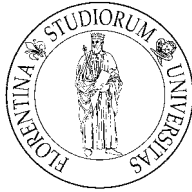


DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

Università degli Studi di Firenze



FLAVIA TORI

**Variabilità climatica e ciclicità nell'intervallo Eocene Oligocene:
dati dai nannofossili calcarei**

settore scientifico disciplinare: GEO-01

Tutore: Prof. Simonetta Monechi

Co-Tutore: Dr. Antonella Buccianti

Coordinatore: Prof. Federico Sani

XXI CICLO

Firenze, 31 Dicembre 2008

*Hui-Zi disse a Zhuang-Zi: "Le vostre parole sono inutili".
Zhuang-Zi gli rispose: "Per conoscere ciò che è utile bisogna sapere ciò che è inutile. Benché la Terra sia immensa, ciò che è utile all'uomo è un posto dove posare i piedi. Se si scavasse per arrivare alle Sorgenti Gialle, la Terra sarebbe ancora utile?".*

"No, certo" disse Hui-Zi.

"Allora," disse Zhuang-Zi "è chiaro che l'inutile è utile".

Zhuang-zi (Chuang-tzu)

Ringraziamenti.

Il primo ringraziamento va alla Prof.ssa Simonetta Monechi, che ha costruito e guidato questa ricerca e che mi ha indirizzata, stimolata, ed arricchita con grande sapienza e disponibilità, anche attraverso l'organizzazione di affascinanti incontri scientifici.

Ringrazio poi la Dr. sa Antonella Buccianti per i numerosi e preziosi consigli e per l'analisi critica della metodologia, la Prof.ssa Gigliola Valleri per il sostegno concreto e per l'aiuto critico.

Ringrazio la Prof.ssa Paola Bonazzi ed il Prof. Federico Sani, coordinatori di questo Dottorato in Scienze della Terra, per la continua disponibilità.

Un sincero grazie a Victoria Peck, Christina Riesselman ed Ellen Thomas per la condivisione di obiettivi ed informazioni e per la discussione critica dei risultati delle analisi del Pozzo ODP 1263. Ringrazio Mark Pagani per la chiarificante discussione dei risultati di questa ricerca ed Oyvind Hammer per la creazione, l'assistenza e la diffusione gratuita del software PAST.

Desidero poi ringraziare tutti gli amici del gruppo di micropaleontologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, in particolare Eugenia Angori, Barbara Balestra, Marco Chiari, Emilio Intriери, Alessandro Mari Catani, Giovanna Orsini e Viviana Reale per la condivisione della loro esperienza, per la pazienza e gli innumerevoli consigli...e per esserci durante le pause di studio.

Ringrazio tutto lo staff e gli studenti della "Urbino Summer School in Paleoclimatology 2007" per l'opportunità di condividere una meravigliosa ed illuminante avventura.

Un grande e particolare grazie ad Alessandro Montanari, per l'entusiasmo che mi ha trasmesso, per l'aiuto e per gli insegnamenti in campagna e per aver reso concreto il mio desiderio di partecipare alla Penrose Conference "The Late Eocene Earth".

Non potrò mai ringraziare abbastanza per il continuo e fondamentale aiuto, appoggio e consiglio la mia famiglia, in particolare John, Chiara e Minnie che hanno sopportato un lungo e faticoso sforzo psichico e materiale, ma anche i miei genitori e gli amici più cari. Ringrazio Lucia Tamburrino in particolare, per la sua saggia e lucida analisi e per il sostegno che ha generosamente rinnovato durante questi anni.

E` inoltre doveroso ringraziare l'Istituto Nazionale della Previdenza Sociale (INPS) per il supporto economico, senza il quale questa ricerca non sarebbe stata possibile.

Indice.

Indice.....	1
Riassunto.....	5
Introduzione.....	9
CAPITOLO 1. Obiettivi, materiali e metodi.....	15
1.1.1 Obiettivi.....	15
1.1.2 Nannofossili calcarei e loro utilizzo.....	16
1.1.3 Nannofossili come proxy ambientale. Paleoecologia di alcuni nannofossili che si trovano nelle successioni esaminate.....	16
1.1.4 Materiali.....	18
1.1.5 Metodi di analisi delle associazioni a nannofossili calcarei.....	19
1.1.6 Metodi di analisi statistica multivariata.....	20
CAPITOLO 2:.....	23
Biostratigrafia a nannofossili calcarei e variazioni climatiche durante la transizione Ypresiano/Luteziano nella sezione di Agost, Spagna.....	23
2.1 La sezione di Agost.....	23
2.1.1 Introduzione.....	23
2.1.2 Ubicazione e studi precedenti.....	24
2.1.3 Materiali e metodi.....	26
2.2 Risultati.....	27
2.2.1 Analisi delle associazioni.....	27
2.2.2 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.....	28
2.3 Paleoecologia.....	35
2.3.1 La transizione Ypresiano/Luteziano e l'Eocene medio: un periodo di grande instabilità climatica.....	35
2.3.2 Episodio ipertermico in corrispondenza di FO <i>Hantkenina spp.</i>	38
2.3.3 Correlazione con la sezione di Fortuna.....	40
2.3.4 Correlazione con la sezione di Gorrondatxe.....	41
2.3.5 Discussione.....	41
2.4 Conclusioni.....	42
CAPITOLO 3:.....	44
La transizione Eocene/Oligocene nella sezione di Monte Cagnero, Umbria-Marche, Italia.....	44
3.1 Le sezioni d'età Eocene-Oligocene nell'Appennino Umbro Marchigiano.....	44
3.1.1 Ubicazione e inquadramento del bacino umbro marchigiano.....	44
3.1.2 Studi biostratigrafici precedenti.....	48
3.1.3 Materiali e metodi.....	48
3.2 Risultati.....	50
3.2.1 Analisi delle associazioni.....	50
3.2.2 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.....	55
3.3 Conclusioni.....	61
CAPITOLO 4:.....	65
La transizione Eocene Oligocene nel Pozzo ODP 1263.....	65
4.1 Il Pozzo ODP 1263. Introduzione.....	65
4.1.1 Ubicazione e studi precedenti.....	65
4.1.2 Materiali.....	68
4.2 Risultati.....	72
4.2.1 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.....	72
FO di <i>Sphenolithus tribulosus</i>	72
LO di <i>Discoaster barbadiensis</i>	72
LO di <i>Discoaster saipanensis</i>	72
FO di <i>Reticulofenestra circus</i>	74

Acme Beginning di <i>Clausicoccus obrutus</i>	75
FRO e FCO di <i>Sphenolithus akropodus</i>	75
FO di <i>Chiasmolithus altus</i>	76
LO di <i>Ericsonia formosa</i>	76
4.2.2 Analisi delle associazioni a nannofossili.....	76
4.3 Analisi statistiche.....	78
4.3.1 Matrice varianza-covarianza.....	78
4.3.2 Matrice delle correlazioni.....	82
4.3.3 Cluster analysis o analisi dei grappoli.....	86
4.3.4 Analisi delle componenti principali (PCA, Principal Component Analysis).....	89
4.3.5 Sintesi delle analisi statiche e della loro interpretazione.....	94
4.4 Studio dell'evoluzione paleoambientale.....	96
4.4.1 Indici di diversità.....	96
4.4.2 Affinità paleoecologiche e importanti variazioni nelle associazioni a nannofossili calcarei durante la transizione E/O.....	98
4.4.3 Confronto sintetico tra differenti proxy.....	104
4.5 Conclusioni.....	105
CAPITOLO 5: Ciclostratigrafia orbitale.....	109
5.1.1 Note storiche.....	109
5.1.2 Calibrazione astrogeocronologica della transizione Eocene Oligocene.....	110
5.1.3 Metodo generale.....	110
5.1.4 Problemi e aspettative inerenti l'analisi delle serie temporali.....	112
5.2 Analisi delle serie temporali da misure della suscettività magnetica, del contenuto in CaCO ₃ e bioeventi a nannofossili calcarei nel Pozzo ODP 1263.....	114
Metodi e materiali.....	114
5.2.1 Calibrazione astrogeocronologica della transizione Eocene/Oligocene nel Pozzo ODP 1263.....	115
5.2.2 Discussione: calibrazione orbitale e modello del tasso di sedimentazione.....	118
5.3 Risultati.....	123
5.3.1 Nuove datazioni dalla calibrazione astronomica.....	123
5.4 Conclusioni.....	130
Considerazioni finali e conclusioni.....	132
Bibliografia.....	137
Note tassonomiche.....	159

Appendici

Tabelle di distribuzione dei taxa

Sezione di Agost. Tabelle semiquantitative.

Distribuzione dei taxa osservati.

Distribuzione dei marker primari e di alcuni marker secondari.

Distribuzione dei taxa rimaneggiati.

Sezione di Monte Cagnero. Tabelle quantitative percentuali.

Distribuzione dei taxa osservati.

Pozzo ODP 1263. Tabelle quantitative percentuali.

Distribuzione dei taxa osservati.

Distribuzione dei marker primari.

Distribuzione dei taxa raggruppati per l'analisi statistica.

Appendice al capitolo 2.

A.2.1 Tavole fotografiche.

Appendice al capitolo 4.

A.4.1 Tavole fotografiche.

A.4.2 Analisi statistiche. Materiale supplementare.

Appendice al capitolo 5.

Analisi delle successioni temporali nel Pozzo 1263. Materiale supplementare.

A.5.1 Analisi delle misure percentuali del CaCO_3

A.5.2 Analisi delle misure della suscettività magnetica.

Riassunto.

Il cambiamento climatico che ha portato durante il Paleogene superiore, dall'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO), periodo caldo con i poli liberi dai ghiacci, al primo massimo di espansione glaciale noto come *Early Oligocene Glacial Maximum* (EOGM), è testimoniato dalle variazioni di numerosi indicatori (*proxies*) inclusi nelle successioni sedimentarie. Le variazioni delle associazioni a nannofossili ci mostrano, in parallelo con gli altri indicatori, che l'evoluzione del nannoplancton calcareo durante quest'intervallo avvenne sotto la spinta di una tendenza a lungo termine di fertilizzazione degli oceani e di diminuzione della temperatura che culminò con l'attivazione di una vigorosa circolazione oceanica durante la transizione Eocene/Oligocene. Tuttavia, la lunga catena di causa-effetto che soggiace alla variegata successione di mutamenti climatici del Paleogene è ben lontana dall'essere pienamente chiarita.

Per meglio comprendere l'evoluzione e la risposta del nannoplancton alle variazioni paleoclimatiche di breve termine ci siamo concentrati su due periodi chiave del Paleogene:

- ✓ la transizione Eocene Inferiore-Eocene Medio (Ypresiano/Luteziano) che, con una repentina risalita dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ (Miller, 1992), rappresenta l'inizio di una fase di crescita non monotona del rapporto isotopico dell'ossigeno dopo la fine dell'EECO, calibrato tra 52 e 50 Ma (Zachos et al., 2001a);
- ✓ la transizione Eocene/Oligocene (Priaboniano/Rupeliano), dove circa 33,55 Ma fa (Zachos et al., 1996), con un'altra repentina crescita del $\delta^{18}\text{O}$, è documentato l'inizio all'EOGM, e l'inizio di una fase glaciale permanente che, con andamenti alterni, perdura sino ai giorni nostri.

