dalla stessa analisi si è inoltre ottenuto anche il grafico dei *loadings*, che mostra quali generi vengono influenzati da una o dall'altra componente, permettendo così di stabilire i taxa con la stessa affinità paleoecologica.

## 4. INTRODUZIONE ALLA BIOSTRATIGRAFIA E BIOCRONOLOGIA A NANNOFOSSILI CALCAREI

### *4.1. Definizione e affidabilità di un biorizzonte*

Secondo la Guida Internazionale di Nomenclatura Stratigrafica (Salvador, 1994), i biorizzonti sono identificabili come cambiamenti di tipo paleontologico osservabili all'interno di una successione stratigrafica.

Gli eventi biostratigrafici possono essere controllati dall'evoluzione organica (non ripetitivi) oppure dall'evoluzione ambientale (ripetitivi). I primi sono eventi di comparsa e scomparsa evolutiva, mentre i secondi sono controllati da fattori locali come:

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

Un evento biostratigrafico è considerato affidabile, quando mantiene sempre la stessa spaziatura temporale (*spacing*) e la stessa posizione relativa (*ranking*), rispetto ad altri eventi all'interno della stessa successione stratigrafica e in altre successioni riconosciute da diversi autori.

L'affidabilità di un evento è definita da:

- Facilità nel 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

## 4.2. I biorizzonti utilizzati

In questa tesi, per la descrizione dei biorizzonti, si è deciso di seguire la recente nomenclatura proposta da Backman et al. (2012), al fine di evitare i frequenti fraintendimenti causati dai precedenti acronimi. In letteratura si utilizzano spesso biorizzonti come *First Occurrence* (FO) e *Last Occurrence* (LO), ma si ritrovano anche i termini come *Lowest Occurrence* (LO) e *Highest Occurrence* (HO). Come si può notare, lo stesso acronimo LO assume due significati opposti, nel primo caso viene utilizzato per definire la scomparsa di un taxon, mentre nel secondo caso ne identifica la comparsa. Per questi motivi si preferisce l'uso della nomenclatura proposta da Backman et al. (2012), che include i biorizzonti di seguito riportati e utilizzati nel capitolo successivo:

- *Base* = B
- *Base common and continuous* = Bc
- *Top* = T
- *Top common and continuous* = Tc

La posizione di ciascun biorizzonte è stata calcolata utilizzando il punto medio (mid point). Ad esempio, nel caso della comparsa di un taxon(i), il biorizzonte B(i) sarà definito nel punto medio tra il campione in cui il taxon(i) è assente e il primo campione in cui il taxon(i) è presente. Allo stesso modo la scomparsa del taxon(i) sarà definita con il biorizzonte T(i) posizionato tra il campione in cui il taxon(i) è presente e il primo campione in cui è assente.

### *4.3. Introduzione alla biozonatura dei nannofossili calcarei dell'Eocene inferiore*

Per l'Eocene inferiore e medio solitamente si utilizzano le biozonature di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). Queste ultime sono basate sui lavori pionieristici di Hay et al. (1971), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970,1973), Roth et al. (1971) e Bukry (1973, 1975).

L'intervallo di tempo analizzato in questa tesi si può definire attraverso le biozone con sigla "NP" (*Nannoplankton Paleogene*) e numerate in serie progressiva, che ricoprono tutto il Cenozoico, se si fa riferimento alla biozonatura proposta da Martini (1971). Alternativamente si può seguire la biozonatura di Bukry (1973), anch'essa estesa su tutto il Cenozoico, utilizzando principalmente studi da lui svolti nel progetto internazionale Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Bukry, 1970, 1971, 1973, 1975). Successivamente, nel 1980, sulla base di questi dati, è stata pubblicata una versione revisionata della precedente zonatura, da Okada & Bukry. In questa biozonatura vengono utilizzate le sigle "CP" (*Coccolithus Paleogene*) con l'aggiunta di lettere (ie., a, b e c) per indicare le Subzone e l'uso di un numero progressivo per identificarle.

Recentemente è stata pubblicata una nuova biozonatura proposta da Agnini et al. (2014) valida per il Paleogene e per le medie e basse latitudini. Nel capitolo successivo verranno descritti alcuni biorizzonti facendo riferimento a questa zonatura, a causa della scarsa affidabilità di quelli descritti nelle precedenti biozonature. La non affidabilità è dovuta a due cause principali. Il primo aspetto è legato all'utilizzo di marker biostratigrafici rari e non sempre presenti in campioni con buona preservazione. Il secondo è legato al fatto che alcuni biorizzonti non sembrano rispettare lo stesso *ranking e/o spacing* per diverse successioni (Agnini et al., 2014).

La biozonatura di Agnini et al. (2014) per il Paleogene è basata sia su dati ricavati da materiale raccolto nei progetti DSDP e ODP, sia su successioni di ambiente

marino affioranti a terra. Il Paleogene è descritto in 38 biozone totali, così ripartite: 11 per il Paleocene, 21 per l'Eocene e 6 per l'Oligocene.

Con lo scopo di conferire maggiore stabilità alla zonatura, ciascuna biozona è stata definita da un solo biorizzonte, anche se spesso vengono forniti dei biorizzonti aggiuntivi per una migliore descrizione. La nomenclatura utilizzata fa riferimento a quella proposta da Wade et al. (2011) ed è composta da una sigla che si riferisce al gruppo di microfossili studiati, in questo lavoro "CN" (*Calcareous Nannofossils*), da una lettera che indica l'iniziale della Serie (P = Paleocene, E = Eocene, O= Oligocene), in questo caso E, infine un numero progressivo indice della biozona (Figura 4.1).

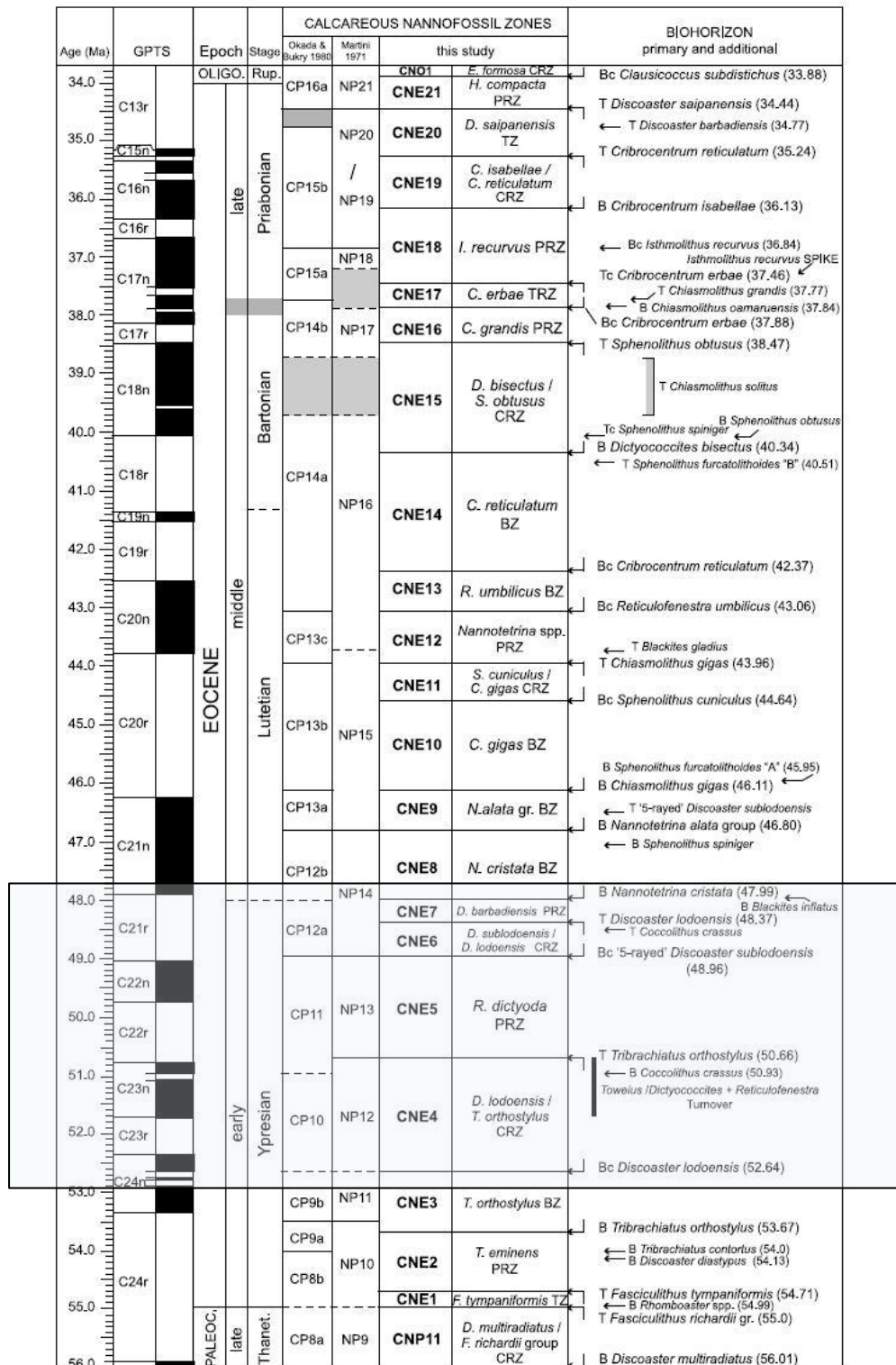


Figura 4.1. Le biozone CN e i biorizzonti proposti per l'Eocene da Agnini et al. (2014). Sono riportate le biozonature di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), la Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) proposte da Cande & Kent (1995), fino al Chron C19r, e da Palike et al. (2006) nell'intervallo più recente. Le bande grigie rappresentano l'incertezza nel definire i limiti cronostatigrafici e di biozona. Il riquadro azzurro evidenzia l'intervallo considerato in questa tesi (modificato da Agnini et al., 2014).



## 5. RISULTATI E DISCUSSIONE

### *5.1. Caratteristiche generali delle associazioni a nannofossili calcarei nei sedimenti recuperati all'IODP Site U1410 (Hole A, B e C)*

Il contenuto fossilifero è generalmente abbondante lungo tutta la sezione studiata. La preservazione dei nannofossili calcarei, invece, cambia in relazione alla profondità. L'intervallo più profondo, tra 278.74 e 247.75 mcd (*meter composite depth*), corrispondente ai campioni tra 342-U1410A-28X-3W-12CC e 342-U1410B-27X-2W, 8 cm, presenta una preservazione medio-buona, con diversi esemplari frammentati e ricristallizzati. La parte più recente della successione analizzata, da 246.94 a 261.59 mcd (dal campione 342-U1410C-25X-5W, 43 cm al 342-U1410A-26X-3W, 120 cm), la preservazione varia tra media-buona e ottima. Questa variazione è collegata alla litologia della successione che in questo intervallo cambia più volte passando da *ooze* carbonatico a nannofossili calcarei e selce (IVb) ad argilla (III). Nel dettaglio si osservano campioni simili a quelli dell'intervallo precedente, con esemplari spesso ricristallizzati, intercalati a campioni che mostrano una preservazione del contenuto fossile ottima. Nell'intervallo tra 263.50 e 241.91 mcd sono stati osservati dei frammenti di selce.

I generi più abbondanti dell'associazione sono *Zygrhablithus* e *Coccolithus* che mostrano abbondanze comuni per tutta la successione. Nella parte inferiore della successione il genere *Toweius* è presente con percentuali che arrivano fino al 20 %. Dal campione U1410 A-26X-6W, 16 cm (265.05 mcd, vedi Figura 5.10) il genere *Toweius* diminuisce in coincidenza con la comparsa del genere *Reticulofenestra* e successivamente, da 255 mcd, del genere *Dictyococcites*, con abbondanze fino al 52 %. Altri elementi dell'associazione sono *Cyclicargolithus*, *Discoaster*, *Sphenolithus*, che raggiungono percentuali fino al 20 %. Infine, l'associazione

risulta costituita da elementi minori quali *Chiphragmalithus*, *Chiasmolithus*, *Blackites*, *Clausicoccus*, *Helicosphaera*, presenti in percentuali < del 2.5%.