Lo studio della biostratigrafia a nannofossili calcarei del limite Ypresiano/Luteziano nella sezione di Agost (Spagna), ha consentito di precisare le correlazioni con le biozone a foraminiferi planctonici e bentonici, sino ad oggi basate su poche e lacunose sezioni, nell'ambito di un lavoro di biomagnetostratigrafia integrata (Larrasoña et al., 2008).

Lo scarto di alcuni milioni di anni (Bernaola et al., 2006; Larrasoña et al., 2008) che sembra affliggere le correlazioni biostratigrafiche classiche (Berggren et al., 1995; Lyle et al., 2002; Luterbacher et al., 2004) tra zone a nannofossili calcarei e zone a foraminiferi planctonici del Luteziano, ha impedito sino ad oggi di comprendere il dettaglio delle oscillazioni climatiche dell'Eocene medio.

Il Luteziano nella sezione di Agost appare come un periodo dal clima molto variabile e caratterizzato da lunghi cicli caldo/umidi e temperato/secchi.

La complessa biostratigrafia a nannofossili del Luteziano viene presentata nel capitolo 2 di questo studio, con l'identificazione di numerosi nuovi bioeventi e la descrizione delle relative variazioni nelle associazioni. E' inoltre suggerita e correlata per mezzo delle variazioni della nannoflora, la presenza di almeno due eventi caldi e/o ipertermici, rispettivamente in prossimità della base e nella parte superiore del Luteziano.

Le analisi biostratigrafiche ad alta risoluzione nella sezione del Monte Cagnero (Italia) e nel Pozzo ODP 1263 (Walvis Ridge, Oceano Atlantico Sud-orientale, Leg 208), integrate da un approfondimento relativo ai più importanti eventi marker osservati nella sezione di Massignano (GSSP per il limite Eocene/Oligocene, Italia) hanno consentito un preciso inquadramento temporale della transizione Eocene/Oligocene (questo studio, capitoli 3 e 4). La correlazione determinata nella sezione del Monte Cagnero tra la biozonazione a nannofossili, la *Geomagnetic Polarity Time Scale* (GPTS) (Cande & Kent, 1995; Berggren et al.,

1995) e le zonazioni a foraminiferi e dinoflagellati è in corso di pubblicazione (Hyland et al., in stampa).

La solida correlazione stabilita tra la GPTS e la biostratigrafia a nannofossili, ha permesso una innovativa interpretazione in chiave ciclostratigrafica e la costruzione di un modello astrogeocronologico per la transizione E/O nel Pozzo ODP 1263 (questo studio, capitolo 5). Il modello astrogeocronologico è stato calibrato sulla recente soluzione teorica per le funzioni orbitali di Laskar et al. (2004), utilizzando i principali bioeventi determinati, i dati relativi alla suscettività magnetica registrati durante la perforazione del pozzo (Zachos et al., 2004) e nuove calcimetrie relative alla medesima successione (Riesselman et al., 2007). La costruzione del modello astrogeocronologico del pozzo ha permesso di individuare importanti variazioni del tasso di sedimentazione e di precisare la datazione assoluta dei bioeventi a nannofossili. Le nuove datazioni ottenute, infatti, non sono soltanto il frutto di interpolazione su lunghi periodi come quelle calibrate sulla GPTS, o riferite a datazione radiometrica di livelli biotitici occasionalmente presenti nelle successioni sedimentarie, ma si avvalgono anche della sintonizzazione col modello teorico per l'eccentricità (La2004) con un miglioramento della risoluzione che è di poco inferiore ad un fattore dieci, durante quest'intervallo.

Analisi statistiche multivariate delle associazioni a nannofossili, hanno consentito l'inquadramento delle affinità paleoecologiche mostrate da differenti taxa.

I risultati statistici, interpretati alla luce della letteratura e correlati con il complesso quadro paleoambientale della transizione Eocene/Oligocene fornito da differenti proxies, hanno offerto una coerente cornice di adattamento paleoecologico per i taxa osservati. La disponibilità di un chiaro schema di affinità paleoecologica tra i vari taxa ha poi consentito una interpretazione della evoluzione delle condizioni ambientali oceaniche superficiali a Walvis Ridge. Quest'interpretazione (capitolo 4) si avvale dei risultati delle analisi isotopiche e del rapporto Mg/Ca effettuate sia sui foraminiferi bentonici (Riesselmann et al., 2007), che sui foraminiferi planctonici (Peck in Tori et al., 2008 IGC abstract) della medesima sequenza.

I dati del Pozzo ODP 1263 rivelano l'inizio di una lunga crisi delle specie adattate alle acque calde e stratificate dell'Eocene inferiore (*Discoaster*), alla base della successione. La crisi è seguita nell'Eocene terminale da un transiente incremento delle specie fredde (*Dictyococcites daviesii*) e temperate (*Dictyococcites bisectus*) e diminuzione delle specie caldo/temperate (*Coccolithus pelagicus*, *Zyghrablithus bijugatus*). Dopo il limite Eocene/Oligocene, durante il periodo di massimo glaciale (EOGM) caratterizzato dall'oscillazione isotopica Oi-1, le specie calde ed adattate ad acque non stratificate e mesotrofiche (*Ericsonia formosa*), mostrano ripetute ed abbondanti fioriture. Durante Oi-1 si osserva anche un'alta variabilità delle abbondanze dei taxa e gli incrementi di *E. formosa* si alternano rapidamente con incrementi di taxa variamente adattati nei confronti della temperatura, ma riconosciuti come ben tolleranti per i nutrienti e/o bassa stratificazione (*Bramletteius serraculoides*, *Z. bijugatus*, *Clausicoccus*, Braarudosphaeraceae, *Sphenolithus*, piccole *Reticulofenestra*, *Chiasmolithus*). La tendenza all'aumento del "mixing" è confermata dall'incremento dell'abbondanza di specie meso-eutrofiche di acque calde (*Cyclicargolithus spp.*) sino al termine di Oi-1.

La biostratigrafia a nannofossili calcarei consente un'ottima correlazione tra le sezioni Umbro-Marchigiane ed il Pozzo ODP 1263. Alcune delle variazioni nelle associazioni a nannofossili del pozzo, mostrano una singolare corrispondenza con quelle osservate a Monte Cagnero, ma anche alcune differenze nell'avvicinarsi dei gruppi dominanti. In entrambe le

località, infatti la transizione E/O è accompagnata da una drastica riduzione delle specie altamente specializzate caldo-oligotrofiche (*Discoaster*), e riduzione dei già scarsi taxa freddi (*Di. daviesii* e *Chiasmolithus*) durante il magnetocrono C13n (in buona parte corrispondente con Oi-1 secondo Zachos et al., 1996). Tuttavia, l'evento Oi-1 al Monte Cagnero, ben correlabile per mezzo dell'acme di *Clausicoccus obrutus* e della magnetostratigrafia (Hyland et al., in stampa) è caratterizzato principalmente dall'aumento del gruppo caldo mesotrofico *Dictyococcites scrippsae* - *Dictyococcites hesslandii*, anziché da *Cyclicargolithus spp.* come nel pozzo. L'incremento dei taxa adattati ad alti nutrienti nella parte alta del C13n, presumibilmente corrispondente alla fase terminale di Oi-1 è rappresentato da *Blackites* e *Cyclicargolithus* al Monte Cagnero, e da *Cyclicargolithus* nel pozzo.

Complessivamente, l'analisi delle variazioni delle associazioni mostra che il passaggio dall'Eocene all'Oligocene sia a Walvis Ridge che nelle sezioni Umbro-Marchigiane è caratterizzato da una lenta e continua fertilizzazione ed incremento della turbolenza e del "mixing" e che, contrariamente a quanto sinora affermato nella gran parte degli studi, le acque superficiali della fine dell'Eocene erano leggermente più fredde di quelle dell'evento Oi-1 alla base dell'Oligocene. Questo suggerisce che la grande variazione del $\delta^{18}\text{O}$ sia legata in gran parte all'aumento di ghiacci anziché a diminuzione di temperatura delle acque. L'accumulo delle nevi è infatti favorito da disponibilità di aria umida e dalla crescente stagionalità che segue il passaggio del nodo obliquitale (circa 34 Ma, figura 5.3.3).

I dati relativi alla variazione del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico nel Pozzo ODP 1263 (Riesselman et al., 2007), mostrano inoltre un transiente picco corrispondente ad una variazione di oltre il 2‰, che si colloca come centro di simmetria rispetto alle maggiori oscillazioni del $\delta^{13}\text{C}$ ed a numerose variazioni di abbondanza osservate nel fitoplancton. Il nucleo dell'episodio Oi-1, contrassegnato da un temporaneo incremento di *Chiasmolithus* sia nel pozzo che a Monte Cagnero, corrisponde a una breve pulsazione fredda e/o a un ulteriore incremento del volume dei ghiacci, all'interno di una fase fertile.

Se le temperature superficiali oceaniche delle latitudini medie e basse sono rimaste sostanzialmente costanti durante il Cenozoico (Zachos et al., 1993), allora il segnale del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico è essenzialmente legato al raffreddamento delle alte latitudini ed allo sprofondamento di acque fredde e dense ai poli. L'assenza di un'importante diminuzione di temperatura delle acque superficiali è mostrata dalle associazioni a nannofossili e confermata dai risultati paleotermometrici del Mg/Ca nei foraminiferi planctonici del Pozzo 1263 (Peck et al., 2007 abstract; Peck in Tori et al., 2008 IGC Abstract) e di altri pozzi (Lear et al, 2000). La stabilità della temperatura delle acque marine superficiali mentre si hanno masse glaciali in Antartide con formazione e sprofondamento di acque fredde e circolazione di queste sul fondo oceanico, è coerente con le nostre osservazioni. Queste condizioni, infatti, determinano un forte gradiente termico latitudinale nell'atmosfera e nell'idrosfera, favorendo la turbolenza, il *mixing* delle acque superficiali, l'*upwelling* e l'erosione continentale, e forniscono un *feedback* positivo per la fertilizzazione degli oceani, l'abbassamento della CO_2 e la proliferazione di flore oligotipiche come quelle osservate nella fase terminale di Oi-1.

Introduzione.

Durante il Cenozoico, profondi mutamenti paleoceanografici e tettonici hanno indotto grandi variazioni climatiche sul Pianeta, determinando il passaggio da condizioni mediamente molto calde di “greenhouse”, che dominarono parte del Cretaceo Superiore e del Paleogene inferiore, alle condizioni glaciali di “icehouse”, che secondo le interpretazioni di molti autori iniziarono nell’Oligocene basale, si stabilizzarono durante l’Oligocene e perdurano sino ai giorni nostri (Prothero, 1994a).

Opposte manifestazioni di queste variazioni climatiche sono il massimo termico, al passaggio Paleocene-Eocene (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*, PETM) ed il massimo glaciale (*Early Oligocene Glacial Maximum*, EOGM) alla base dell’Oligocene, conosciuto per la stabilizzazione di grandi calotte glaciali in Antartide (Zachos et al., 2001a). Il passaggio dalla “greenhouse” alla “icehouse” non è stato, tuttavia, lineare e costante ed è caratterizzato, durante l’Eocene medio e superiore, da segnali climatici instabili e fasi alterne che hanno fatto guadagnare a quest’intervallo il nome di “doubthouse” (Watkins & Mountain, 1990; Miller et al., 1991).