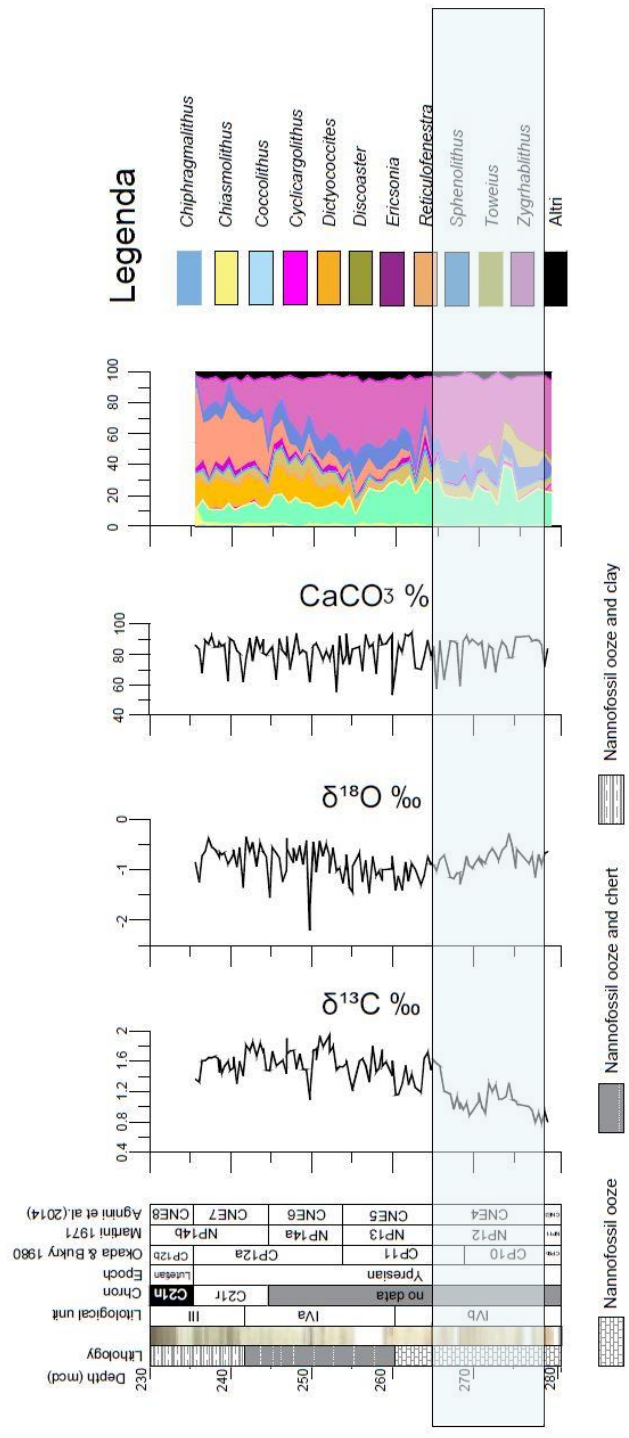


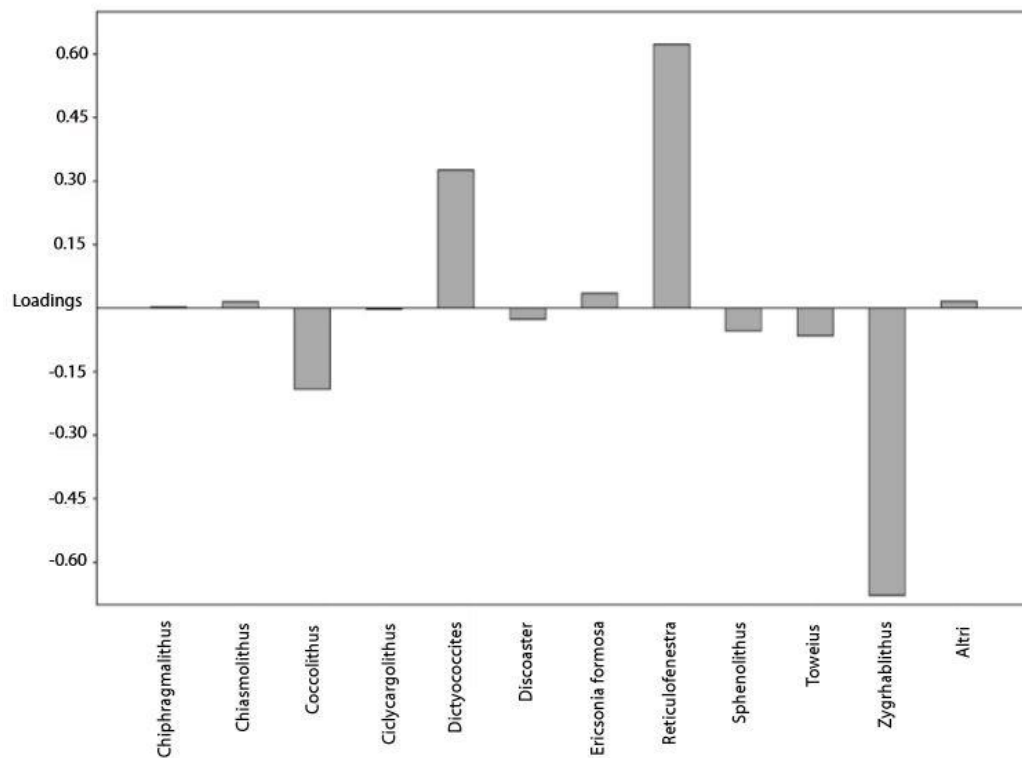
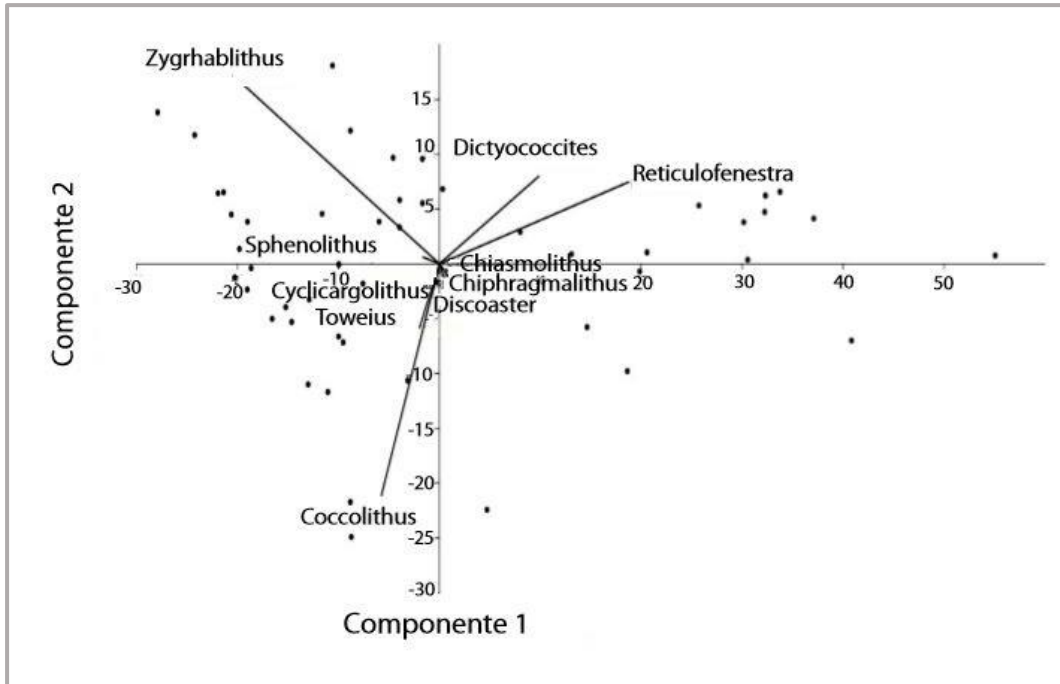
Figura 5.1. Grafico delle abbondanze relative (%) cumulative dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei nell'intervallo studiato. Sulla sinistra sono riportati: profondità (mcd), legenda litologica, immagini delle carote e unità litologiche (Norris et al., 2014), cronostratigrafia, magnetostratigrafia (Yamamoto et al., 2014), biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), curve isotopiche di C, O e percentuali di abbondanza di CaCO<sub>3</sub>, ottenute attraverso analisi spettrometrica, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma.

Il conteggio su 100 esemplari effettuato sul genere *Sphenolithus*, è stato eseguito senza problemi, ad accezione del campione 342-U1410A-28X-3W-12 CC (278.74 mcd). La difficoltà ad effettuare il conteggio è legata alla bassa abbondanza assoluta e relativa delle forme attribuibili a questo genere.

Un'interpretazione preliminare del significato paleoecologico è stata effettuata utilizzando lo studio delle componenti principali (PCA), al fine di evidenziare quali fattori e con quali percentuali influenzano la variabilità dell'associazione a nannofossili calcarei (Figs. 5.2, 5.3).

Analizzando i generi presenti nell'associazione e i fattori ecologici che influenzano la loro abbondanza, emerge l'importanza di due componenti principali, che influenzano le relazioni con percentuali rispettivamente di 73.518% e 13.692%. In particolare, i generi *Dictyococcites* e *Reticulofenestra* mostrano affinità molto diverse rispetto ai generi *Coccolithus*, *Zygrhablithus* e *Toweius*. Infatti, mentre i primi due sono influenzati principalmente dalla componente 1, i restanti tre vengono controllati dalla seconda componente. I generi con percentuali di abbondanza minori nell'associazione, vengono influenzati da entrambe le componenti, senza nette dominanze. Il grafico *biplot* non permette di definire con certezza quali siano le due componenti ecologiche che controllano le abbondanze dei generi dell'associazione; tuttavia si nota che i campioni più vecchi si collocano nei domini di *Toweius* e *Coccolithus* e *Zygrhablithus*, mentre quelli più recenti nei generi *Reticulofenestra* e *Dictyococcites*. Questa disposizione dei campioni fa supporre che il tempo sia la componente che influenzi maggiormente l'associazione a nannofossili calcarei. In particolare l'evento EECO rappresenta un chiaro spartiacque tra le associazioni pre-evento dominate da *Toweius*, *Coccolithus*, *Zygrhablithus* e le associazioni post-EECO che sono invece caratterizzate dalla presenza dei generi *Reticulofenestra* e *Dictyococcites*, due generi che rappresentano il passaggio alle associazioni moderne. Per ottenere dati di maggior dettaglio sarebbe necessario svolgere studi più approfonditi sul legame tra i *taxa* e i parametri ecologici, tuttavia in questo lavoro di tesi ci si è concentrati

principalmente sugli aspetti cronologici della sezione studiata.



**Figura 5.2. - 5.3. Analisi PCA. Sopra: Grafico biplot che rappresenta la correlazione esistente tra singoli campioni e le componenti principali, e tra l'abbondanza relativa dei generi presenti nelle associazioni e le due componenti principali più significative. Sotto: grafico a colonne che mostra come e quali generi vengono influenzati dalla componente 1.**

## 5.2. Biostratigrafia a nannofossili calcarei all'IODP Site U1410 (Hole A, B, C)

### 5.2.1 I biorizzonti delle zonature standard

Nel seguente paragrafo vengono descritti i biorizzonti utilizzati nelle zonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) riconosciuti nell'intervallo studiato. In Appendice vengono fornite tre tavole fotografiche contenenti le microfotografie dei *taxa* più significativi dal punto di vista biostratigrafico.

#### Base comune *Discoaster lodoensis* (base Zona CP10 e Zona NP12)

Nella successione analizzata la comparsa (B) di *D. lodoensis* è stata osservata tra il campione 342-U1410A-28X-1W, 141 cm e il campione 342-U1410A-28X-1W, 61 cm (277.60 mcd) con scarsa abbondanza iniziale, per poi diventare continuo e comune tra il campione 342-U1410A-27X-5W, 99 cm e il campione 342-U1410A-27X-5W, 10 cm (273.54 mcd; Fig. 5.9). *Discoaster lodoensis* rimane presente fino alla fine della successione, anche se con rare e discontinue abbondanze negli ultimi campioni. I dati di bordo ottenuti durante la spedizione, riportano la comparsa comune di *D. lodoensis* già dal campione 342-U1410A-28CC (*mcd\_TOP* 278.98 mcd). Nella biozonatura di Martini (1971) la comparsa di *D. lodoensis* definisce la base della Zona NP12, che corrisponde alla base della Zona CP10 (Okada & Bukry, 1980).

#### Base *Coccolithus crassus* (base Zona CP11)

Nella successione studiata, la comparsa (B) di *C. crassus* è stata osservata tra il campione 342-U1410A-27X-1W, 54 cm e il campione 342-U1410A-26X-6W, 92 cm (266.67 mcd; Figura 5.9). La comparsa (B) di *C. crassus* in letteratura definisce la base della Zona CP11 (Okada & Bukry, 1980) e si colloca nella parte inferiore del

Chron C23n (circa 50.9 Ma utilizzando la GPTS di Cande & Kent (1992), Agnini et al. 2006, Coccioni et al. 2012). I dati di questo lavoro sono in accordo con i dati della spedizione, che riportano la comparsa di *C. crassus* dal campione 342-U1410A-26CC (270.91 mcd).

### Top *Tribrachiathus orthostylus* (base Zona NP13)

Nel materiale studiato *T. orthostylus*, sebbene con abbondanza scarsa, è presente dal primo campione, 342-U1410A-28CC (*mcd\_TOP* 278.45 mcd); la sua scomparsa (T) è stata osservata tra il campione 342-U1410A-26X-6W, 92 cm e il campione 342-U1410A-26X-6W, 16 cm (265.43 mcd; Fig. 5.9). I dati raccolti a bordo sono simili a quelli ricavati in questo studio e definiscono la scomparsa di *T. orthostylus* a partire dal campione 342-U1410A-26X-4W, 85 cm (*mcd\_TOP* 263.52 mcd). In letteratura la scomparsa (T) di *T. orthostylus* è utilizzata per marcare la base della Zona NP13 (Martini, 1971) ed ha un'età stimata di 50.66 Ma (Agnini et al.; 2014).

### Base comune *Discoaster sublodoensis* (morfotipo 5 raggi) (base Subzona CP12a e Zona NP14)

Nella successione analizzata, la comparsa (B) di *D. sublodoensis* (morfotipo a 5 raggi) è stata osservata tra il campione 342-U1410B-27X-5W, 127 cm e il campione 342-U1410B-27X-5W, 47 cm (253.04 mcd; Fig. 5.9). Da questo punto, la specie è presente almeno fino al top della successione studiata. La sua distribuzione non è continua, infatti in diversi campioni è assente (342-U1410B-27X-4W, 112 cm, *mcd\_TOP* 251.79 mcd, 342-U1410B-27X-4W, 32 cm, *mcd\_TOP* 251.09 mcd, 342-U1410B-27X-3W, 103 cm, *mcd\_TOP* 250.20 mcd, 342-U1410B-27X-2W, 86 cm, *mcd\_TOP* 248.53 mcd, 342-U1410C-25X-4W, 103 cm, *mcd\_TOP* 246.04 mcd, 342-U1410B-26X-5W, 15 cm, *mcd\_TOP* 242.72 mcd), mentre in altri è presente in quantità elevate, con percentuali di abbondanza fino al 41.67% (all'interno del genere *Discoaster*) nel campione 342-U1410C-24X-4W, 103 cm (*mcd\_TOP* 236.49

mcd). *Discoaster subloidoensis* nella successione studiata diventa comune dal campione 342-U1410C-25X-3W, 90 cm (*mcd\_TOP* 244.41 mcd), mentre i dati di bordo riportano l'evento a 247.95 mcd (campione 342-U1410A-24X-CC). La comparsa comune di *D. subloidoensis* a 5 raggi definisce la base della Subzona CP12a (Okada & Bukry, 1980) che coincide con la base della Zona NP14 di Martini (1971). Il primo a proporre l'utilizzo del morfotipo a 5 raggi come marker biostratigrafico è stato Backman nel 1986. In seguito, l'utilizzo del morfotipo a cinque raggi è stato formalizzato da Agnini et al. (2014).

#### Base *Blackites inflatus* (base SubZona CP12b)

Nella successione studiata, la comparsa (B) di *B. inflatus* è stata osservata tra il campione 342-U1410C-24X-4W, 103 cm e il campione 342-U1410C-24X-4W, 20 cm (236.08 mcd) e rimane presente fino alla fine del materiale studiato. I dati di bordo riportano la comparsa di *B. inflatus* a profondità 239.57 mcd, al campione 342-U1410A-23X-6W, 108 cm. In letteratura si utilizza questo bioevento per definire la base della SubZona CP12b (Okada & Bukry, 1980) che coincide con la base del piano Luteziano (Molina et al., 2011). La discrepanza tra il dato di bordo e il dato ottenuto in questa tesi può essere dovuta alla presenza rara e discontinua del *taxon* nella parte più bassa della sua distribuzione.

#### *5.2.2 I biorizzonti addizionali*

In aggiunta ai biorizzonti utilizzati nelle biozonature standard di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), vengono di seguito commentati alcuni biorizzonti addizionali proposti in letteratura (Agnini et al., 2014).

### Top *Discoaster lodoensis* (base Zona CNE7)

La scomparsa (T) di *D. lodoensis* nel materiale studiato è stata osservata tra il campione 342-U1410C-25X-4W, 103 cm e il campione 342-U1410C-25X-4W, 15 cm (245.60 mcd; Fig. 5.9), anche se alcuni esemplari sono stati osservati in campioni più recenti (342-U1410C-24X-5W, 110 cm, *mcd\_TOP* 238.06 mcd, 342-U1410C-24X-4W, 103 cm, *mcd\_TOP* 236.49 mcd, 342-U1410A-23X-5W, 43 cm, *mcd\_TOP* 232.72 mcd). Alla stessa profondità (245.16 mcd; Fig. 5.9) è stata registrata l'estinzione di *C. crassus*. I dati della spedizione riportano la scomparsa (T) di *D. lodoensis* a 239.73 mcd (campione 342-U1410A-23CC). Il Top di *D. lodoensis*, secondo la biozonatura di Agnini et al. (2014), marca la base della Biozona CNE7.

### Base *Nannotetrina cristata* (base Zona CNE8)

Nella successione studiata la comparsa (B) di *N. cristata* si è stata osservata tra il campione 342-U1410C-24X-3W, 130 cm e il campione 342-U1410A-23X-5W, 43 cm (233.99 mcd; Fig. 5.9), mentre i dati di bordo riportano la comparsa a profondità 237.66 mcd dal campione 342-U1410A-24X-2W, 84 cm. Secondo la biozonatura di Agnini et al. (2014), la comparsa (B) di *N. cristata* definisce la base della Zona CNE8 e approssima la base del piano Luteziano. La Zona CNE8 corrisponde alla parte superiore della Zona NP14 (Martini, 1971) e alla Subzona CP12b (Okada & Bukry, 1980). In questo studio si è preferito usare *N. cristata* per la sua maggiore abbondanza e migliore preservazione rispetto a *B. inflatus*. Quest'ultimo infatti è ben rappresentato nei sedimenti di bassa profondità, piuttosto raro, quando non assente, in ambiente pelagico.

### Base *Pseudotriquetrorhabdulus inversus*

La base di *P. inversus* è stata osservata tra il campione 342-U1410B-26X-4W, 84 cm e il campione 342-U1410B-26X-4W, 5 cm (241.51 mcd; Fig. 5.9). Pur non essendo un biorizzonte utilizzato in nessuna biozonatura, la sua posizione sembra consistente con i dati di letteratura che riportano la posizione di questo biorizzonte molto vicino alla Base di *N. cristata* (Backman, 1986; Agnini comunicazione personale).

### 5.2.3 Classificazione biostratigrafica della sezione

Il materiale studiato ha età eocenica inferiore (Ypresiano) con l'eccezione dell'ultimo campione analizzato (342-U1410A-23X-5W, 46 cm; *mcd*\_TOP 232.72 mcd) che appartiene alla Zona CP12b per la presenza di *B. inflatus*, biorizzonte che definisce la base del piano Luteziano.

Per inquadrare a livello biostratigrafico la successione studiata al Site U1410 (Hole A, B e C) si sono utilizzate tre biozonature. Secondo le biozonature di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), l'intera sezione copre l'intervallo che va dalla Zona NP11 fino alla Zona NP14 ovvero dalla Zona CP10 fino alla parte inferiore della Subzona CP12b (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980).

Per aumentare la risoluzione biostratigrafica, è stata utilizzata la biozonatura di Agnini et al. (2014), riportata nel Capitolo 4, valida per le medie e basse latitudini, quindi coerente con la provenienza del materiale dell'ODP 1410 (Atlantico nord-occidentale). Secondo questa biozonatura la sezione studiata è compresa tra la Zona CNE3 e la Zona CNE8.

La base della sezione (278.74 mcd) si colloca entro la Zona CNE3 (Agnini et al., 2014), per la presenza di *T. orthostylus* e per l'assenza di *D. lodoensis*.

L'intervallo tra 277.20 mcd e 265.05 mcd del materiale analizzato corrisponde alla Zona CNE4 (Agnini et al., 2014), che è definita dalla presenza comune e continua di *D. lodoensis*, *C. crassus* e *T. orthostylus*. In questo range biostratigrafico si sono osservati dei cambiamenti nell'associazione a nannofossili calcarei. In particolare è evidente, nei campioni osservati a queste profondità, il turnover tra *Toweius*, genere che domina l'associazione fino a 265.81 mcd e *Reticulofenestre/Dyctiococcites* che compaiono e mostrano abbondanze comuni da 263.50 mcd (Fig. 5.10). Un altro evento presente in questa Zona è la comparsa di *C. crassus* registrata a profondità 265.81 mcd.

La Zona CNE5 (Agnini et al., 2014) è definita per l'assenza di *T. orthostylus* e di *D. sublodoensis* (morfotipo a 5 raggi) e per la comune presenza di *Reticulofestra*. Nella successione studiata la Zona CNE5 corrisponde all'intervallo da 265.05 mcd a 252.64 mcd.

La Zona CNE6 (Agnini et al., 2014) corrisponde all'intervallo tra 252.64 mcd e 245.16 mcd ed è stata definita sulla base della presenza comune di *D. sublodoensis* (5 raggi) e di *D. lodoensis*.

La Zona CNE7 (Agnini et al., 2014), definita dall'assenza di *D. lodoensis* e di *N. cristata*, corrisponde all'intervallo tra 244.41 mcd e 235.26 mcd. All'interno di questa biozona si osserva la comparsa di *B. inflatus*, a partire da 235.66 mcd.

La base della Zona CNE8 (Agnini et al., 2014) approssima l'inizio del piano Luteziano; il biorizzonte che viene utilizzato è la comparsa di *N. cristata* osservato a 232.72 mcd nella successione studiata.

Per maggiore chiarezza i dati sono riportati nella Tabella 5.1, nella quale vengono forniti l'identificativo dei campioni, la profondità (*mid point*), il Chron a cui appartiene l'evento con la relativa posizione e l'età in Ma (Agnini et al.; 2014) riferita alla GPTS (1995).

### 5.3. Biocronologia a nannofossili calcarei al Site U1410

#### (Hole A, B, C)

I dati magnetostratigrafici della sezione studiata sono parziali, in particolare sono disponibili solo per la parte alta della successione studiata dove il metodo di perforazione è stato l'APC. In questo intervallo è stata riconosciuta la base del Chron C21n. Lungo il resto della sequenza, perforata utilizzando il sistema XBC, il dato magnetostratigrafico è di bassa qualità, tuttavia non si esclude la possibilità di ottenere in futuro dati magnetostratigrafici per questa parte della successione (Norris et al.; 2014). Vista la mancanza, ad eccezione della base del Chron C21n e C20r, di inversioni magnetostratigrafiche, per costruire il modello d'età della successione analizzata, si è utilizzato un age-depth plot (Figura 5.5). A questo scopo si sono usati i dati biostratigrafici ottenuti dalla sezione analizzata (posizione dei biorizzonti) e i relativi dati cronologici disponibili in letteratura (Agnini et al., 2014). Il grafico ottenuto è coerente con il modello età-profondità costruito con i dati di bordo ottenuti durante la spedizione (Figura 5.6), che utilizzano solo in parte i biorizzonti utilizzati in questo lavoro.

Dal grafico age-depth si sono quindi ottenute le velocità di sedimentazione per la sezione studiata all'IODP Site U1410. Nel dettaglio, nell'intervallo tra 273.54 mcd e 253.04 mcd si è ottenuta una velocità di sedimentazione di 0.51 cm/Ky (Fig. 5.5). La bassa velocità di sedimentazione coincide con l'intervallo che dovrebbe documentare l'EEO. Questo dato può essere interpretato come dovuto a una bassa velocità di accumulo o, invece, alla presenza di uno *hiatus*. A supporto della prima opzione possiamo portare il fatto che la velocità di sedimentazione calcolata nella parte bassa della successione è consistente con i tassi di accumulo che solitamente caratterizzano la deposizione di sedimenti pelagici. Inoltre i dati ricavati sono in accordo con quelli ottenuti a bordo, che riportano, per questo intervallo una velocità di sedimentazione pari a 0.66 cm/Ky.