L’evoluzione globale delle temperature oceaniche durante il Paleogene, analizzata per mezzo di indicatori, o “proxies” geochimici ($\delta^{18}\text{O}$, rapporto Mg/Ca dai gusci dei foraminiferi) (figura 1.0.1) è accompagnata da importanti trasformazioni nei resti fossili del plancton calcareo, con successive accelerazioni del tasso evolutivo di turnover, in corrispondenza di brusche alterazioni del $\delta^{18}\text{O}$, spesso interpretate come rapide variazioni della temperatura. La storia climatica dell’Eocene è associata a temperature marine superficiali stabili nell’area tropicale da alcuni autori (Zachos et al., 1993; Pearson et al., 2001, Tripati et al., 2003, 2005), ma brusche variazioni dei rapporti degli isotopi stabili ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e del tasso di accumulo del carbonato (Miller, 1992; Tripati et al., 2003, 2005) indicano grandi perturbazioni globali a tutte le latitudini.

La variazione della concentrazione di CO_2 nell’atmosfera sembra aver giocato un ruolo fondamentale nell’evoluzione climatica dell’Eocene. La pressione parziale della CO_2 , stimata per mezzo di vari *proxies* bio-geochimici ha subito una diminuzione con fasi alterne, che va dal termine dell’*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO) sino all’Oligocene, rimanendo al di sotto di 500 p.p.m. dall’inizio del Miocene (Pearson & Palmer, 2000; Pagani et al., 2005; Lowenstein & Demicco, 2006, De Conto et al., 2008) (figura 1.0.2). Vari meccanismi sono stati suggeriti per spiegare le variazioni di CO_2 su scala così ampia tra cui il degassamento idrotermale, reazioni metamorfiche nei carbonati, seppellimento ed esumazione di materia organica, dissoluzione dei silicati e precipitazione dei carbonati legata ai processi di erosione continentale (Raymo & Ruddiman, 1992) ed alla “pompa biologica”. Il ciclo del carbonio è intimamente legato ai processi biotici e tettonici, attraverso l’interfaccia di scambio atmosfera/idrosfera, ma non è ancora ben chiara la misura e la rapidità con cui agiscono questi processi ed i loro feedback (Brady, 1991; Worsley et al., 1994; Kerrick & Caldeira, 1998; Pearson & Palmer, 2000) e la storia dell’evoluzione della concentrazione della CO_2 durante l’Eocene è ancora in gran parte oscura e contraddittoria (figura 1.0.2).

Le testimonianze di questo profondo cambiamento ambientale sono molte, e storicamente, prima di tutte le altre, sono state notate le grandi ed appariscenti variazioni della macrofauna e della macroflora nelle successioni sedimentarie. In base ai più evidenti

cambiamenti paleontologici sono state, infatti, distinte e definite le Epoche e le Età della storia della Terra durante tutto il Fanerozoico.

I moderni studi ad alta risoluzione hanno mostrato che al passaggio Eocene/Oligocene non ci fu un'estinzione di massa, ma un ampio turnover della durata di alcuni milioni di anni ed una successione di eventi di scomparsa che portarono ad una graduale riduzione della diversità delle associazioni. La maggior parte degli organismi interessati dal turnover furono marini, dove le estinzioni coinvolsero i gruppi planctonici *Hantkenina*, *Globigerinatheka* e *Turborotalia* tra i foraminiferi, i *Discoaster* nel nannoplancton calcareo, alcuni molluschi marini (Squires, 2003; Hickman, 2003), echinoidi (Oyen & Portell, 2001; Burns & Mooi, 2003) e gli archaeoceti tra i cetacei, ma non mancarono organismi terrestri tra i serpenti (Evanoff et al., 1992), le piante (Wolfe, 1992; Ridgway et al., 1995), gli anfibi (Hutchison, 1992) ed i mammiferi (Prothero, 1994b).

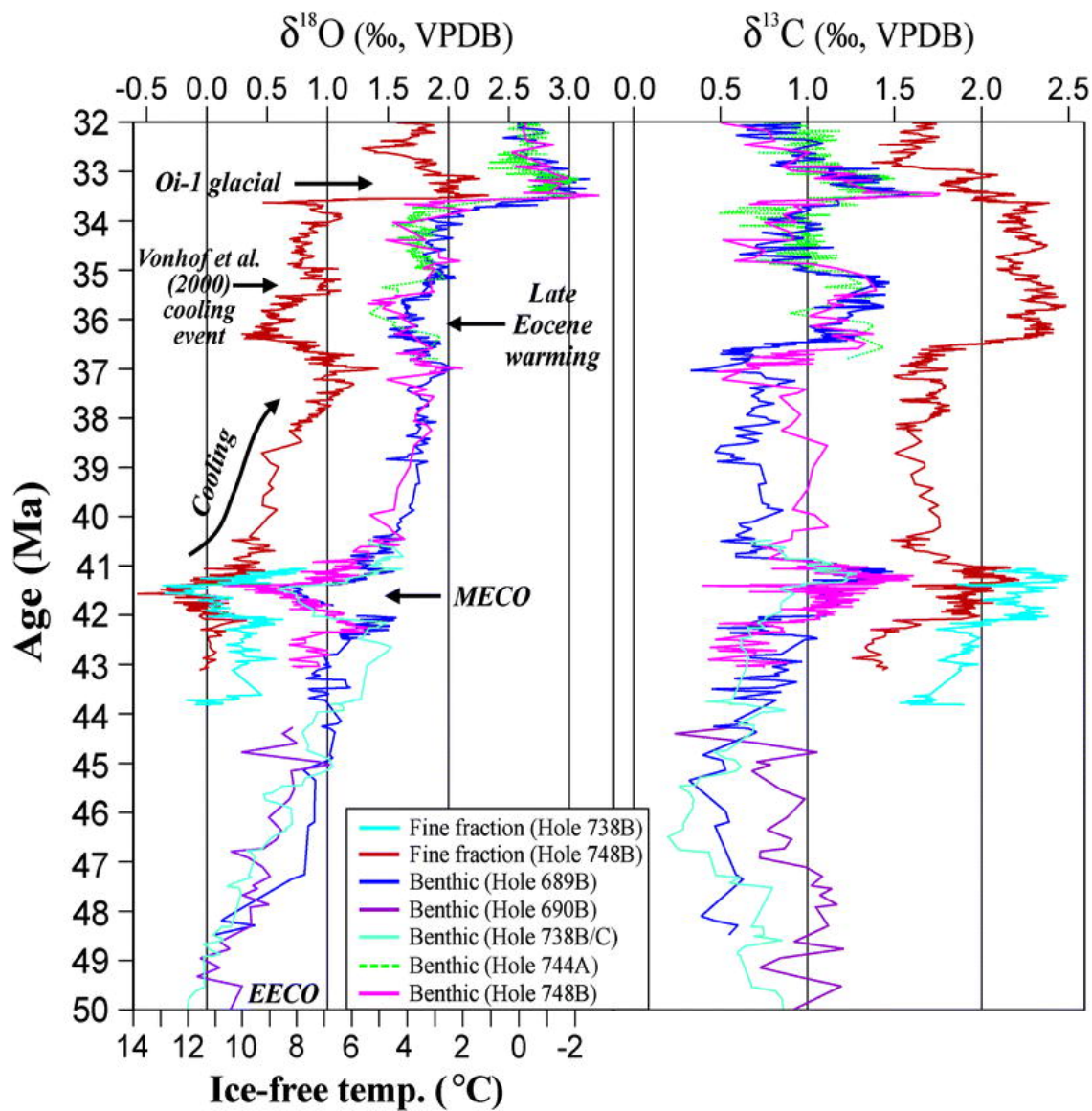


Figura 1.0.1: Compilazione di dati relativi agli isotopi stabili per l'Oceano Meridionale tra 50 e 32 Ma da alcuni Pozzi ODP. Sono mostrate le temperature dedotte in funzione delle variazioni isotopiche ed i principali episodi di variazione isotopica alla scala delle centinaia di migliaia di anni.

Il fatto che i passaggi tra le Epoche e le Età fossero fissati in concomitanza dei più appariscenti cambiamenti paleontologici ha portato all'identificazione del limite di molti piani in successioni spesso lacunose, con l'effetto di sopravvalutare, in passato, il verificarsi di anomali eventi di estinzione (Prothero, 1994a). Teorie catastrofiste o sulla ricorrenza delle estinzioni di massa (Raup e Sepkowsky, 1984; Rampino & Stothers 1984; Alvarez & Müller 1984) sono state favorite all'interno della comunità scientifica sino a pochi decenni orsono (Prothero, 1994a). In particolare, la scoperta di importanti crateri da impatto sulla superficie terrestre, la loro datazione più o meno coincidente con quella di particolari anomalie in elementi rari nelle successioni e la corrispondenza con transizioni epocali, tiene acceso il

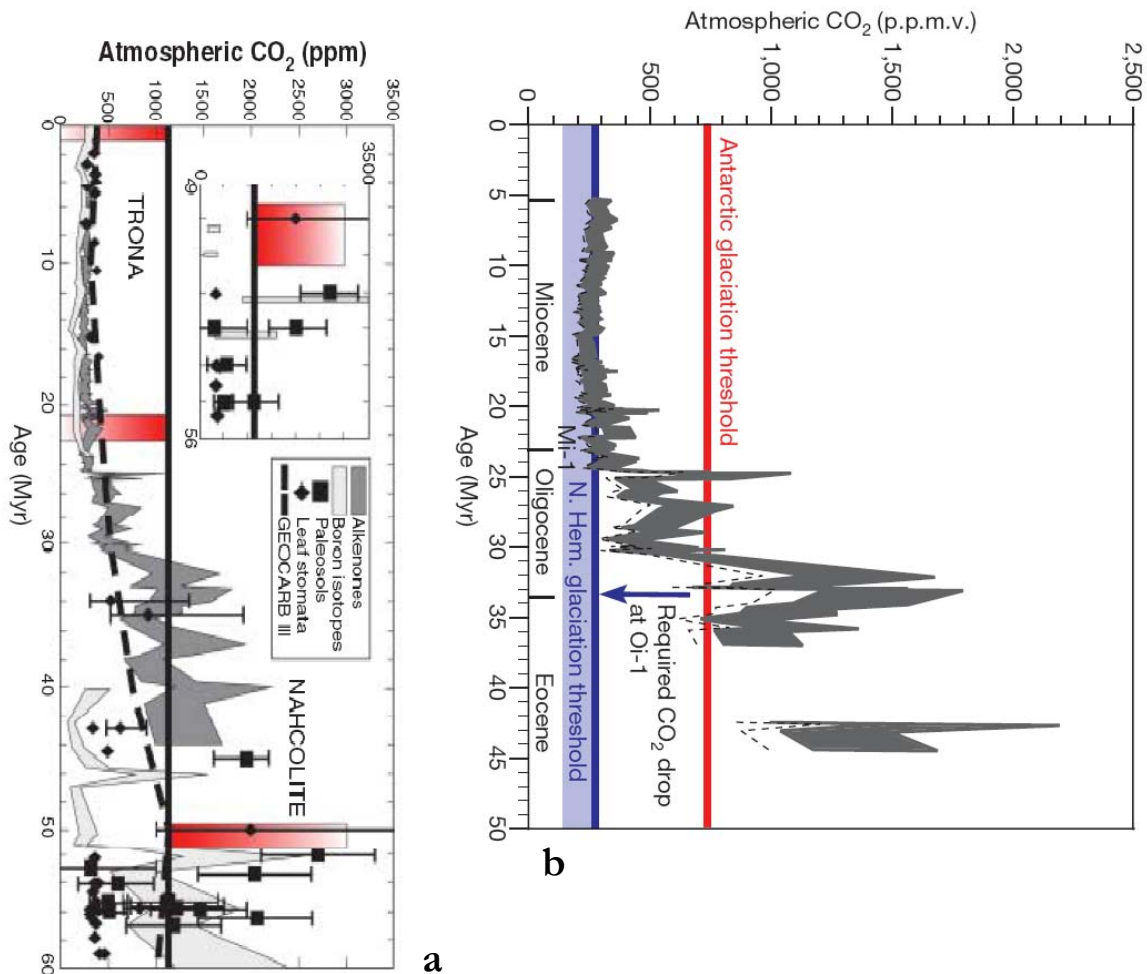


Figura 1.0.2: Evoluzione della concentrazione di CO₂ durante il Cenozoico:

(a) modificata da Lowenstein & Demicco (2006); sono mostrati i dati dedotti da vari *proxies* ($\delta^{11}\text{B}$ nei foraminiferi, alkenone $\delta^{13}\text{C}$, densità degli stomata nelle foglie, carbonati nei paleosuoli, valori previsti dal modello GEOCARB III) secondo Pearson & Palmer (2000), Pagani et al. (2005), Lowenstein & Demicco (2006); la linea nera a 1125 ppm rappresenta il minimo $[\text{CO}_2]_{\text{atm}}$ necessario per la precipitazione del carbonato di sodio in forma di nahcolite.