A supporto della seconda opzione, ovvero della presenza di un possibile *hiatus* nella successione studiata è la posizione di due biorizzonti Top *Toweius* spp. e Base *Reticulofenestra* spp. e *Dictyococcites* spp., che sono solitamente spaziate di ca. 1 Ma (Agnini et al., 2006). Un'ulteriore conferma viene dall'andamento della curva isotopica del  $\delta^{13}\text{C}$  che mostra un cambiamento improvviso, da valori più leggeri a valori più pesanti, a una profondità di ca. 265 mcd (Fig. 5.11). In letteratura l'EEO, ovvero in termini biostratigrafici tra Top *Toweius* spp. e Base *Reticulofenestra* spp., si registrano continui spostamenti tra valori isotopici pesanti e leggeri (Luciani et al., 2016); al contrario per la successione analizzata, si osserva la totale mancanza di questa instabilità e, di contro, l'improvviso spostamento dei valori del  $\delta^{13}\text{C}$  verso valori isotopici più pesanti. Infine, bisogna sottolineare come molte delle sequenze che registrano questo intervallo sono difatto incomplete o estremamente condensate (Norris et al., 2014). In particolare l'Atlantico settentrionale è caratterizzato dalla presenza di un orizzonte di selce che costituisce un forte riflettore sismico (Ac) riconoscibile a scala regionale (Muttoni & Kent, 2007).

Nell'intervallo tra 253.04 mcd e 233.99 mcd si è ottenuta una velocità di sedimentazione di 1.96 cm/Ky (Fig. 5.5) più elevata rispetto a quella ottenuta nella parte più bassa della successione. La variazione nella velocità di sedimentazione è consistente con il passaggio da litologie prevalentemente pelagiche (ooze a nannofossili) a litologie emipelagiche, dove la componente argillosa aumenta in maniera significativa. A circa 240 mcd, si osserva un cambiamento graduale e lento da sedimenti carbonatici a sedimenti argillosi (Norris et al., 2014). Questo importante cambiamento litologico, che avviene alla transizione tra Ypresiano e Luteziano, è interpretato come la risposta sedimentologica all'onset della *Deep Western Boundary Current* atlantica. Ad oggi, questa corrente si forma alle alte latitudini e mette in comunicazione l'area tra Groenlandia, Scozia e Mare del Labrador con la regione dell'oceano meridionale, ricoprendo un importantissimo ruolo nella circolazione oceanica globale (Boyle et al., 2017). Le evidenze sedimentologiche riconosciute nei sedimenti recuperati durante la spedizione

IODP 342 (Norris et al., 2014; Boyle et al., 2017) e il lavoro di questa tesi indicano che l'inizio della sedimentazione di depositi conturritici da drift sia iniziata al sito U1410 alla transizione tra Ypresiano e Luteziano.

Evento	Campione top	Campione base	Mid point (mcd)	Chron	Posizione dal top Chron	Età (Ma) GPTS 1995
C20r/C21n	-	-	204.18	-	0	45.724
B <i>Nannotetrina cristata</i>	342-U1410A-23X-5W, 43 cm	342-U1410C-24X-3W, 130 cm	233.99	C21n	0.07	47.99
B <i>Blackites inflatus</i>	342-U1410C-24X-4W, 20 cm	342-U1410C-24X-4W, 103 cm	236.07	C21n	-	-
C22r/C21n	-	-	235.85	-	0	47.349
T <i>Discoaster lodoensis</i>	342-U1410C-25X-3W, 90 cm	342-U1410C-25X-4W, 15 cm	245.60	C21r	0.41	48.37
B <i>Discoaster sublodoensis</i> (5 raggi)	342-U1410B-27X-5W, 47 cm	342-U1410B-27X-5W, 127 cm	253.04	C21r	0.93	48.96
Bc <i>Reticulofenestra</i> spp.	342-U1410A-26X-5W, 11 cm	342-U1410A-26X-5W, 11 cm	263.50	C22r	0.89	50.66
T <i>Tribrachiathus orthostylus</i>	342-U1410A-26X-6W, 16 cm	342-U1410A-26X-6W, 92 cm	265.43	C22r	0.89	50.66
B <i>Coccolithus crassus</i>	342-U1410A-26X-6W, 92 cm	342-U1410A-27X-1W, 54 cm	266.67	C23n	0.16	50.93
Bc <i>Discoaster lodoensis</i>	342-U1410A-27X-5W, 10 cm	342-U1410A-27X-5W, 99 cm	273.54	C24n.1n	0.93	52.64

Figura 5.4. Biorizzonti a nanfossili calcarei utilizzati per la classificazione biostratigrafica della sezione, campioni di riferimento dell'evento e relativo punto medio, Chron di appartenenza del biorizzonte, posizione dal top del Chron ed età dell'evento.

## AGE MODEL

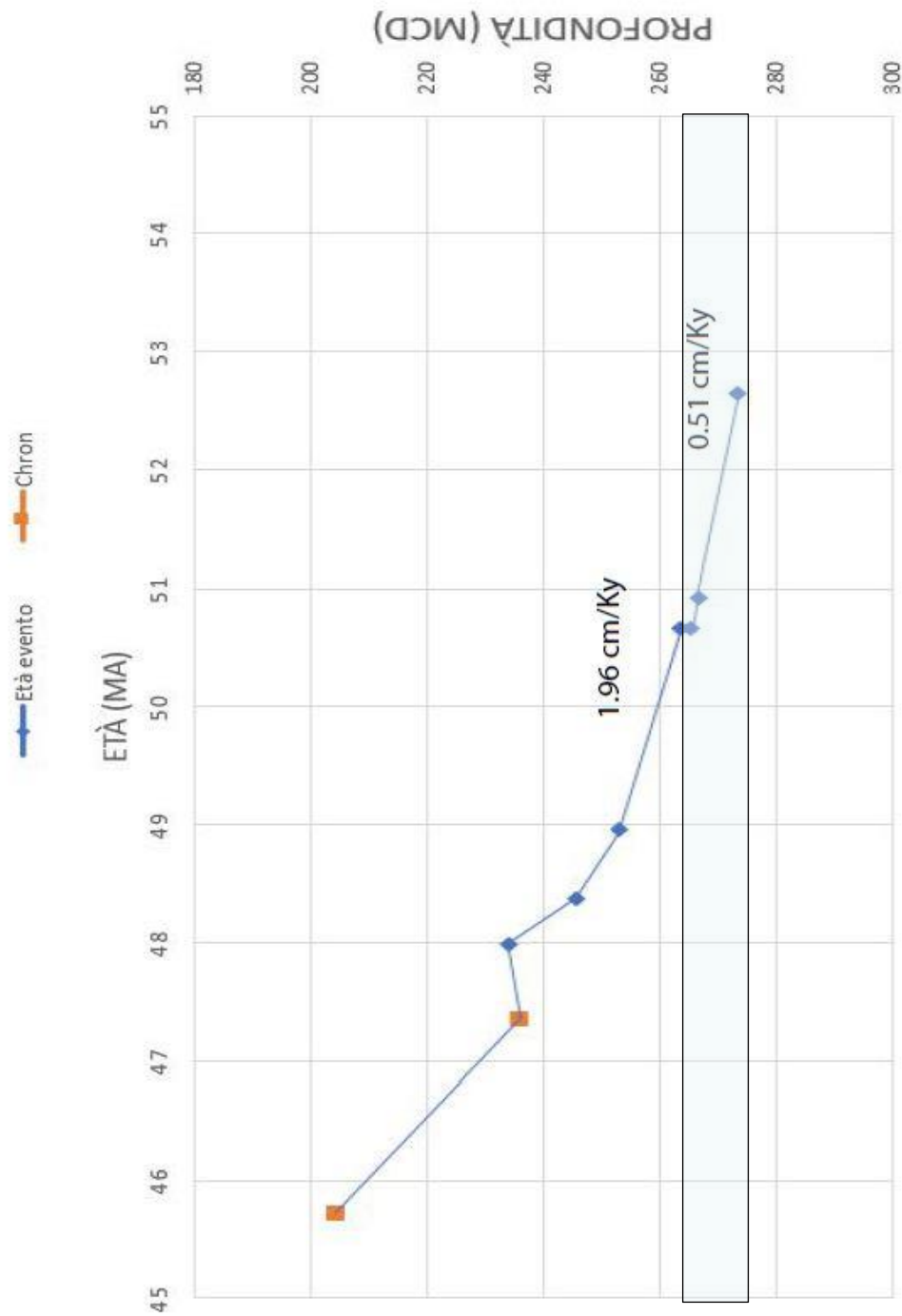


Figura 5.5. Age Model. Il modello di età è stato costruito utilizzando le età di letteratura dei biorizzonti a nanofossili calcarei (Agnini et al., 2014) le profondità dei biorizzonti stessi come osservate nella sezione studiata all'ODP Site 1410 (Hole A, B e C). In blu sono riportati gli eventi biostratigrafici, in rosso i dati di magnetostratigrafia (Yamamoto et al, 2014) relativi al Site 1410. La barra indica la posizione dell'EECO, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

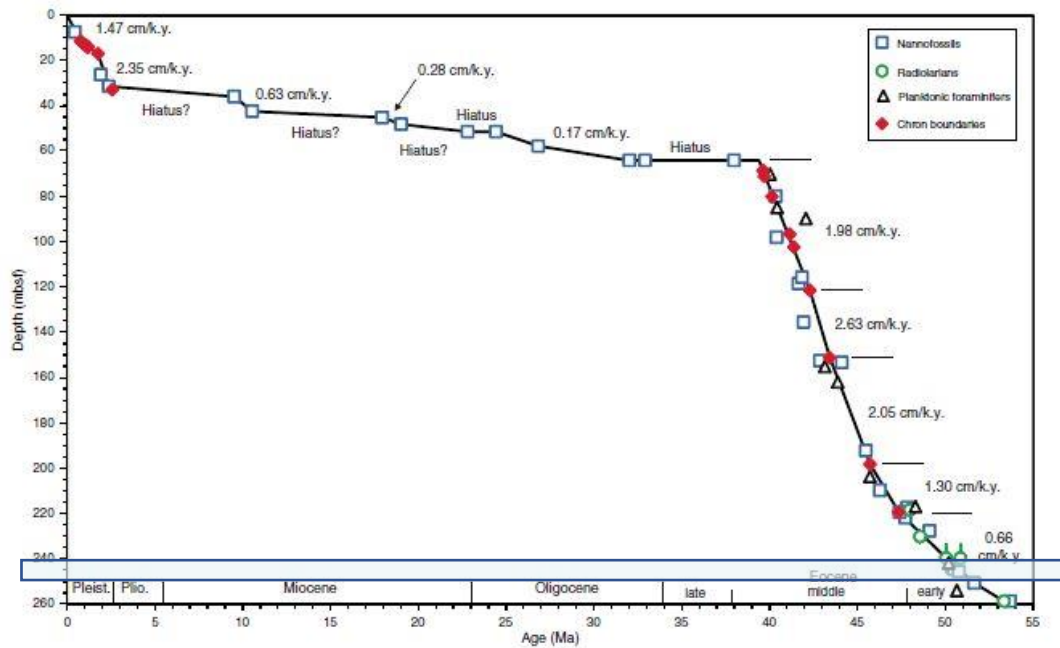


Figura 5.6. Modello età-profondità costruito per il pozzo A del Site U1410. Sul grafico sono riportati gli eventi paleomagnetici (in rosso), i dati dei foraminiferi bentonici (in nero), gli eventi dei radiolari (in verde) e dei nannofossili calcarei (in blu). La barra indica la posizione dell'EECO definita in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

Datum tie point	Datum	Datum type	Zone	Age (Ma)	Midpoint depth (mbsf)	Distance (m)	Duration (Ma)	LSR (cm/k.y.)	Notes
D01	C1n (Brunhes)/C1r.1r (Matuyama)	Chron boundary		0.78	11.50	11.50	0.78	1.47	
D02	C1r.3r/C2n (Olduvai)	Chron boundary		1.78	17.13	5.63	1.00	0.56	
D03	T <i>Discoaster pentaradiatus</i>	Calcareous nannofossil	NN17	2.39	31.51	14.39	0.61	2.35	Condensed
D04	T <i>Discoaster hamatus</i>	Calcareous nannofossil	NN10	9.53	36.04	4.52	7.14	0.06	
D05	B <i>Discoaster hamatus</i>	Calcareous nannofossil	NN9	10.55	42.50	6.47	1.02	0.63	
D06	Tc <i>Sphenolithus belemnos</i>	Calcareous nannofossil	NN4	17.95	45.23	2.73	7.40	0.04	Condensed
D07	B <i>Sphenolithus belemnos</i>	Calcareous nannofossil		19.03	48.23	3.00	1.08	0.28	
D08	B <i>Discoaster druggii</i>	Calcareous nannofossil	NN2	22.82	51.50	3.27	3.79	0.09	Condensed
D09	T <i>Sphenolithus ciperoensis</i>	Calcareous nannofossil	NN1	24.43	51.50	0.00	1.61	0.00	Hiatus
D10	T <i>Sphenolithus distentus</i>	Calcareous nannofossil	NP25	26.84	57.88	6.38	2.41	0.26	Average rate = 0.17 cm/k.y.
D11	T <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (>14 μm)	Calcareous nannofossil	NP23	32.02	64.21	6.34	5.18	0.12	
D12	Inferred hiatus			39.40	64.21	0.00	7.38	0.00	Hiatus
D13	C19r/C20n	Chron boundary		42.30	121.55	57.34	2.90	1.98	
D14	C20n/C20r	Chron boundary		43.43	151.27	29.72	1.13	2.63	
D15	C20r/C21n	Chron boundary		45.72	197.39	46.99	2.29	2.05	
D16	C21n/C21r	Chron boundary		47.35	218.06	21.08	1.62	1.30	
D17	B <i>Lamptonium fabaeforme constrictum</i>	Radiolarian	RP9	50.05	239.65	20.31	2.70	0.75	
D18	B <i>Coccolithus crassus</i> *	Calcareous nannofossil		51.64	250.62	10.97	1.59	0.69	Average rate = 0.66 cm/k.y.
D19	B <i>Buryella clinata</i>	Radiolarian	RP7	53.35	258.70	8.08	1.71	0.47	

\* = From Agnini et al. (2007) recalibrated to GTS2012. LSR = linear sedimentation rate. T = top, Tc = top common, B = base.

Figura 5.7. Eventi biostratigrafici e magnetostratigrafici utilizzati per la costruzione del modello età-profondità (Norris et al., 2014).

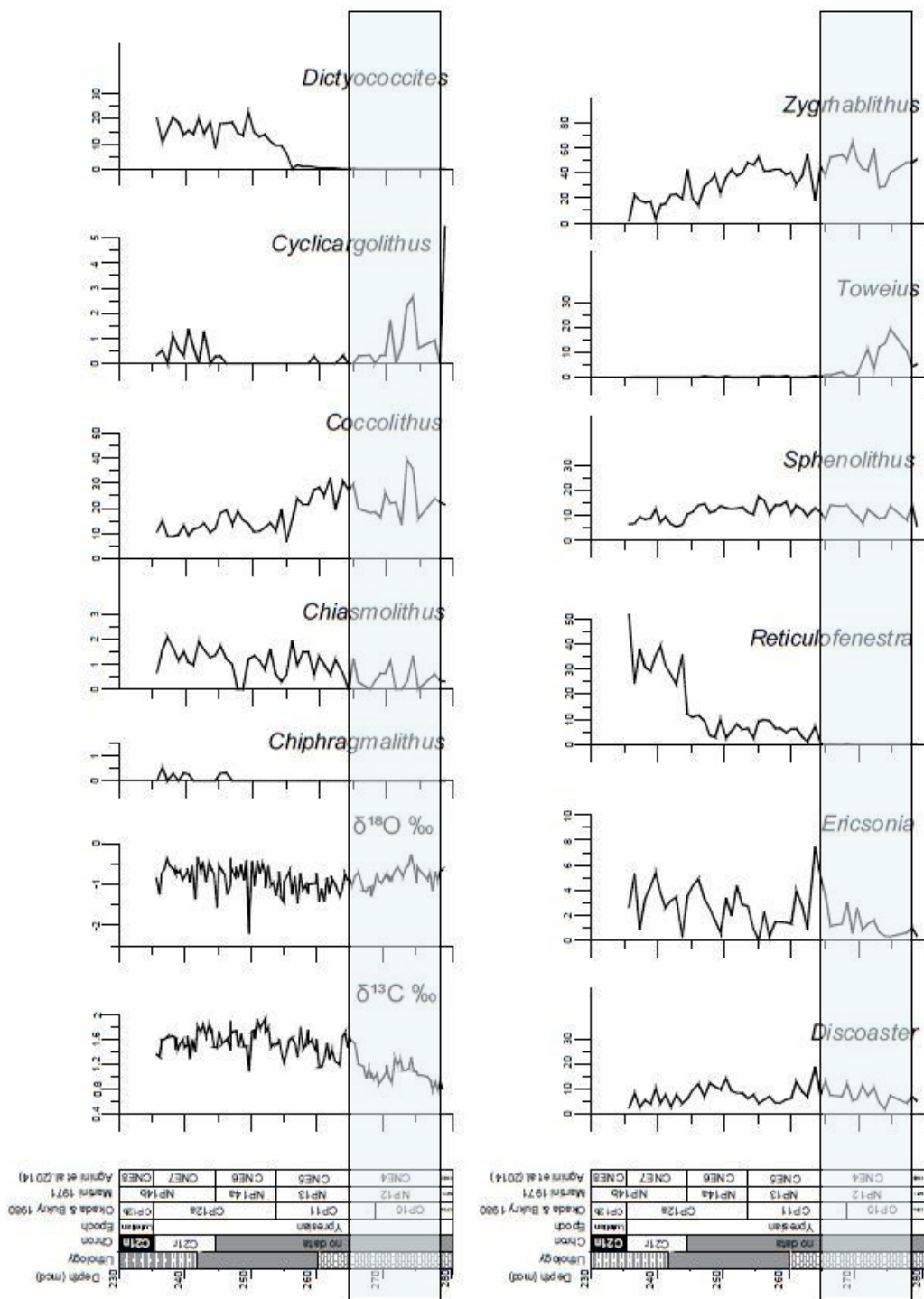


Figura 5.8. Abbondanze relative (%) dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato all'ODP Site 1410 (Hole A, B e C). Sulla sinistra sono riportati: profondità (mcd), legenda litologica, immagini delle carote e unità litologiche (Norris et al., 2014), cronostratigrafia, magnetostratigrafia (Yamamoto et al., 2014), biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), curve isotopiche del C e O ottenute attraverso analisi spettrometrica a Gasbench II. La barra indica la posizione dell'EECO, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

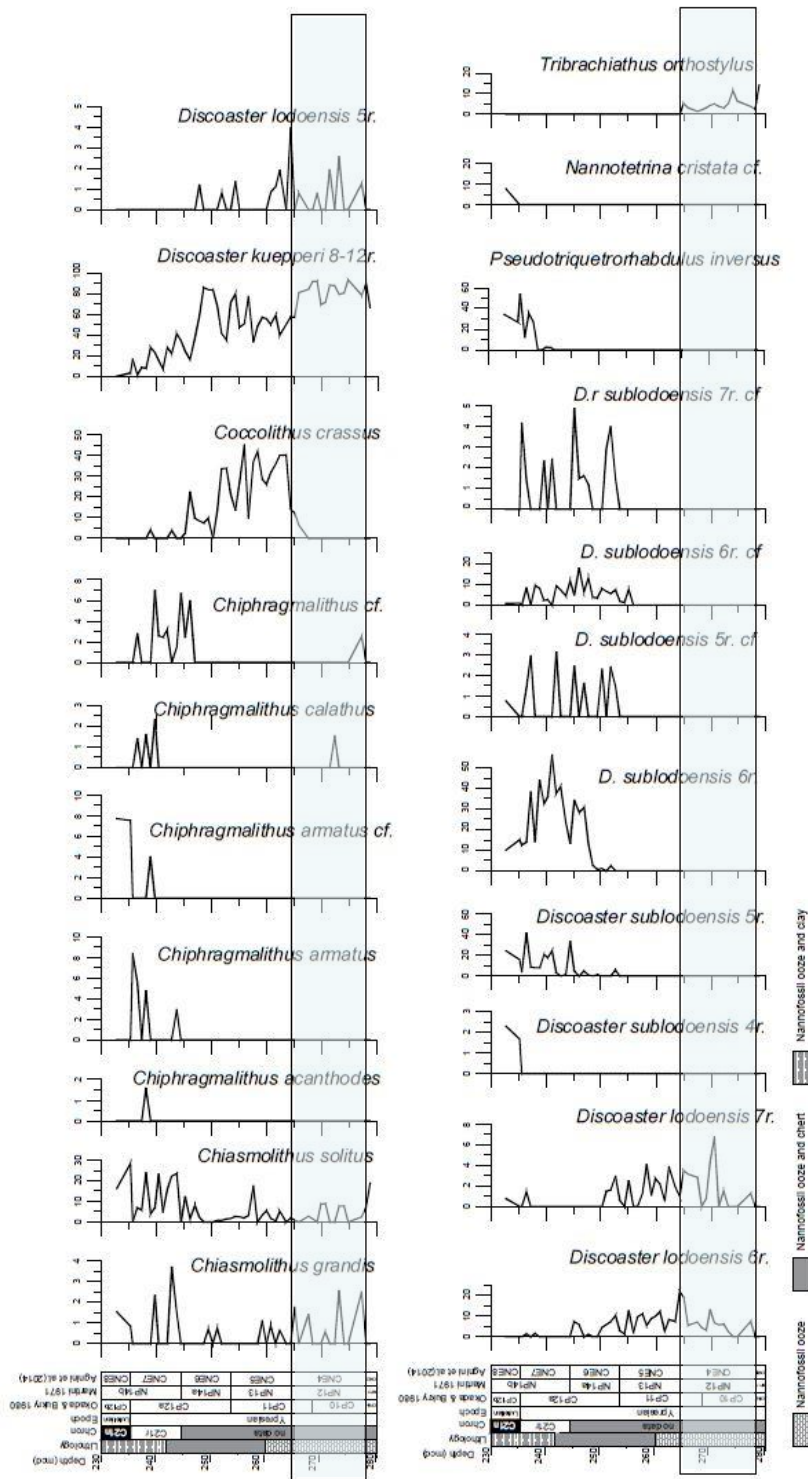


Figura 5.9. Abbondanza semiquantitativa delle specie indice, riportata per numero di esemplari per  $\text{mm}^2$  ( $\text{N}/\text{mm}^2$ ) all'ODP Site 1410 (Hole A, B e C). Questi taxa sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica della successione studiata. Sulla sinistra sono riportati: profondità (mcd), legenda litologica, immagini delle carote e unità litologiche (Yamamoto et al., 2014), cronostratigrafia, magnetostratigrafia (Yamamoto et al., 2014), biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014). La barra indica la posizione dell'EEO, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

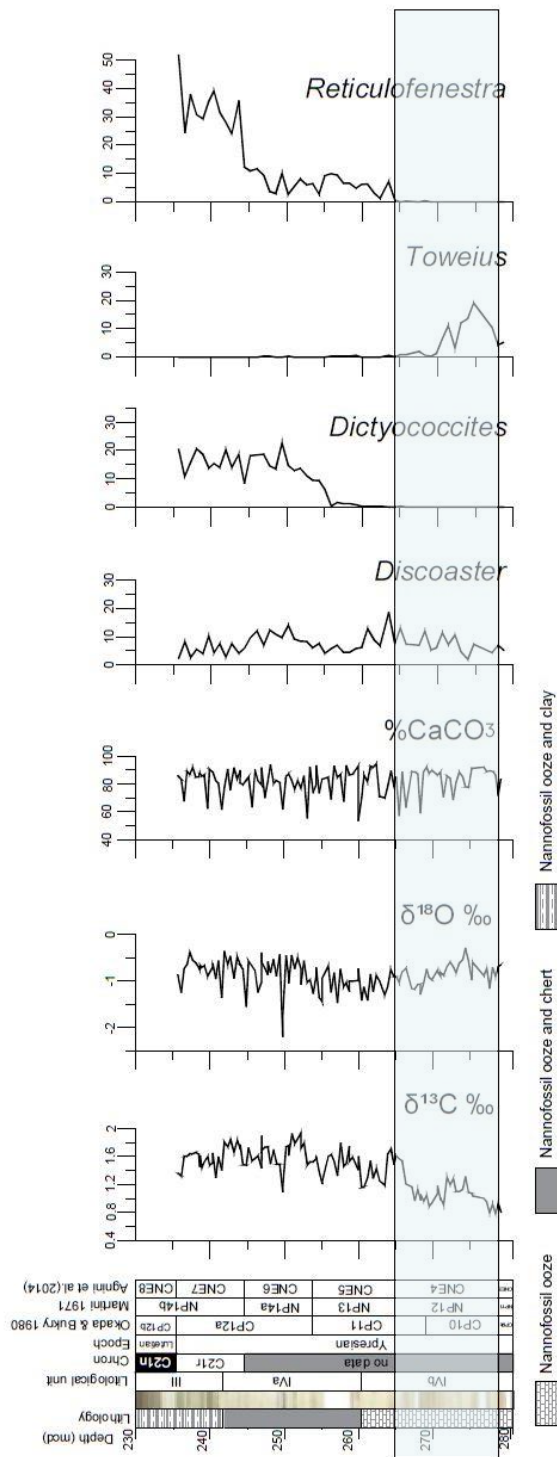


Figura 5.10. Abbondanze relative (%) dei principali generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei durante l'intervallo studiato all'ODP Site 1410 (Hole A, B e C). Sulla sinistra sono riportati: profondità (mcd), legenda litologica, immagini delle carote e unità litologiche (Norris et al., 2014), cronostratigrafia, magnetostratigrafia (Yamamoto et al., 2014), biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), curve isotopiche del C, O e percentuali di abbondanza di CaCO<sub>3</sub> ottenute attraverso spettrometria di massa. La barra indica la posizione dell'EECO. La barra indica la posizione dell'EECO, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