(b) secondo De Conto et al. (2008); questi autori hanno sviluppato un modello che stabilisce delle soglie nella concentrazione della CO₂, oltre le quali non sono possibili estese glaciazioni nei due emisferi; la soglia relativa alle glaciazioni boreali (linea blu) sarebbe molto più bassa di quella relativa alle glaciazioni australi (linea rossa).

dibattito relativo a teorie neocatastrofiste come la Shiva Hypothesis¹ (Rampino & Stothers 1984; Rampino, 1998; Stothers, 2005) per transizioni relativamente recenti come Cretaceo/Paleocene ed Eocene/Oligocene (Montanari & Koeberl, 2000; Bodiselsch et al., 2004; Poag et al., 2003, 2004).

La geocronologia del Paleogene è ancora oggi fondata sulla scala del tempo scandita dalle inversioni della polarità magnetica (Geomagnetic Polarity Time Scale, GPTS; Cande e Kent, 1995) ed i bioeventi sono datati per interpolazione rispetto a pochi livelli determinati in modo assoluto (radiocronologia). Le datazioni radiometriche in grado di fornire datazioni assolute sono infatti effettuate comunemente sulle rocce cristalline, mentre la maggior parte delle rocce sedimentarie non possono essere datate direttamente in modo assoluto. La presenza di minerali stabili di origine sinsedimentaria, di intrusioni basaltiche o di livelli cineritici all'interno delle successioni sedimentarie fossilifere è rara. Per questo motivo le datazioni assolute relative al Paleogene, derivano in gran parte dalla datazione del contatto tra i basalti oceanici ed i sedimenti sovrastanti, oppure da livelli a biotite, di origine vulcanica, inclusi all'interno delle successioni (Prothero, 1994a).

Nonostante l'accumularsi di dati, l'intensificarsi degli sforzi ed il progresso delle tecnologie, l'esame di dettaglio delle successioni e la loro correlazione ha presentato e continua a presentare numerose difficoltà.

I grandi progressi degli ultimi decenni sono dovuti ad impegnativi e costosi progetti internazionali (DSDP, ODP, IODP, ACEX) per il recupero e lo studio di estese successioni sedimentarie marine da diversi oceani e latitudini. Le perforazioni oceaniche hanno fornito la gran mole di dati che ha consentito la compilazione della registrazione isotopica del Paleogene (Zachos et al. 2001a; Bohaty & Zachos 2003). Tuttavia, il dettaglio degli eventi di brusca accelerazione od inversione del trend generale dei *proxies* geochimici rimane in gran parte indefinito per problemi di correlazione biocronologica.

Grandi progressi, in questo senso sono dovuti all'integrazione della ciclostratigrafia orbitale nella geocronologia (astrogeocronologia). Per quasi tutto il Neogene sono già stati definiti i cicli stratigrafici associati alle successioni marine, datati rispetto ad una scala astronomica del tempo assoluto (ATS) agganciata al presente.

Dopo che, con il raffinarsi delle analisi, ed il recupero di successioni marine continue, sono state in parte accantonate le ipotesi catastrofiste relative all'Evento Terminale dell'Eocene" (Prothero, 1994a; Prothero et al., 2000, 2003), gli studi sono proseguiti focalizzandosi sulla interpretazione dei periodi a caratterizzazione climatica estrema come K/P, PETM ed EOGM. Infatti, contrariamente a quanto si può affermare per la transizione Ypresiano-Luteziano (Eocene inferiore/Eocene medio), la transizione Priaboniano/Rupeliano (Eocene - Oligocene), individuata sin dagli albori degli studi di stratigrafia come uno dei

¹ La "Shiva Hypothesis", attribuisce le maggiori estinzioni di massa (ivi compreso l'evento che secondo alcuni autori avviene in corrispondenza della transizione E/O) ed ulteriori 20 importanti episodi di estinzione osservati nella storia del Fanerozoico, all'impatto ricorrente di comete od asteroidi. Il moto del sistema solare intorno al centro, e dentro e fuori dal piano del disco della galassia, dove si ha il massimo addensamento di materia, ha un semiperiodo di circa 30 milioni di anni. Questo passaggio periodico del sistema solare attraverso zone ad alta densità della materia, determinerebbe periodiche perturbazioni della nube di Oort, con maree di materiale interstellare nel sistema solare. Gli effetti conseguenti agli impatti sulla superficie terrestre (nuvole di polvere ed incendi) produrrebbero disastri ambientali di vasta portata.

passaggi chiave nella storia paleoceanografica e climatica del pianeta, è ampiamente studiata e dibattuta (Prothero 1994a; Bohaty & Zachos 2003; Prothero et al. 2003).

La vistosa oscillazione dei valori del rapporto isotopico dell'ossigeno alla base dell'Oligocene, denominata Oi-1 (Miller et al., 1991, Zachos et al., 1992), è stata ben presto interpretata come il segnale di una grande e veloce crescita dei ghiacci in Antartide (Early Oligocene Glacial Maximum, EOGM), ma la rarità di pozzi e sezioni che conservano una registrazione continua di quest'intervallo, ha impedito di comprendere a fondo le dinamiche che hanno animato la transizione verso un *icehouse world* (Miller et al., 1991). In un primo tempo questa escursione isotopica, come le altre che caratterizzano il passaggio Ypresiano/Luteziano ed il Luteziano/Bartoniano (Miller, 1992), era stata interpretata con una forte diminuzione della temperatura delle acque profonde degli oceani e con una inversione della circolazione da alotermica² caratteristica dell'Eocene, ad una circolazione mista durante l'Oligocene con arrivo di acque fredde sino alla fascia equatoriale, per giungere poi all'attuale circolazione termoalina (Kennet & Stott, 1990; Prothero, 1994a). Il ritrovamento di detriti d'origine glaciale (IRD, Ice Rafted Debris) in sedimenti oceanici intorno all'Antartide, aveva inoltre suggerito l'ipotesi dell'isolamento termico dell'Antartide (Kennett, 1977). L'apertura di passaggi marini profondi tra questo continente, Australia ed America del Sud, avrebbe permesso l'accumulo di una calotta permanente.

L'applicazione di metodi alternativi di paleotermometria basati sulla misura del rapporto Mg/Ca nel guscio dei foraminiferi (Lear, 2000; Lear et al., 2004) ha successivamente messo in discussione l'entità del raffreddamento associato ad Oi-1 mentre, attraverso lo sviluppo della modellizzazione matematica e statistica (De Conto & Pollard, 2003; Coxall et al., 2005; De Conto et al., 2008), è stato evidenziato che l'effetto dovuto all'isolamento geografico dell'Antartide è subordinato rispetto al superamento di soglie nei livelli dei gas serra atmosferici (figura 1.0.2, b) sotto l'influenza del *forcing* orbitale. I risultati della modellizzazione mostrano inoltre che in assenza di un sostanziale raffreddamento degli oceani, il bilancio del $\delta^{18}\text{O}$ relativo ad Oi-1 è troppo elevato per essere spiegato con la messa in posto delle sole calotte antartiche, rilanciando la ricerca di prove a favore di un forte raffreddamento globale e/o di masse glaciali di volume superiore a quello delle sole calotte antartiche.

Ice Rafted Debris (IRD) sono stati recentemente rinvenuti anche nell'Oceano Artico (Lomonosov Ridge) a partire dall'Eocene medio (Moran et al., 2006a, 2006b) e nel Mar di Groenlandia e Norvegia a partire dall'Eocene superiore (Eldrett et al., 2007); questi ritrovamenti hanno suggerito ipotesi di glaciazioni bipolari a partire dall'Eocene medio (Tripathi et al., 2005, 2006, 2008).

Il dibattito è attualmente molto vivace: alcuni scienziati valutano con prudenza ulteriori prove a favore di glaciazioni bipolari (Lear et al., 2004) mentre altri continuano ad attribuire il maggiore *shift* isotopico alla diminuzione di temperatura, con l'eventuale e transiente presenza di calotte limitata all'Antartide (Edgar et al., 2007; De Conto et al., 2008).

La transizione Eocene/Oligocene appare sorprendentemente simile per vari aspetti, alla transizione Ypresiano/Luteziano per quanto riguarda il nannoplancton calcareo: in

² In presenza di alte temperature e forte evaporazione, le acque tropicali della Tetide sprofonderebbero a causa di differenze di densità principalmente dovute alla salinità, anziché alla temperatura, come avviene invece attualmente. La circolazione (alotermica) di queste masse d'acqua sul fondo, verso le alte latitudini, sarebbe stata lenta, mentre le acque antartiche costituivano uno strato intermedio, in assenza quindi, di acque fredde profonde.

corrispondenza di entrambe le transizioni sono registrate importanti e parallele trasformazioni delle associazioni a nannofossili (Monechi, 1986; Aubry, 1992a; Agnini, 2006; questo studio) e si osservano successive accelerazioni del tasso evolutivo di turnover associate a brusche alterazioni del $\delta^{18}\text{O}$, del $\delta^{13}\text{C}$ (Miller, 1992) e del tasso di accumulo del carbonato (Triпати et al., 2005). In corrispondenza della transizione E/O inoltre, sono state osservate importanti variazioni nelle associazioni a nannoplancton calcareo delle alte latitudini (Aubry, 1992a) ed un generale incremento del bio-provincialismo (Aubry 1992b), che sembra avere le sue radici nell'Eocene medio.

Questo studio è stato effettuato su successioni relativamente espanse e continue, corrispondenti ad ambienti marini temperato-subtropicali campionate in affioramento (Agost, Spagna; Contessa, Monte Cagnero e Massignano, Italia) o pozzi oceanici (Pozzo 1263, Atlantico Sud-orientale) (figura 1.0.3).