## 5.4. Analisi isotopica della successione studiata all'IODP Site U1410 (Hole A, B e C)

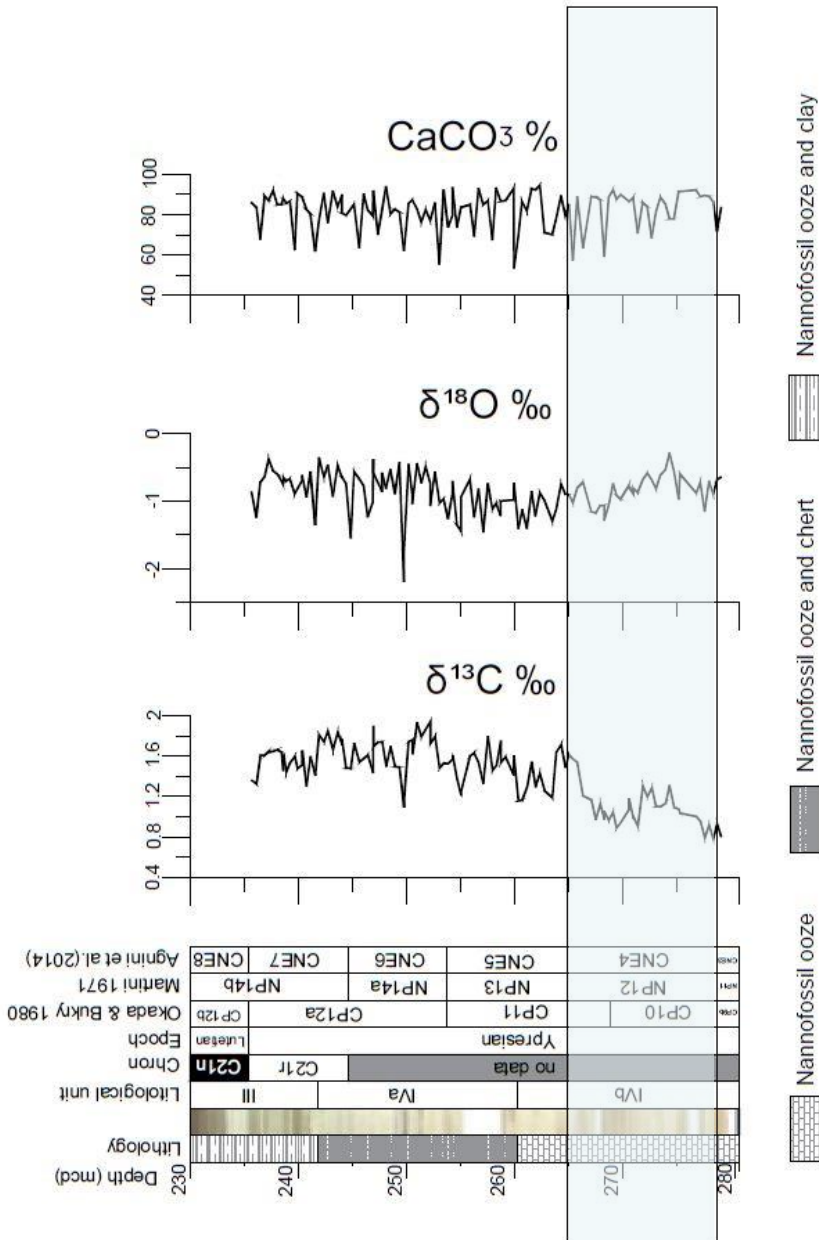


Figura 5.11. Curva degli isotopi stabili di ossigeno e carbonio e profilo di abbondanza di carbonato di calcio all'IODP Site 1410 (Hole A, B e C) ricavati attraverso l'uso dello spettrometro di massa collegato alla periferica gasbench II. Sulla sinistra sono riportati: profondità (mcd), litologie simboliche, immagini delle carote e unità litologiche (Norris et al., 2014), cronostratigrafia, magnetostratigrafia (Yamamoto et al., 2014), biostratigrafia a nannofossili calcarei (CP Okada & Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CN Agnini et al., 2014), curve isotopiche di C, O e percentuale di  $\text{CaCO}_3$  ottenuta attraverso spettrometria di massa. La barra indica la posizione dell'EECO, definito in letteratura tra ca. 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2008).

I dati paleontologici finora descritti sono stati integrati con i dati isotopici ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) e con i contenuti di  $\text{CaCO}_3$  ottenuti per la successione studiata al sito IODP U1410. Durante l'Eocene, i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  vengono utilizzati come proxy di temperatura, poiché l'assenza di calotte di ghiacci permanenti ai poli rende questo proxy piuttosto affidabile. Nel dettaglio, maggiori concentrazioni di O leggero (16) corrispondono a temperature più elevate, al contrario minori concentrazioni di ossigeno leggero documentano temperature più basse.

I dati di  $\delta^{18}\text{O}$  ottenuti per la successione analizzata al *Site* U1410 presentano valori che variano tra  $-0.29\text{‰}$  e  $-1.75\text{‰}$ , un unico campione a profondità di 249.77 mcd mostra un valore di  $-2.19\text{‰}$  (Fig. 5.11). Analizzando l'andamento generale, si osservano valori più pesanti a profondità maggiori compresi tra  $-0.29\text{‰}$  e  $-1.07\text{‰}$ . Progressivamente, tra 254.67 mcd e 268.61 mcd, si osservano valori via via più negativi (max.  $-1.75\text{‰}$ ), infine i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  si spostano verso valori più positivi.

I dati ricavati per il  $\delta^{13}\text{C}$  sono invece di più difficile interpretazione, poiché i fattori che controllano questi valori sono molteplici, anche se la paleoproduttività e lo scambio tra *reservoir* rappresentano i principali fattori di controllo. In questa tesi, la curva di  $\delta^{13}\text{C}$  è stata invece utilizzata come strumento di correlazione e a supporto dell'ipotesi che la successione analizzata non sia completa (vedi par. 5.3).

La curva  $\delta^{13}\text{C}$ , ottenuta dal materiale proveniente dal *Site* U1410, presenta sempre valori positivi compresi tra  $0.8\text{‰}$  e  $1.9\text{‰}$ . Nel dettaglio la curva presenta un cambiamento netto a circa 265 mcd passando da valori relativamente più leggeri (vicini all' $1\text{‰}$ ) a valori relativamente più pesanti ( $1.5\text{-}2\text{‰}$ ). Questo deciso appesantimento nei valori  $\delta^{13}\text{C}$  non si ritrova nei dati di letteratura a disposizione che al contrario riportano un intervallo caratterizzato da molteplici oscillazioni da valori relativamente più leggeri a valori più pesanti (Sexton et al., 2011; Slotnick et al., 2015; Lauretano et al., 2016; Luciani et al., 2016).

La curva della percentuale di carbonato della successione analizzata mostra valori piuttosto elevati di  $\text{CaCO}_3$  per tutti i campioni, con valori sempre superiori al 50 %, fino a raggiungere picchi di 94 %. In questa successione i valori elevati di  $\text{CaCO}_3$

corrispondono a sedimenti depositatesi in condizioni pelagiche, al contrario la diminuzione in % di  $\text{CaCO}_3$  documenta il passaggio da una litologia carbonatica a una terrigena (argilla) che segna, come discusso in precedenza, l'inizio della DWBC atlantica.

## 6. CONCLUSIONI

Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei del *Site* IODP U1410 (*Newfoundland Ridge*, NO Atlantico) durante l'Eocene inferiore ha permesso un preciso inquadramento in chiave biostratigrafica della successione studiata. I dati raccolti e interpretati sono risultati consistenti con quanto riportato in letteratura (Norris et al., 2014). In particolare, i biorizzonti utilizzati in questo studio inquadrano la sezione analizzata entro l'intervallo NP11-NP14 (Martini, 1971) o CP9b-CP12a (Okada & Bukry, 1980). Un maggior dettaglio biostratigrafico è stato ottenuto utilizzando la biozonatura pubblicata recentemente da Agnini et al. (2014), secondo la quale l'intervallo studiato ricade tra la Zona CNE3 e la Zona CNE7. La successione studiata ha uno spessore di 46.02 m e secondo la GPTS 1995 copre un intervallo temporale di ca. 4.65 Ma, compreso tra 52.64 Ma e 47.99 Ma (Ypresiano). Dal punto di vista paleoclimatico la sezione studiata documenta un importante evento climatico, l'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO).

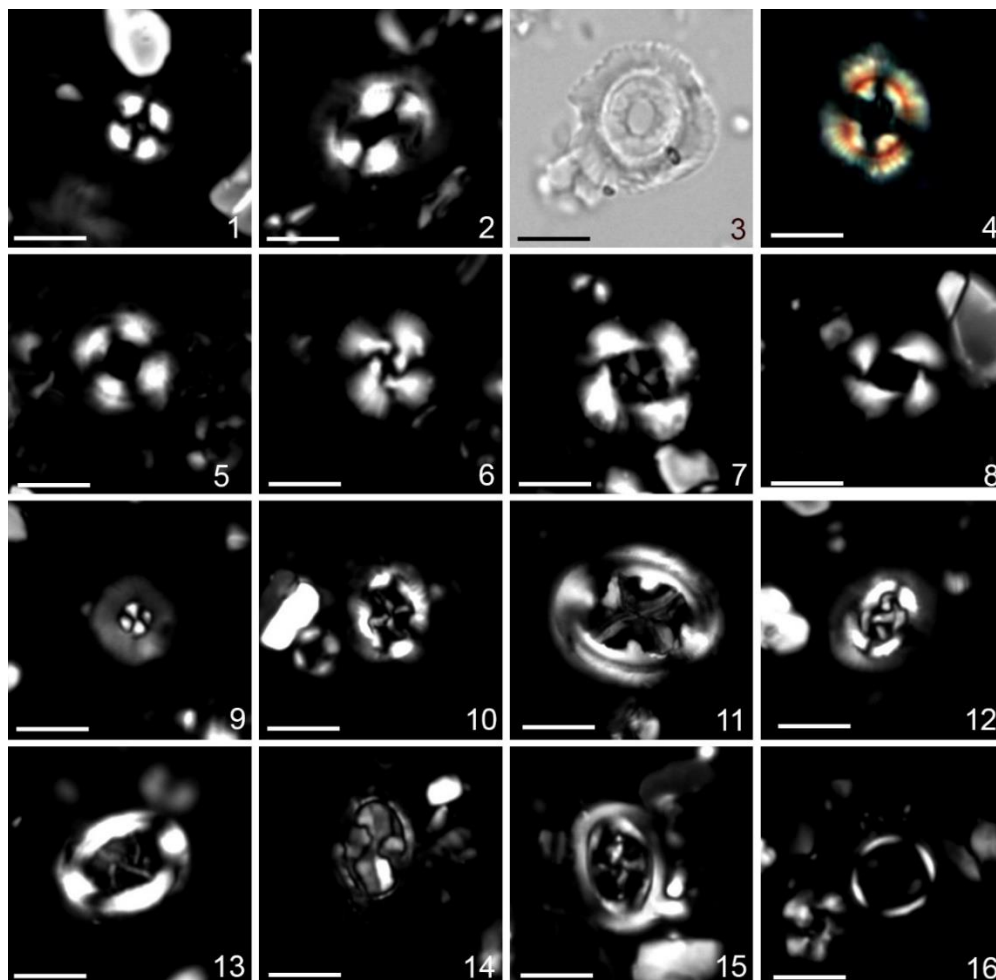
I dati degli isotopi di carbonio e ossigeno e del contenuto di CaCO<sub>3</sub> ricavati dalle analisi geochimiche presentano una buona consistenza con i dati di bordo e di letteratura (Zachos et al., 2008; Norris et al., 2014). I dati geochimici sono stati integrati con i dati delle abbondanze relative (%) dei *taxa* presenti nelle associazioni a nannofossili. Nella successione analizzata, l'evento di scomparsa del genere *Toweius* è netto e relativamente rapido e coincide con la comparsa dei generi *Reticulofenestra* e *Dictyococcites*. I dati di letteratura indicano che i due eventi sono solitamente ben spazati, l'assenza di spaziatura suggerisce la presenza di un *hiatus* proprio in coincidenza dell'EECO. La correlazione con i dati geochimici disponibili dalla letteratura supportano ulteriormente questa interpretazione.

Il profilo ottenuto per il CaCO<sub>3</sub>, mostra valori piuttosto alti e costanti per la parte inferiore della successione studiata. Al contrario, nella parte superiore della sequenza analizzata i valori di CaCO<sub>3</sub> pur rimanendosi mediamente abbastanza alti

si alternano a valori decisamente più bassi, per poi raggiungere valori mediamente più bassi appena sopra il top della successione studiata (Cappelli, comunicazione personale). Questo risultato indica la presenza sporadica di livelli di argille nella parte superiore della successione analizzata e il passaggio definitivo a marne argillose in corrispondenza del top della successione. La presenza di argille, dapprima sporadica e successivamente continua e abbondante, è stata interpretata come un'evidenza di un maggiore apporto terrigeno legato all'instaurarsi della DWBC (Norris et al., 2014) che al *Site* U1410 avviene quindi alla transizione Ypresiano-Luteziano.

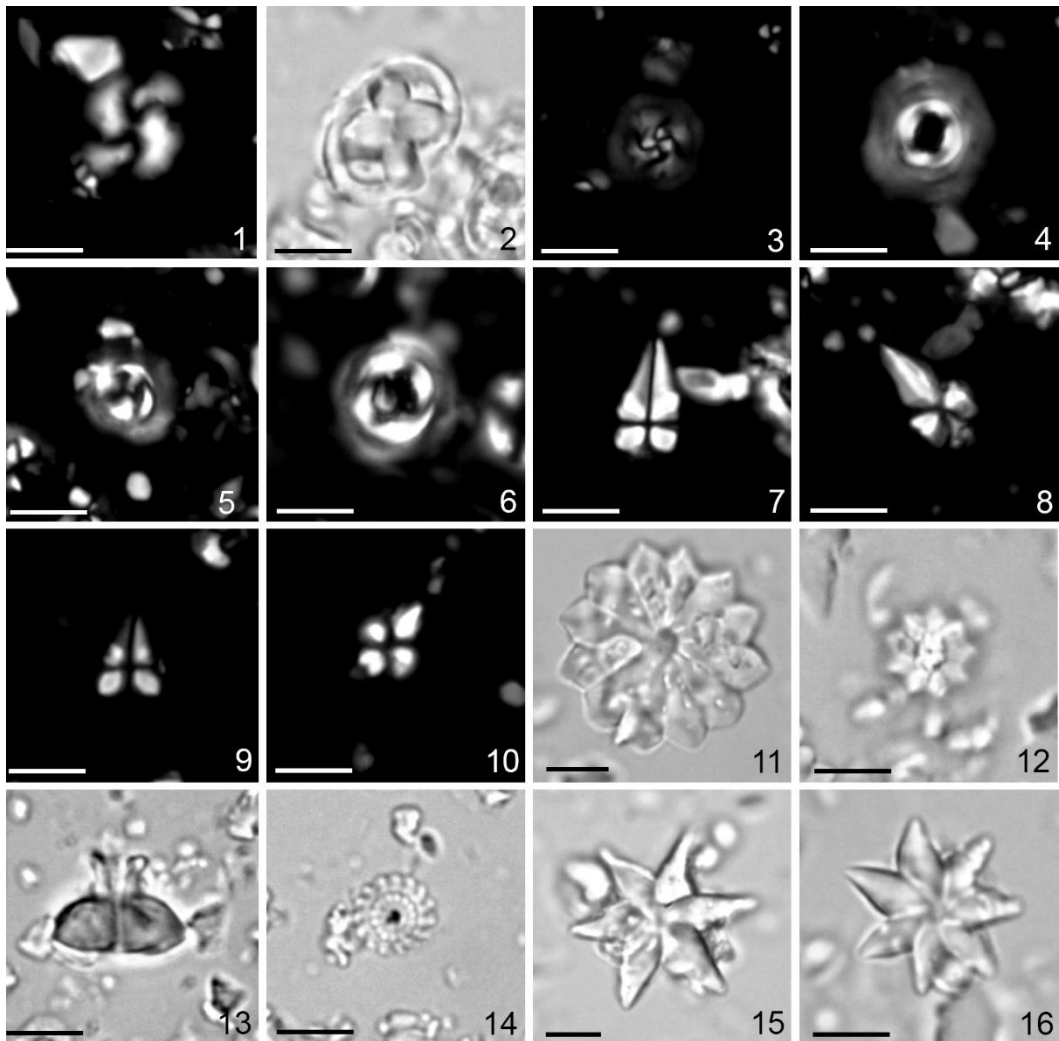
# APPENDICE

## Plate I



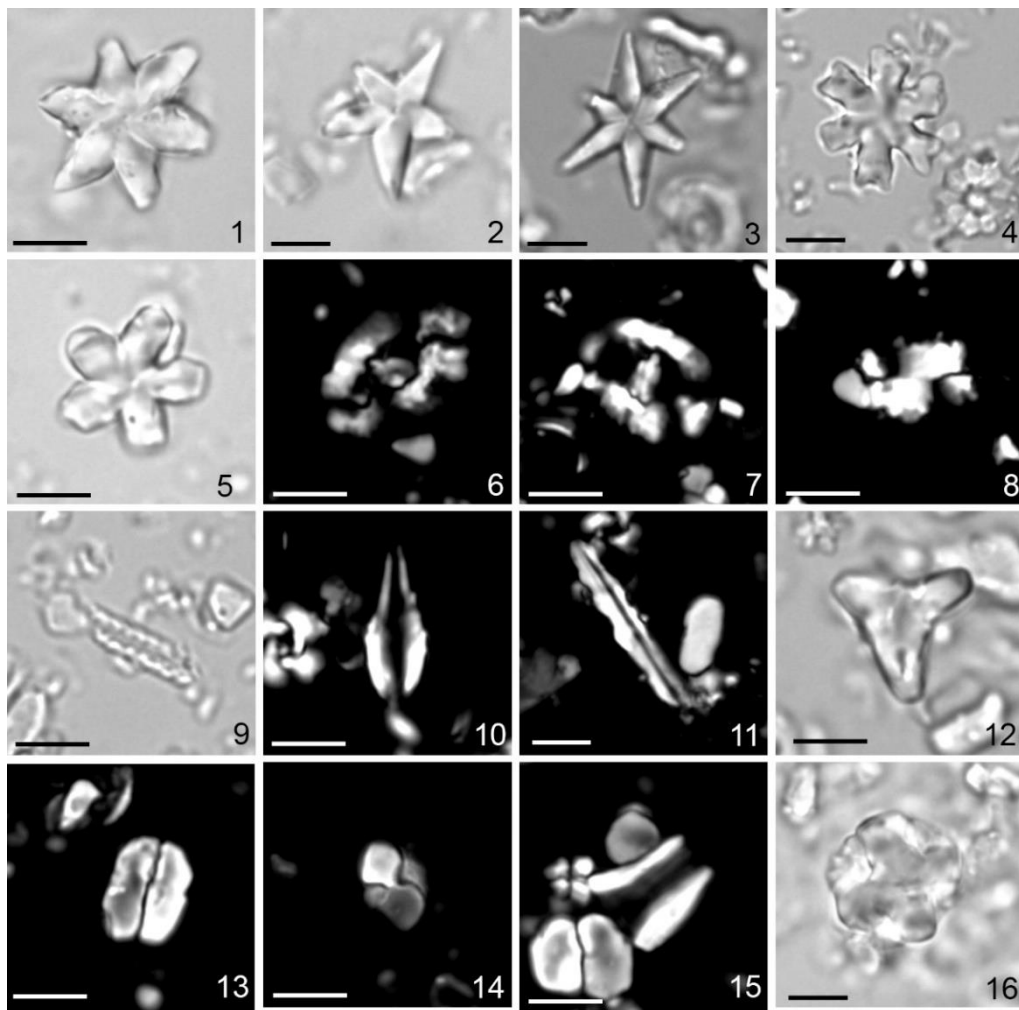
**Figura 1.** *Plate I:* Microfotografie di nannofossili calcarei dall'IODP Site U1410, Hole A, B e C, nell'intervallo Eocene inferiore. La barra corrisponde a 10  $\mu$ m. Le foto sono state realizzate con il microscopio ottico a trasmissione a 1250 ingrandimenti. **1.** *Coccolithus pelagicus*, nicols incrociati, U1410B-26X-4W, 5 cm. **2.** *Coccolithus miopelagicus*, nicols incrociati, U1410A-26X-5W, 11 cm. **3.** *Coccolithus miopelagicus*, nicols paralleli, U1410A-26X-5W, 93 cm. **4.** *Coccolithus crassus*, nicols incrociati, U1410B-28X-1W, 12 cm. **5.** *Ericsonia formosa*, nicols incrociati, U1410B-27X-5W, 127 cm. **6.** *Cyclicargolithus* spp., nicols incrociati, U1410B-27X-2W, 8 cm. **7.** *Reticulofenestra* spp. (4-10  $\mu$ m), nicols incrociati, U1410A-26X-3W, 120 cm. **8.** *Reticulofenestra* spp. (4-10  $\mu$ m), nicols incrociati, U1410A-26X-5W, 11 cm. **9.** *Markalius inversus*, nicols incrociati, U1410A-26X-6W, 92 cm. **10.** *Chiasmolithus consuetus*, nicols incrociati, U1410B-26X-4W, 5 cm. **11.** *Chiasmolithus grandis*, nicols incrociati, U1410B-26X-5W, 15 cm. **12.** *Chiasmolithus nitidus*, nicols incrociati, U1410B-28X-1W, 12 cm. **13.** *Chiasmolithus solitus*, nicols incrociati, U1410C-24X-3W, 130 cm. **14.** *Clausicoccus* spp., nicols incrociati, U1410B-28X-1W, 12 cm. **15.** *Campylosphaera dela*, nicols incrociati, U1410A-26X-4W, 46 cm. **16.** *Umbilicosphaera* spp., nicols incrociati, U1410A-26X-5W, 93 cm.

Plate II



**Figura 2.** Plate II: Microfotografie di nannofossili calcarei dall'IODP Site U1410, Hole A, B e C, nell'intervallo Eocene inferiore. La barra corrisponde a 10  $\mu\text{m}$ . Le foto sono state realizzate con il microscopio ottico a trasmissione a 1250 ingrandimenti. **1.** *Dyctiococcites* spp., nicols incrociati, U1410A-26X-3W, 120 cm. **2.** *Chiphragmalithus* cf. *armatus*, nicols paralleli, U1410A-24X-5W, 43 cm. **3.** *Girgisia gammation*, nicols incrociati, U1410A-26X-5W, 93 cm. **4.** *Toweius magnicrassus*, nicols incrociati, U1410A-26X-6W, 92 cm. **5.** *Toweius eminens*, nicols incrociati, U1410A-27X-6W, 27 cm. **6.** *Toweius callosus*, nicols incrociati, U1410A-27X-6W, 27 cm. **7-8.** *Sphenolithus radians* 0°-45°, U1410B-27X-4W, 32 cm. **9-10.** *Sphenolithus editus*, 0°-45°, U1410A-26X-5W, 11 cm. **11.** *Discoaster barbadiensis*, nicols paralleli, U1410B-26X-5W, 15 cm. **12.** *Discoaster kuepperi*, nicols paralleli, U1410B-27X-4W, 32 cm. **13.** *Discoaster kuepperi* vista laterale, nicols paralleli, U1410B-27X-2W, 8 cm. **14.** *Discoaster praebifax*, nicols paralleli, U1410A-26X-5W, 93 cm. **15.** *Discoaster lodoensis* (6 raggi), nicols paralleli, U1410B-27X-5W, 47 cm. **16.** *Discoaster lodoensis* (7 raggi), nicols paralleli, U1410A-26X-6W, 92 cm.