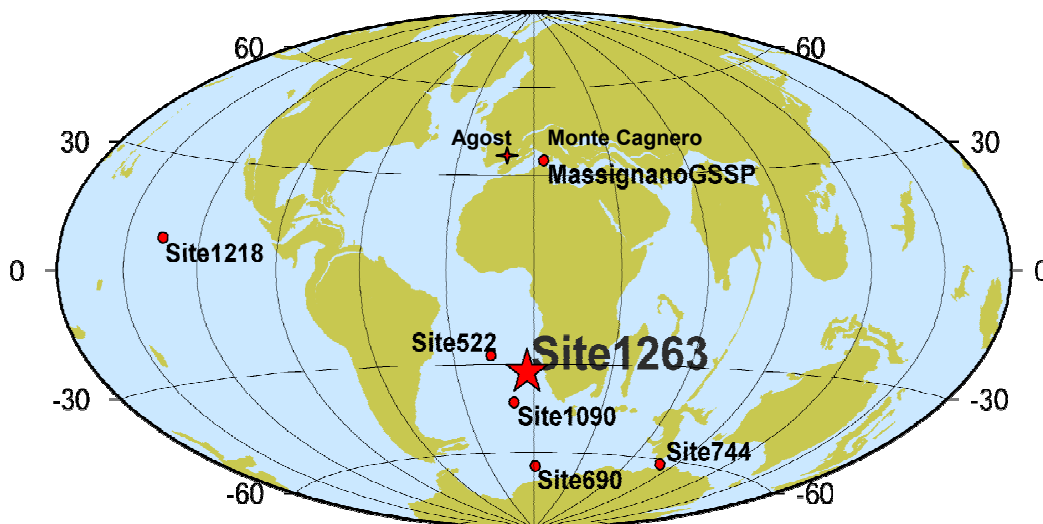


Figura 1.0.3: Ricostruzione paleogeografica del mondo a 34 Ma.

La stella rossa indica la posizione paleogeografica del Pozzo ODP 1263. Gli altri punti rossi indicano la posizione delle sezioni di Agost, delle sezioni Umbro-Marchigiane e di altri pozzi oceanici per i quali sono noti studi ad alta risoluzione relativi alla transizione Eocene/Oligocene. (Ricostruzione da <http://www.odsn.de/odsn/services>)

Per le successioni esaminate esistono, o sono in corso, ricerche in collaborazione con gruppi di lavoro interdisciplinari, al fine di poter ottenere una stratigrafia multiproxy integrata ed un'ampia visione per la ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica..

Le sezione di Massignano costituisce inoltre un particolare riferimento essendovi stato definito il *Global boundary Stratotype Section and Point* (GSSP) per il limite E/O (Premoli-Silva et al., 1988a; Premoli Silva & Jenkins, 1993). La vicina sezione di Monte Cagnero è, a sua volta, proposta come parastratotipo per il limite E/O (Hyland et al., in stampa).

CAPITOLO 1. Obiettivi, materiali e metodi

1.1.1 Obiettivi.

Attraverso analisi qualitative, quantitative e statistiche delle associazioni a nannofossili calcarei ci siamo proposti di esplorare la possibile risposta evolutiva delle associazioni a nanнопlancton calcareo ai cambiamenti climatici di breve durata sovrainposti sul deterioramento climatico di lungo termine del Paleogene superiore.

Ulteriori obiettivi sono l'identificazione di bioeventi e limiti delle biozone nelle aree esaminate, il miglioramento della risoluzione biostratigrafica e cronologica ed un contributo alla comprensione delle dinamiche paleoambientali del Paleogene.

La ricerca si è focalizzata su ambienti da temperati a tropicali-subtropicali in due differenti aree rappresentate dalle sezioni di Monte Cagnero e Massignano nella Tetide Occidentale, e dal Pozzo ODP 1263 nell'Atlantico Sud-orientale in successioni relativamente espanse e continue (Zachos et al., 2004; Monechi et al., 2007). Successioni di dati geochimici ad alta risoluzione per il Pozzo ODP 1263 (Kroon et al., 2007; Riesselman et al., 2007) hanno inoltre consentito un preciso inquadramento temporale degli eventi osservati.

E' inoltre chiaro da alcuni anni, che la ciclostratigrafia è in grado di dare un contributo decisivo alla geocronologia ed alla stratigrafia, consentendo un sostanziale miglioramento nella precisione delle datazioni assolute per gran parte del Cenozoico e quindi nella datazione e nella verifica dell'isocronismo dei bioeventi (Thierstein et al., 1977; Raffi et al., 2006). L'esistenza di successioni di eventi biologici irripetibili ed irreversibili, consente inoltre, una volta che la loro storia sia stata ben definita rispetto alla scala assoluta del tempo (scala astrobiocronologica, ATS), il controllo e la verifica dei modelli teorici delle variazioni dei parametri orbitali (Pälike & Shackleton, 2000; Lourens et al., 2001), altrimenti non precisabili, dal momento che il moto dei pianeti del sistema solare è imprevedibile su lunghi tempi (Laskar, 1989, 1990, 1999; Laskar et al., 2004).

Esistono pochi studi ciclostratigrafici del Paleogene e pochissimi relativi alla transizione E/O, a dispetto delle grandi potenzialità di questa metodologia. Si è perciò voluto esplorare la sensitività al *forcing* orbitale ed il ruolo dello stesso nanнопlancton nel cambiamento globale ($p\text{CO}_2$ e calcificazione nei coccolitoforidi, variazioni della temperatura superficiale degli oceani ed eutrofizzazione, sviluppo di estese calotte polari e provincialismo) durante un periodo protratto (circa 2-3 milioni di anni) di cambiamenti ambientali in corrispondenza della transizione E/O, ricercando una correlazione astronomica tra le variazioni della nannoflora nelle successioni ed il succedersi delle variazioni in importanti *proxies* litologici e geochimici.

Il confronto tra le variazioni delle associazioni a nannofossili calcarei e le variazioni di altri *proxies* ambientali rilevabili nei sedimenti ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, carbonato, rapporto Mg/Ca, suscettività magnetica, colore) consente di integrare gli esistenti modelli di variazione climatica (De Conto & Pollard, 2003; Zachos & Kump, 2005) con l'evoluzione del nanнопlancton calcareo, in modo da poter evidenziare l'esistenza di caratteristiche globali e provinciali delle associazioni e comprenderne le dinamiche in relazione ai maggiori cambiamenti climatici.

1.1.2 Nannofossili calcarei e loro utilizzo.

I nannofossili calcarei sono costituiti in gran parte dai piccolissimi resti fossilizzati (di dimensioni generalmente minori di 30 micron) del nannoplancton calcareo, alghe marine unicellulari appartenenti al Phylum delle Haptophyta, Classe Prymnesiophyceae. Una parte minore dei nannofossili è invece composta da altri nannoliti di incerta provenienza che si trovano associati a questi resti (*Discoaster*, *Nannoconus*, *Braarudosphaera*).

Il nannoplancton calcareo moderno è produttore primario, capace d'imponenti fioriture e costituisce una parte cospicua del microplancton attualmente vivente negli oceani. La sua diffusione nei sedimenti si basa sulla capacità di produrre delle placchette calcaree all'interno della cellula. Queste placchette, chiamate coccoliti, formano il rivestimento della cellula vivente, perciò queste alghe marine fitoplanctoniche sono chiamate coccolitoforidi. Le loro variazioni di abbondanza sono attualmente legate alle variazioni ambientali dei nutrienti, della CO₂ e dell'energia solare assorbita e questo le rende, anche per il passato, indicatori dell'ambiente di formazione delle rocce che le incorporano. Sono inoltre coinvolte nel ciclo biogeochimico del carbonio attraverso la loro funzione di fotosintesi e di biomineralizzazione che contribuisce alla precipitazione del carbonato ed alla sua rimozione dalle acque marine.

I nannofossili si trovano in grande quantità nei sedimenti marini sino dal Trassico superiore. La loro rapida evoluzione li rende inoltre un utilissimo strumento per la determinazione biostratigrafica dell'età dei sedimenti.

1.1.3 Nannofossili come proxy ambientale. Paleoecologia di alcuni nannofossili che si trovano nelle successioni esaminate.

L'ampia diffusione negli oceani e la sensibilità alle variazioni dei parametri chimico-fisici dell'acqua e alla struttura della colonna d'acqua dei coccolitoforidi attuali rende i nannofossili, loro antenati, degli utili indicatori per le variazioni ecologiche e della circolazione oceanica. Le principali caratteristiche della loro distribuzione, le variazioni delle associazioni nel tempo, il confronto tra il segnale legato ai nannofossili calcarei, quello isotopico e quello di altri gruppi di microfossili, consentono interpretazioni paleoceanografiche e delle dinamiche degli eventi climatici.

La distribuzione dei coccolitoforidi nelle acque superficiali è controllata oltre che dalla disponibilità di luce, anche dalla temperatura, dalla salinità e dalla variabile disponibilità di nutrienti. Seguendo le evidenze attuali e passate, numerosi studi hanno attribuito un significato paleoecologico alle principali variazioni d'abbondanza dei vari gruppi di nannofossili attraverso il tempo e alla distribuzione paleogeografica.

Esistono diversi lavori che hanno investigato in passato il comportamento e l'affinità dei taxa osservati in questo studio.

I *Discoaster* sono un gruppo noto per la loro preferenza per acque calde (Edwards, 1968; Bukry, 1973; Wei & Wise, 1990a; Orue-Etxebarria et al., 2004; Angori et al., 2007) ed oligotrofiche (Aubry, 1992a).

Ericsonia formosa e *Sphenolithus* (principalmente *Sph. moriformis*) in base a numerosi studi sono conosciuti come taxa di acque calde (Wei & Wise, 1990; Kelly et al., 1996; Monechi et al., 2000; Villa e Persico, 2006). Bralower (2002) non distingue tra temperatura e nutrienti, assimilando *E. formosa* e gli *Sphenolithus* con i *Discoaster* per preferenza di acque calde ed oligotrofiche. Nello studio di Agnini et al. (2007), invece, la percentuale di *E. formosa*,

similmente a quella di *Coccolithus pelagicus*, è direttamente proporzionale alla quantità di quarzo nel sedimento, determinando quindi una affinità per acque caldo-mesotrofiche.

Gli *Sphenolithus* sono indicati come taxa di acque calde o basse latitudini in Haq & Lohman, 1976; Wei & Wise, 1990a; Bralower, 2002; Aubry, 1992; Angori et al., 2007; Fornaciari & Rio, 1996; Villa & Persico, 2006, oppure ad affinità caldo-oligotrofica (Agnini, 2007 e bibliografia citata), ma sono anche segnalati come taxa opportunisti, r selezionati³ nel Messiniano (Wade & Bown, 2006).

Dictyococcites daviesii è nota come taxon di acque fredde (Wei & Wise, 1990a,b; Wei et al., 1992; Persico & Villa, 2004; Villa & Persico, 2006).

Dictyococcites bisectus e *Reticulofenestra umbilica*, sono indicati come taxa di acque temperate da Wei & Wise (1990) e da Persico & Villa (2004).

Le caratteristiche ecologiche di *Cyclicargolithus floridanus* non sono ben chiare. E' stato considerato da Wei & Wise (1990a) un taxon "temperature-dependent" con preferenza per acque temperato-calde. In seguito al suggerimento di Aubry (1992a) è stato considerato un taxon adattato ad ambienti eutrofici e Monechi et al. (2000) lo hanno confermato come "high nutrient taxa". Wade & Pälike (2004) osservano che l'intervallo corrispondente all'incremento della percentuale di carbonato e del $\delta^{13}\text{C}$ nel Pozzo 1218 è dominato da *Cy. floridanus* e dall'incremento di *Sphenolithus* e suggeriscono quindi un adattamento di queste specie ad intervalli con alta produttività. In Persico & Villa (2004) *Cy. floridanus* è indicato prima come specie temperata e poi decisamente non dipendente dalla temperatura in Villa & Persico (2006).