Plate III



**Figura 3.** *Plate III:* Microfotografie di nannofossili calcarei dall'IODP Site U1410, Hole A, B e C, nell'intervallo Eocene inferiore. La barra corrisponde a 10  $\mu$ m. Le foto sono state realizzate con il microscopio ottico a trasmissione a 1250 ingrandimenti. **1.** *Discoaster lodoensis* (6 raggi), nicols paralleli, U1410B-27X-5W, 127 cm. **2.** *Discoaster sublodoensis* (morfotipo a 5 raggi), nicols paralleli, U1410C-25X-5W, 43 cm. **3.** *Discoaster sublodoensis* (morfotipo a 6 raggi), nicols paralleli, U1410B-26X-6W, 92 cm. **4.** *Discoaster gemmifer*, nicols paralleli, U1410B-27X-4W, 32 cm. **5.** *Discoaster tanii*, nicols paralleli, U1410B-27X-5W, 47 cm. **6.** *Helicosphaera lophota*, nicols incrociati, U1410A-26X-2W, 103 cm. **7.** *Helicosphaera seminulum*, nicols incrociati, U1410B-27X-6W, 61 cm. **8.** *Phontosphaera* spp., nicols incrociati, U1410B-26X-4W, 5 cm. **9.** *Blackites* spp., nicols paralleli, U1410A-26X-3W, 120 cm. **10.** *Blackites inflatus*, nicols incrociati, U1410C-24X-3W, 130 cm. **11.** *Pseudotriquetrorhabdulus inversus*, nicols incrociati, U1410C-24X-3W, 130 cm. **12.** *Tribrachiatus orthostylus*, nicols paralleli, U1410A-26X-6W, 92 cm. **13.** *Zygrhablithus bijugatus* (visione laterale), nicols incrociati, U1410A-26X-5W, 93 cm. **14.** *Zygrhablithus bijugatus* (base), nicols incrociati, U1410A-26X-3W, 120 cm. **15.** *Braharudolosphaera* sp., nicols incrociati, U1410A-26X-3W, 120 cm. **16.** *Nannotetrina cristata*, nicols paralleli, U1410A-23X-5W, 46 cm.



## BIBLIOGRAFIA

Agnini, C.; Spofforth, D.J.A.; Dickens, G.R.; Rio, D.; Pälike, H.; Backman, J.; Muttoni, G.; Dallanave, E.; 2016. *Stable isotope and calcareous nannofossil assemblage record of the Paleocene and Early Eocene (Cicogna section)*. *Climate Past*, vol. 12, pp. 883-909.

Agnini, C.; Fornaciari, E.; Raffi, I.; Catanzariti, R.; Pälike, H.; Backman, J.; Rio, D.; 2014. *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. *Newsletters on Stratigraphy*, vol. 47/2, pp. 131-181.

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.

Boyle, P.R.; Romans, B.W.; Tucholke, B.E.; Swift, S.A.; Sexton, P.F., 2017. *Cenozoic North Atlantic deep circulation history recorded in contourite drifts, offshore Newfoundland, Canada*. *Marine Geology*, vol. 385, pp. 185-203.

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.

Kirtland Turner; S., Sexton, P.F.; Charles, C.D.; Norris, D., 2014, *Persistence of carbon release events through the peak of the early Eocene global warmth*. *Letters on Nature Geoscience*, vol. 7, pp. 748-751.

Lauretano, V.; Hilgen, F.J.; Zachos, J.C.; Lourens, L.J., 2016, *Astronomically tuned age model for the early Eocene carbon isotope events: A new high-resolution  $\delta^{13}C_{benthic}$  record of ODP Site 1263 between ca. 49 e ca. 54 Ma*. *Newsletters on Stratigraphy*, vol. 49/2, pp. 383-400.

Luciani, V.; Dickens, G.R.; Backman, J; Fornaciari, E.; Giusberti, L.; Agnini, C.; D'Onofrio, R., 2016. *Major perturbations in the global carbon cycle and photosymbiont-bearing planktic foraminifera during early Eocene*. *Climate of the Past*, vol. 12, pp. 981-1007.

Lunt, D.J.; Ridgwell, A.; Sluijs, A.; Zachos, J; Hunter, H; Haywood, A., 2011. *A model for the orbital pacing of the methane hydrate destabilization during the Paleogene*. *Letters on Nature Geoscience*, vol. 4, pp. 775-778.

Martini, E., 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: *Proc. II Planktonic Conf. Roma*, pp. 739-785.

Martini, E.; Suess, E.; von Huene, R., 1990. *Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton biostratigraphy of Perù (ODP Leg 112)*. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 112, pp. 217-238.

Muttoni, G.; Kent, D.V., 2007. *Widespread formation of the cherts during the early Eocene climatic optimum*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 253, pp. 348-362.

Norris, R.D.; Wilson, P.A; Blum, P.; Fehr, A; Agnini, C; Bornemann, A; Boulila, S; Bown, P.R.; Cournede, C.; Friedrich, O; Ghosh, A.K.; 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.; Turner, S.K.; Whiteside, J.H.; Yamaguchi, T.; Yamamoto, Y., 2014. *Paleogene Newfoundland sediment drifts*. *IODP Prel. Rept.*, vol. 342.

Norris, R.D.; Wilson, P.A; Blum, P.; Fehr, A; Agnini, C; Bornemann, A; Boulila, S; Bown, P.R.; Cournede, C.; Friedrich, O; Ghosh, A.K.; 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.; Turner, S.K.; Whiteside, J.H.; Yamaguchi, T.; Yamamoto, Y., 2014. *The Expedition 342 Scientists Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. *IODP Prel. Rept.*, vol. 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.

Pagani, M.; Zachos, J.C.; Freeman, K.H.; Tipple, B.; Bohaty, S., 2005. *Atmospheric science: Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene*. Science, vol. 309, pp. 600-603.

Pälike, H.; Lyle, M.W.; Nishi, M.W.; Raffi, I.; Ridgwell, A.; Gamage, K.; Klaus, A.; Acton, G.; Anderson, L.; Backman, J.; Baldauf, J. et al., 2012. *A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth*. Nature, vol. 488. Macmillan Publishers Limited.

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.

Rio, D.; Raffi, I.; Villa, G.; 1990. *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 107, pp. 513-533.

Ruddiman, W.F., 2007. *Earth's climate, Past and Future (2nd edition)*. Eds. W. H. Freeman and Company, New York.

Schneider, L.J.; Bralower, T.J.; Kump, L.R., 2011. *Response of nannoplankton to early Eocene ocean deoxygenation*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 310, pp. 152-162.

Sexton, P.F.; Norris, R.D.; Wilson, P.A.; Pälike, H.; Westerhold, T.; Röhl, U.; Bolton, C.T.; Gibbs, S., 2011. *Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon*. Nature, vol. 471 (7338), pp. 349-353.

Sexton, P.F.; Wilson, P.A.; Norris, R.D., 2006. *Testing the Cenozoic multisite composite  $\delta^{18}O$  e  $\delta^{13}C$  curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207)*. *Paleoceanography*, vol. 21, pp. 1-17.

Shamrock, J.L.; Watkins, D.K., 2012. *Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy and community structure from Exmouth Plateau, Eastern Indian Ocean (ODP Site 762)*. *Stratigraphy*, vol. 9, pp. 1-54.

Shepherd, C.L.; Kulhanek, D.K., 2016. *Eocene nannofossil biostratigraphy of the mid-Waipara River section, Canterbury Basin, New Zealand*. *J. Nannoplankton Res.*, vol. 36, pp. 33-59.

Slotnick, B.S.; Dickens, G.R.; Hollis, C.J.; Crampton, J.S.; Percy Strong, C.; Phillips, A., 2015. *The onset of the Early Eocene Climatic Optimum at Branch Stream, Clarence River valley, New Zealand*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, vol. 58, pp. 262-280.

Tori, F.; Monechi, S., 2013. *Lutetian calcareous nannofossil events in the Agost section (Spain): implications toward a revision of the Middle Eocene biomagnetostratigraphy*. *Lethaia*, vol. 46, pp. 292-307.

Zachos, J.C.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K., 2001. *Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present*. *Science*, vol. 292, pp. 686-693.

Zachos, J.C.; Dickens, G.; Zeebe, R., 2008. *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics*. *Nature*, vol. 451, pp. 279-283.

Westerhold, T.; Röhl, U.; Frederichs, T.; Agnini, C.; Raffi, I.; Zachos, J.C.; Wilkens, R.H., 2017. *Astronomical Calibration of the Ypresian Time Scale: Implications for Seafloor Spreading Rates and the Chaotic Behaviour of the Solar System?*. *Climate of the Past, Discussions*, pp. 1-34.

## SITOGRAFIA

[https://pl.wikipedia.org/wiki/HMS\\_Challenger\\_\(1858\)#/media/File:HMS\\_Challenger\\_\(1858\).jpg](https://pl.wikipedia.org/wiki/HMS_Challenger_(1858)#/media/File:HMS_Challenger_(1858).jpg)

<https://www.britannica.com/topic/Glomar-Challenger>

<http://www.shipspotting.com/gallery/photo.php?lid=1077669>

<http://raymond.rodriquez1.free.fr/Documents/Terre-int/joides2.png>

<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>

[http://publications.iodp.org/preliminary\\_report/342/342pr\\_13.htm](http://publications.iodp.org/preliminary_report/342/342pr_13.htm)

<http://web.iodp.tamu.edu/OVERVIEW/?&set=1>

<https://www.iodp.org/>

[http://publications.iodp.org/preliminary\\_report/342/](http://publications.iodp.org/preliminary_report/342/)

<http://publications.iodp.org/proceedings/342/iodp.htm>

<https://it.wikipedia.org/wiki/Paleogene>



## CONTENUTI CD

Viene allegato a questa tesi un CD con i file Excel relativi ai conteggi effettuati e un file in formato Grapher relativo ai plots del conteggio 300 %. Si indicano di seguito le sigle a cui si fa riferimento nel file:

- **300** = conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei.
- **Percentuali** = conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei convertito in termini percentuali.
- **Tabella biocronologica** = tabella contenente i vari bioeventi presenti nella successione studiata, i campioni di riferimento dei bioeventi, la profondità media del bioevento (mcd), il riferimento magnetostratigrafico, la posizione del bioevento all'interno del Chron e l'età espressa in Ma.
- **Generi** = abbondanze relative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- **Generi cumulativi** = abbondanze relative cumulative dei generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei.
- **Past** = principali generi presenti nell'associazione a nannofossili calcarei utilizzati per lo studio statistico PCA.
- **PCA** = dati ricavati dall'analisi statistica sui principali generi dell'associazione a nannofossili calcarei.
- **Marker** = numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (N/mm<sup>2</sup>).
- **Discoaster 30** = abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere *Discoaster* e convertite inoltre in termini di percentuali.
- **Isotopi** = dati ottenuti dalle analisi isotopiche e relative curve di  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e contenuto in  $\text{CaCO}_3$  nella successione analizzata (espresso in %).
- **Age model** = eventi biostratigrafici e magnetostratigrafici utilizzati per la costruzione del modello età-profondità.
- **Sphenolithus 100** = abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere *Sphenolithus* e convertite inoltre in termini percentuali.
- **Discoaster frazione di mm<sup>2</sup>** = numero di esemplari di una stessa specie di *Discoaster* presenti in un'area specifica (N/mm<sup>2</sup>) e convertite in termini percentuali.

- **Sphenolithus frazione di  $\text{mm}^2$**  = numero di esemplari di una stessa specie di *Sphenolithus* presenti in un'area specifica ( $\text{N}/\text{mm}^2$ ) e convertite in termini percentuali.

## RINGRAZIAMENTI

In primo luogo vorrei ringraziare di cuore la prof.ssa Claudia Agnini, che nonostante i suoi impegni è riuscita a seguirmi con pazienza e dedizione alla fine di questo percorso universitario con una grande quantità di nozioni micropaleontologiche e a riguardo delle spedizioni di ricerca IODP.

Vorrei ringraziare Carlotta Cappelli che è sempre stata un'insegnante perfetta e ha saputo risolvere qualsiasi dubbio sortomi.

Vorrei ringraziare le compagne di ufficio Allyson e Martina che hanno reso le ore al microscopio più leggere e più scherzose portando sempre il sorriso e numerose battute.

Ringrazio i professori dell'indirizzo sottosuolo che hanno saputo formarmi e coinvolgermi nelle attività didattiche proposte facendomi maturare non solo a livello geologico ma anche personale.

Ringrazio i compagni di corso della 1A che mi hanno accompagnato in questi due anni, fatti di ostacoli e momenti belli trascorsi assieme.

Un ringraziamento sentito va a Simone che ha sempre saputo motivarmi nei momenti più difficili e darmi dei consigli sulla grafica e sul lessico di questa tesi.

Infine, volevo ringraziare i miei genitori che mi hanno permesso di completare questo percorso universitario e tutti coloro che mi sono stati vicini con parole di supporto, in particolare in questi ultimi mesi.