Il genere *Chiasmolithus* è ben noto per avere preferenza per le acque fredde (Wei & Wise, 1990a, b; Wei & Pospichal, 1991; Wei et al., 1992; Firth & Wise, 1992; Persico & Villa, 2004; Villa & Persico, 2006; Gibbs et al., 2006). Aubry (1992a, 1998) ha anche suggerito che fosse ben adattato a condizioni da mesotrofiche ad eutrofiche. Così Bralower (2002) lo considera r-selezionato e di acque meso-eutrofiche. Le preferenze rispetto ai nutrienti sono però molto discusse, infatti è considerato ben adattato ad ambienti meso-eutrofici da Mutterlose et al. (2007) mentre per Fuqua et al. (2008) preferisce bassi nutrienti.

C. pelagicus è attualmente adattato ad ambienti con acque fredde, alta produttività e *upwelling* (Mcintyre et al., 1970; Raffi & Rio, 1981; Baumann & Matthiessen, 1992; Roth, 1994; Samtleben et al., 1995; Sato & Kameo, 1996; Giraudeau et al., 1993; Giraudeau & Bailey, 1995; Cachao & Moita, 1995, 2000), ma sembra aver cambiato le proprie preferenze rispetto al Paleogene ed al Miocene durante i quali si trova comunemente sia in ambienti tropicali che alle alte latitudini e mostra affinità per acque caldo-temperate e adattamento r-selezionato (Haq & Lohman, 1976; Bukry, 1981; Wei & Wise 1990b) in associazioni tendenzialmente oligotrofiche (Gibbs et al., 2006). Vale la pena di osservare che *C. pelagicus* ha un forte decremento che inizia in corrispondenza dell'evento isotopico Oi-1 nei pozzi delle alte latitudini meridionali (Pozzo 689d e Pozzo 744a), suggerendo un collegamento con le dinamiche della "icehouse", la disponibilità di nutrienti e l'erosione continentale (Persico & Villa, 2004). Inoltre esso mostra

³ La strategia di tipo r è riferibile alla teoria di MacArthur & Wilson (1967) come il risultato selettivo di una modalità riproduttiva opportunistica che consiste nell'adattamento in ambienti instabili dove la capacità di riprodursi velocemente è determinante e la specializzazione competitiva per le risorse non è invece vantaggiosa. Le selettività r è contrapposta alla selettività k.

covarianza rispetto al contenuto in quarzo dei sedimenti ed è considerato caldo-mesotrofico al passaggio P/E nella sezione di Forada (Agnini et al., 2007).

Zygrhablithus bijugatus è conosciuto per essere una specie cosmopolita, più frequente in ambienti caldi e “near-shore”, di acque poco profonde (Gartner & Bukry, 1969; Bukry et al., 1971; Edwards & Perch-Nielsen, 1975; Monechi et al., 2000). Secondo Wei & Wise (1990), invece *Zy. bijugatus* è controllato più dalla produttività che dalla temperatura; è più abbondante sotto l’influsso degli apporti di nutrienti costieri secondo Krhovský et al. (1992) e Melinte (1993). In base alla biogeografia dei moderni olococcoliti e per l’associazione con i *Discoaster* nell’Eocene inferiore, è considerato k-selezionato (adattato in ambienti stabili ad alta specializzazione), caldo-oligotrofico da vari autori (Kleijne 1991; Aubry, 1998; Bralower, 2002; Gibbs 2006; Agnini et al., 2007). L’aumento d’abbondanza del taxon alla fine del Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM), è invece interpretato come la ripresa di condizioni relativamente più fresche ed eutrofiche da Tremolada & Bralower (2004), mentre Villa et al. (2008) lo considerano come specie di acque temperate. *Zy. bijugatus* è considerato poco resistente alla dissoluzione da Wind & Wise (1978).

Bramletteius serraculoides è segnalato come taxon di acque calde (Bukry, 1972; Madile & Monechi 1991).

Le moderne *Braarudosphaera* sono comuni in acque a bassa salinità (Gran & Braarud, 1935; Smayda 1966; Bukry, 1974). Tra i nannofossili del Paleogene, le *Braarudosphaera* sono riportate principalmente in depositi “nearshore” ed emipelagici (Bybell & Gartner, 1972; Perch-Nielsen, 1985; Siesser et al., 1992) e questo è generalmente interpretato come preferenza per acque a bassa salinità che si trovano comunemente in ambienti costieri con forte turbolenza (Bramlette & Martini, 1964; Martini 1965, 1971; Müller, 1976; Bukry, 1973; Armstrong & Brasier, 2005). Tuttavia, parecchi livelli ricchi di braarudosphaeridi sono conosciuti soprattutto in depositi di acque oceaniche dell’Oligocene e sembrano riflettere condizioni oceanografiche inusuali con fioriture legate al controllo da parte dei nutrienti (Bybell & Gartner, 1972; Siesser et al., 1992; Bybell & Self Trail, 1998).

Braarudosphaera e *Thoracosphaera* (dinoflagellato) sono i generi dominanti, rispettivamente alle latitudini basse ed alte nel Paleocene basale dopo la crisi del K/P (Haq & Lohmann, 1976; Aubry, 1998). Per questo sono state considerate tra le “disaster forms” da Jiang & Gartner (1986) mentre per Aubry (1998) sono indicative di condizioni meso-eutrofiche. Bybell & Self trail (1998) riportano che durante il PETM i braarudosphaeridi sono stati influenzati soltanto in condizioni “offshore”.

I livelli oceanici con alta abbondanza relativa in particolare di *B. bigelowii*, sono stati messi in relazione con bassa salinità (Takayama, 1972) oppure eutrofizzazione (Cuhna & Shimabakuro, 1996). Secondo Kelly et al. (2003) che ha studiato i depositi dell’Oligocene inferiore nell’Atlantico meridionale, questi riflettono fluttuazioni ritmiche del vigore e della configurazione del “gyre” dell’Atlantico meridionale, associate a fioriture eccezionali nella zona eufotica profonda oppure a forte “upwelling” primaverile in periodi di pronunciata stagionalità.

1.1.4 Materiali.

La sezione di Agost (Cordigliera Betica, Spagna) è stata studiata per il limite Ypresiano/Luteziano (Eocene inferiore-Eocene medio), mentre la sezione del Monte Cagnero

(Umbria-Marche, Italia) ed il Pozzo ODP 1263 (Walvis Ridge, Oceano Atlantico Sud-orientale) sono stati esaminati per il limite Priaboniano/Rupeliano (Eocene-Oligocene).

Le analisi delle associazioni a nannofossili calcarei sono state condotte su 61 campioni della sezione di Agost, 76 campioni del Pozzo ODP 1263, 84 campioni della sezione di Monte Cagnero e circa 40 della sezione di Massignano. I campioni sono costituiti da calcari marnosi e marne calcaree nel caso delle sezioni in affioramento, da fanghi calcarei nel caso dei materiali provenienti dal pozzo oceanico. Una descrizione dettagliata della litologia delle successioni è fornita nei capitoli seguenti.

1.1.5 Metodi di analisi delle associazioni a nannofossili calcarei.

Tutti i campioni sono stati preparati seguendo il metodo standard della *smear-slide*. Una piccola quantità di sedimento (0,05 g), precedentemente disgregato nel caso dei sedimenti litificati, viene diluito con 4-5 ml di acqua distillata. Qualche goccia della sospensione ottenuta viene poi distribuita e lasciata asciugare su di un vetrino coprioggetti, senza applicare alcun tipo di trattamento ad ultrasuoni in modo da ottenere l'originale composizione di nannofossili e granuli sul vetrino. Il vetrino coprioggetti è poi incollato sul portaoggetti per mezzo di una goccia di colla otticamente trasparente (Norland Optical Adhesive NOA-65).

Le analisi dei vetrini consistono nell'osservazione di almeno due traverse lunghe di ogni vetrino al microscopio ottico polarizzatore, a 1000x ed a 1560x ingrandimenti in luce trasmessa parallela ed a nicol incrociati. Sono stati utilizzati i due microscopi disponibili presso il laboratorio: "Zeiss Axioplan 2 imaging" e "Leitz Wetzlar SM-LUX-POL".

Le analisi delle associazioni si sono svolte in tre fasi principali.

1. Analisi al microscopio ottico polarizzatore:

esame qualitativo dell'associazione: abbondanza totale, osservazione e ricerca delle specie marker per la biostratigrafia mediante la scansione di almeno 8 mm² per ogni vetrino;

esame semiquantitativo delle abbondanze dei principali taxa presenti su di un'area prefissata (5 mm²) di ogni campione (per la sezione di Agost);

esame quantitativo con conteggio di almeno 300 individui dal totale della popolazione che costituisce l'associazione di ogni campione (per il Pozzo 1263);

2. Elaborazione numerica dei dati quantitativi:

i conteggi effettuati sono stati riportati in percentuale e sono elencati nelle tabelle in appendice; è poi seguita la trasformazione log-rapporto centrata per la risoluzione del "problema della somma chiusa dei dati" (Pearson, 1897; Aitchison, 1981, 1982, 1986; Kucera, & Malmgren, 1998; Bucciatti & Esposito, 2004) al fine di una corretta impostazione dell'analisi statistica multivariata;

l'analisi della distribuzione di frequenza, i test statistici di normalità e la ricerca di possibili raggruppamenti delle variabili/taxa, hanno ridotto l'effetto del turnover evolutivo nella successione ed approssimato le distribuzioni alla normale;

sono seguiti l'analisi delle matrici varianza-covarianza e delle correlazioni per i log-rapporti centrati, le analisi dei grappoli, delle componenti principali (PCA) e la Detrended Component Analysis (DCA),

infine il calcolo degli indici di diversità (ricchezza semplice, indice di Shannon, indice di dominanza);

3. Elaborazione grafica dei risultati e loro interpretazione:

studio delle maggiori variazioni percentuali e loro successione nel tempo;
confronto con i risultati di altri proxies rilevati sugli stessi campioni o nella stessa successione;

confronto con i dati della letteratura per le interpretazioni paleoecologiche relative ai taxa ed alle variazioni ambientali intervenute nello stesso intervallo temporale;

ricerca di eventuali periodicità nelle variazioni percentuali dei taxa rispetto alla scala del tempo assoluto risultante dalla determinazione di un modello astrogeocronologico per la successione del Pozzo ODP 1263.

Solo per i marker biostratigrafici, l'eventuale presenza al di fuori del numero di individui contati per l'analisi quantitativa, è stata riportata con una "x" nelle relative tabelle, ma non utilizzata per le elaborazioni statistiche.

E' stata adottata la tassonomia standard relativa ai nannofossili calcarei del Cenozoico (Perch-Nielsen, 1985; Young & Bown, 1997; Bown, 2005).

1.1.6 Metodi di analisi statistica multivariata.

La matrice dei dati, risultante dalla riduzione in percentuale dei conteggi effettuati in un set di campioni, esprime la composizione delle associazioni a nannofossili attraverso la successione in esame. Le proprietà della matrice sono comuni a quelle di ogni altro set di dati composizionali relativo ad associazioni ecologiche:

- la matrice è ricca di zeri poichè le specie rare sono numerose;
- i dati contengono un disturbo intrinseco dovuto all'errore statistico;
- le potenziali dimensioni sono molte, ma quelle determinanti sono generalmente un numero limitato;
- la distribuzione della frequenza di una specie attraverso un gradiente spazio-temporale (nel nostro caso nella successione stratigrafica) è generalmente unimodale, se lo studio è sufficientemente esteso e la variabile è stata appropriatamente scelta.

Per poter applicare i metodi di analisi statistica alla matrice dei dati percentuali, è necessario esaminare preliminarmente la distribuzione di frequenza di ogni taxon e verificare che sia approssimabile con la curva normale. In alcuni casi risulta necessario applicare semplici trasformazioni, affinché le distribuzioni approssino la normale. E' opportuno raggruppare taxa affini (ad esempio in generi o categorie paleoecologiche) al fine di ridurre l'effetto del turnover evolutivo nelle associazioni che si risolverebbe in un elevato numero di campioni in cui la variabile (taxon) ha valore zero. Elevando il numero di individui contati, si ridurrebbe la frequenza con cui i taxa rari si presentano con percentuale nulla, ma poiché è necessario mantenere i tempi/costi della ricerca entro limiti accettabili, il conteggio di individui per ogni campione si è limitato a qualche centinaio (300-500).

Un'altra importante caratteristica dei dati composizionali, sia che si tratti di composizioni in percentuale, sia della concentrazione su di un'area o volume costante, oppure ad esempio di parti per milione, è che i dati sono soggetti ad un vincolo noto come "problema della somma chiusa" o "vincolo della somma costante". Non è possibile, infatti, prescindere dal fatto che la distribuzione normale varia tra $-\infty$ e $+\infty$, mentre i dati percentuali ad esempio, variano tra 0 e 100. Questo vincolo, dovuto alla dipendenza tra i valori delle variabili, fa sorgere delle correlazioni "spurie" tra i dati come già discusso da Pearson (1897). Per questo motivo le variabili singole non possono variare indipendentemente: se la proporzione di un

componente cresce, le altre componenti devono diminuire. Questo effetto è tanto più visibile quante meno sono le variabili (Kucera & Malmgren, 1988). Gli effetti delle false correlazioni possono anche non essere evidenti, quando si ha a che fare con parecchie variabili, ma il problema della somma costante non può essere trascurato, poiché a priori, sino a che non è stato rimosso, non se ne conosce l'entità. Qualsiasi analisi delle relazioni tra variabili composizionali crude, infatti, contiene un significativo disturbo che non può essere previsto, né quantificato.

Essendo noto ormai da decenni, che i valori delle correlazioni tra dati composizionali sono da considerarsi con molta cautela, il problema è stato ampiamente discusso nella comunità scientifica, sinché Aitchinson (1981) ha proposto alcune semplici trasformazioni numeriche che consentono di superare il problema della somma chiusa intrinseco nei dati composizionali. Dopo l'applicazione della trasformazione "additive logratio transformation" (*alr*) o "centered logratio transformation" (*clr*) (Aitchinson, 1981, 1982, 1986) alla matrice dei dati, è possibile utilizzare gli strumenti classici di statistica descrittiva (od inferenziale) valutando correttamente le correlazioni tra i dati.

Le soluzioni di Aitchinson consentono di esplorare in modo corretto le relazioni contenute nel "dataset": ecologia, tafonomia, fattori come temperatura, nutrienti, dissoluzione.

L'applicazione di queste trasformazioni è necessaria per l'utilizzo delle tecniche statistiche di analisi multivariata, anche se questo è sorprendentemente ignorato nella grande parte degli studi micropaleontologici anche recentissimi. Tuttavia, dagli anni '80, l'applicazione delle trasformazioni *alr* e *clr* nelle scienze geologiche e paleontologiche ha avuto una rapida espansione (Davis, 1986; Reyment & Savazzi, 1999; Reyment, 2000; Monechi et al. 2000; Buccianti e Esposito, 2004).

Dopo l'applicazione della trasformazione *clr* (Aitchinson, 1981) alla matrice dei dati, sono state esaminate le relazioni nelle associazioni a nannofossili attraverso l'analisi della matrice varianza-covarianza e per mezzo poi di metodi esplorativi e di raggruppamento lavorando prima in Q-mode e poi in R-mode⁴. Questo ha consentito una sintesi delle informazioni contenute nei dati e suggerito nuove e significative interpretazioni confrontabili con i dati della letteratura e con i modelli derivati dai risultati di analisi su proxy geochimici (isotopi stabili e Mg/Ca sui foraminiferi planctonici e bentonici).

Tutte le trasformazioni sono state operate per mezzo dei software "Microsoft® Excel" e "PAST" (Hammer et al., 2001) che contengono alcune funzioni e algoritmi precompilati.

Le tecniche di analisi multivariata di raggruppamento come la *cluster analysis*, od esplorative, come la PCA e la DCA, consentono di ridurre un set di dati multidimensionale come la matrice dei dati, in uno spazio di due o poche dimensioni osservabile in forma grafica. In questo spazio vengono raggruppati o distribuiti campioni e specie con caratteristiche simili, in modo che la loro distanza sia proporzionale alla loro similitudine (Pielou, 1984).

Le analisi esplorative consentono, per mezzo di metodologie descrittive principalmente di natura grafica, di valutare ipotesi relative ai fattori, ovvero ai gradienti

4 L'analisi Q-mode utilizza la variabilità attraverso le variabili (taxa) per esaminare l'associazione fra i campioni. La matrice è elaborata con i campioni sulle righe ed i taxa sulle colonne. L'analisi R-mode utilizza la variabilità attraverso i campioni per esaminare l'associazione fra i taxa. La matrice è elaborata con i taxa sulle righe ed i campioni sulle colonne.

paleoambientali che strutturano l'associazione da una parte e la successione dei campioni dall'altra.

Per individuare dei modelli di comportamento nei dati dell'associazione a nannoplancton calcareo, sono state utilizzate tecniche di analisi multivariata come la *Principal Component Analysis* (PCA) e la *Detrended Correspondence Analysis* (DCA). I risultati sono stati poi confrontati per vedere come e quanto, queste analisi possano aiutare a formulare delle ipotesi sul collegamento tra la nannoflora e i fattori ambientali.

La PCA ricerca per mezzo di una rotazione, gli assi ortogonali lungo i quali è massimizzata la varianza del set di dati. Si tratta di una analisi piuttosto obiettiva, ma grezza: i gradienti che sottostanno alle variazioni delle associazioni sono spesso di difficile interpretazione.

La DCA (Hill, 1979; Hill & Gauch, 1980), invece, si basa sulle medie dei punti reciprocamente pesate ed utilizza il coefficiente di correlazione per distribuire nello spazio specie e campioni simultaneamente. Secondo Hill & Gauch la DCA è decisamente superiore agli altri tipi di analisi esplorativa perchè per mezzo di un processo di rimozione del trend e di "rescaling" sono corretti gli effetti del "ferro di cavallo" e dell'arco, che vengono invece evidenziati nei risultati grafici della PCA e della CA a causa di andamenti non lineari tra i dati. Tuttavia la DCA è stata anche ampiamente criticata perchè la misura di somiglianza non è realmente metrica e la lunghezza del gradiente è rapportata alla lunghezza del turnover delle specie (la deviazione standard media della risposta delle specie è uguale ad uno) essendo dunque corretta in modo arbitrario ed inegante (Wartenberg et al., 1987; Peet et al., 1988, Legendre & Legendre, 1998).

Ho utilizzato vari metodi per trovare quello che meglio illustra i comportamenti comuni e non comuni dei campioni nello spazio delle specie e delle specie nello spazio dei campioni. E' possibile, infatti, eseguire l'analisi sui medesimi dati di origine lavorando in spazi diversi, lavorando sulla matrice varianza-covarianza o sulla matrice della correlazione con differenti misure della distanza. Differenti analisi con diversa distanza portano inoltre ad evidenziare proprietà diverse dei dati originali. In questo studio vengono presentati soltanto i metodi che hanno fornito i migliori risultati (paragrafo 4.3). Per quanto riguarda la DCA, sono riportate alcune note in appendice.

CAPITOLO 2:

Biostratigrafia a nannofossili calcarei e variazioni climatiche durante la transizione Ypresiano/Luteziano nella sezione di Agost, Spagna.

2.1 La sezione di Agost.

2.1.1 Introduzione.

La transizione tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio (Ypresiano/Luteziano) è conosciuta come uno dei quattro maggiori eventi di deterioramento climatico del Cenozoico (Miller et al., 1987; Miller, 1992). In sua corrispondenza si nota una variazione dei rapporti degli isotopi stabili ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) dell'ordine di 1‰, che sembra essere associata con una regressione globale (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987, 1988) e con estese lacune nei sedimenti oceanici (Miller et al., 1987; Miller, 1992; Zachos et al., 1994).

La base del Luteziano, che costituisce il piano standard della base dell'Eocene medio (Jenkins & Luterbacher, 1992), non è ancora identificata con un evento univoco e facilmente correlabile a livello globale ed anche lo stratotipo (GSSP) per il limite Ypresiano/Luteziano rimane vacante.

L'associazione a nannofossili tipica del Luteziano, come descritta da Bouche (1962), è stata riconosciuta in numerosi studi (Hay et al., 1967; Martini, 1971; Aubry, 1983, 1995) ed assegnata alla parte superiore della biozona NP14 (Martini, 1971) ed alla corrispondente CP12b (Okada & Bukry, 1980). In base alla biostratigrafia a foraminiferi planctonici, invece, la base del Luteziano è stata correlata sino a pochi anni fa, con la comparsa di *Hantkenina* spp. cioè con la base della Zona P10 (Berggren et al. 1995) (vedi calibrazione standard di Luterbacher et al., 2004, in figura 2.1.1).

Pearson et al. (2004) osservarono un consistente scarto nella correlazione classica (Berggren et al., 1995, Luterbacher et al., 2004) tra la zonazione a foraminiferi planctonici e quella a nannofossili calcarei dell'Eocene medio della Tanzania. Questi autori suggerirono la necessità di sottoporre a controllo il sistema di correlazione per le aree di piattaforma. Successivamente, Berggren & Pearson (2005), presentarono uno schema di zonazione alternativo per i foraminiferi planctonici, in cui la comparsa di *Hantkenina* spp. (*H. nuttalli*) era sostituita dalla comparsa di *Guembeltrioides nuttalli*. La classica zonazione di Berggren et al. (1995), rimase però senza verifica.

Recenti studi di cronomagnetobiostratigrafia integrata ad alta risoluzione (Orue-Etxebarria et al., 2006; Bernaola et al., 2006; Payros et al., 2007) hanno mostrato che il problema di correlazione tra la comparsa di *Hantkenina* spp. e gli altri *proxies* stratigrafici è reale. Si è reso dunque necessario, ed è stato intrapreso con il contributo di questo studio, il controllo dell'insieme delle relazioni stratigrafiche dell'orizzonte di prima comparsa delle hantkenine.

Questa ricerca, realizzata nell'ambito del gruppo di lavoro per lo studio e la definizione del limite Ypresiano/Luteziano, ha come obiettivo lo studio dell'intervallo che si estende dal tetto della Zona NP13 alla base della NP16, al fine di precisare la biostratigrafia a nannofossili

calcarei ed investigare l'evoluzione e la risposta del nannoplancton alle variazioni ambientali che si sono succedute durante questo periodo.

I risultati biostratigrafici sintetici di questo studio, integrati con biostratigrafia a foraminiferi planctonici, grandi foraminiferi bentonici e magnetostratigrafia, sono stati pubblicati in Larrasoña et al. (2008).

Importante risultato dello studio integrato è la conferma della necessità della revisione delle datazioni associate alla biostratigrafia a foraminiferi, poichè il limite Y/L, se correlato per mezzo di FO di *Hantkenina spp.*, risulta di ben 4-5 Myr più giovane rispetto alla correlazione riferita ai classici bioeventi a nannofossili (FO *Discoaster subloboensis* e FO *Blackites inflatus*) ed alla GPTS (figura 2.1.1). Le datazioni degli eventi a nannofossili rimangono invariate, infatti una datazione di circa 49 Ma, corrisponde alla base della CP12 (FO *D. subloboensis*) correlata con il C22n; questa datazione radioisotopica, è relativa a livelli a biotite sottostanti FO di *B. inflatus* (Berggren et al., 1995, revisionato in Gradstein et al., 2004).

La revisione dei diversi bioeventi (a foraminiferi planctonici, grandi foraminiferi bentonici e nannofossili calcarei) tradizionalmente utilizzati per individuare il limite Eocene inferiore/Eocene medio e ritenuti sinora contemporanei tra loro, ha mostrato che questi si succedono in un intervallo di quasi 5 milioni di anni (Bernaola et al. 2006; Larrasoña et al., 2008) (figura 2.1.1).

Ulteriore importante risultato dello studio integrato (Larrasoña et al., 2008) è che la sezione di Agost rappresenta una delle rare successioni sedimentarie marine in affioramento dove la transizione Eocene inferiore/Eocene medio è registrata con buona continuità e stato di conservazione. La sezione è attualmente uno dei principali candidati per la definizione dello stratotipo (GSSP) per la base del Luteziano.

Trovare una sezione che abbia caratteristiche tali da costituire un buon GSSP per questo limite non è facile, a causa delle lacune presenti nella maggior parte delle successioni sinora esaminate. Molte sono, infatti, le sezioni in cui mancano in tutto od in parte le biozone NP13 ed NP14. Lo hiatus è frequente nell'Oceano Atlantico (Aubry, 1995) ed anche il Luteziano tipo, nel bacino di Parigi, si appoggia su di una lacuna di circa 4 Myr (Steurbaut, 1988).

A completamento di quanto già pubblicato, presentiamo in questo studio il dettaglio delle analisi biostratigrafiche e l'interpretazione paleoecologica relativa alle variazioni delle associazioni a nannofossili calcarei.

2.1.2 Ubicazione e studi precedenti.

La sezione di Agost si trova nella Cordigliera Betica, (Lomas de la Beata, Alicante, Spagna sud-orientale). Durante l'Eocene, la regione della Lomas de la Beata, era situata al largo della piattaforma del margine sud-orientale dell'Iberia nella zona Prebetica esterna (figura 2.1.2). Mentre sulla piattaforma si depositavano sedimenti carbonatici di ambiente pelagico, più a sud, al margine della scarpata continentale, nella fossa di Alicante si accumulavano torbiditi (Geel 2000; Alonso-Zarza et al. 2002; Larrasoña et al., 2008). L'esistenza di differenti sub-dominii nella fossa e sulla piattaforma è stata riferita all'attivazione del margine continentale, in seguito alla convergenza della placca Apulo/Africana con quella Euroasiatica, durante l'Eocene, con il blocco Iberico che, durante questa parte del Cenozoico, si è spostato indipendentemente (Meulenkamp et al., 2000). Una distensione interessò progressivamente il

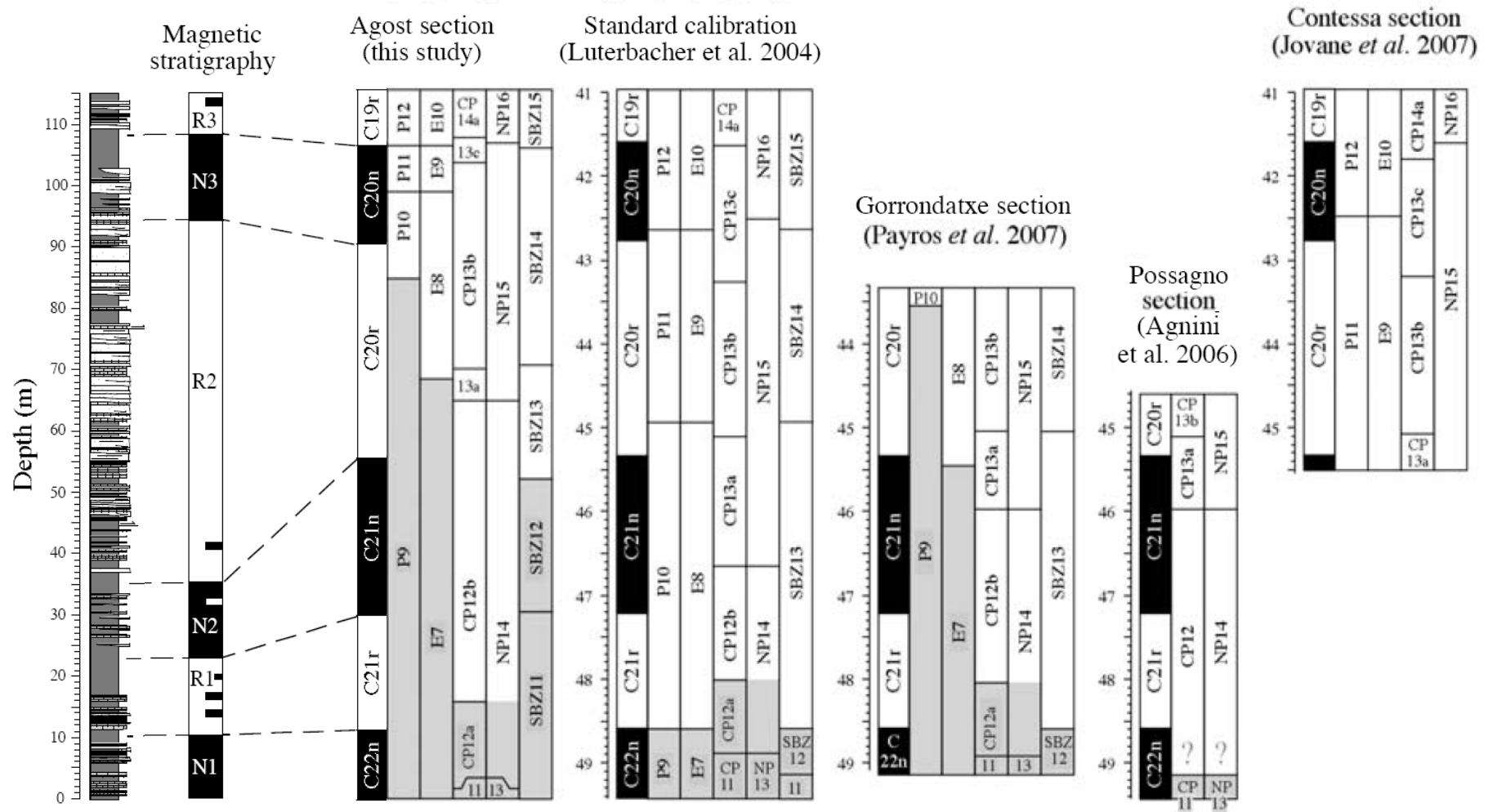


Figura 2.1.1: Correlazione della sezione di Agost con la GPTS revisionata e lo schema biostratigrafico standard (Luterbacher et al., 2004) e confronto con le sezioni di Gorrondatxe (Payros et al., 2007), Possagno (Agnini et al., 2006), Contessa (Jovane et al., 2007a). Modificata da Larrasoña et al., 2008.

marginale spagnolo sud-orientale da Ovest verso Est, con la creazione di bacini tettono-sedimentari subsidenti (Vera, 2001, 2004; Guerrero et al. 2006). L'area fu poi soggetta a compressione, piegamento ed emersione durante il Miocene (Guerrero et al. 2006).

I primi studi micropaleontologici nell'area della Cordigliera Betica riguardano i foraminiferi (Colom, 1954; Von Hillebrandt, 1974, 1976). Altre ricerche micropaleontologiche si sono susseguite senza una precisa integrazione cronomagnetobiostratigrafica (Molina et al., 2000 e bibliografia citata). Uno studio di biostratigrafia integrata è stato condotto da Molina et al. (2000), su di una sezione nei pressi di Agost, circa 1 km a Sud/Est di quella attualmente in esame, ma alcune correlazioni nell'intorno del limite Ypresiano/Luteziano sono rimaste irrisolte a causa della mancanza di importanti marker di zona, principalmente tra i nannofossili ed i grandi foraminiferi bentonici.

Un ulteriore recente studio (Molina et al., 2006) ha investigato la biostratigrafia a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei del limite Y/L nella sezione di Fortuna (Murcia, Spagna sud-orientale), anch'essa nell'area della Cordigliera Betica (figura 2.1.2). Anche in questo caso alcune zone a nannofossili non sono state identificate, suggerendo la presenza di piccoli hiatus. Nella sezione di Fortuna, inoltre, sono state osservate variazioni negli isotopi e nelle abbondanze dei piccoli foraminiferi bentonici che sembrano indicare l'esistenza di un evento ipertermico in prossimità del limite Y/L, identificato per mezzo di FO di *Hantkenina* spp. (Ortiz e Molina, 2003; Molina et al., 2006; Ortiz & Thomas, 2006).

L'esistenza di un evento ipertermico presso il limite Y/L, è stata suggerita da alcuni autori come ultimo evento caldo, a definitiva chiusura dell'optimum climatico (*Early Eocene Climatic Optimum*, EECO) dell'Eocene inferiore (Thomas & Zachos, 2000; Thomas et al., 2000; Cramer et al., 2003; Lourens et al., 2005; Zachos et al., 2004). Un evento ipertermico con condizioni da "supergreenhouse" è inoltre suggerito dalla presenza di un anomalo picco nella pressione parziale della CO₂ (p CO₂>2000 p.p.m.) segnalato da Pearson & Palmer (2000) e calibrato 45,5 milioni di anni fa, che interrompe la fase di raffreddamento corrispondente al passaggio Eocene inferiore-Eocene medio.

2.1.3 Materiali e metodi.

Le analisi per la biostratigrafia a nannofossili calcarei sono state eseguite su di una successione di 61 campioni provenienti da un intervallo corrispondente, nella sezione, a 115 metri di spessore. Il campionamento è stato effettuato durante due campagne: nel 2005 e nel 2006.

La sezione è composta da marne con intercalazioni di calcari e letti torbiditici contenenti grandi foraminiferi bentonici eocenici. Si tratta di torbiditi calcarei o silicoclastici che mostrano occasionalmente strutture interne tipo *slumping* e che contengono livelli calcarei fossiliferi. Le torbiditi sono tipicamente raggruppate nella parte media ed alta dell'intervallo a costituire interruzioni della sedimentazione emipelagica in posizioni stratigraficamente caratteristiche (figura 2.3.2).

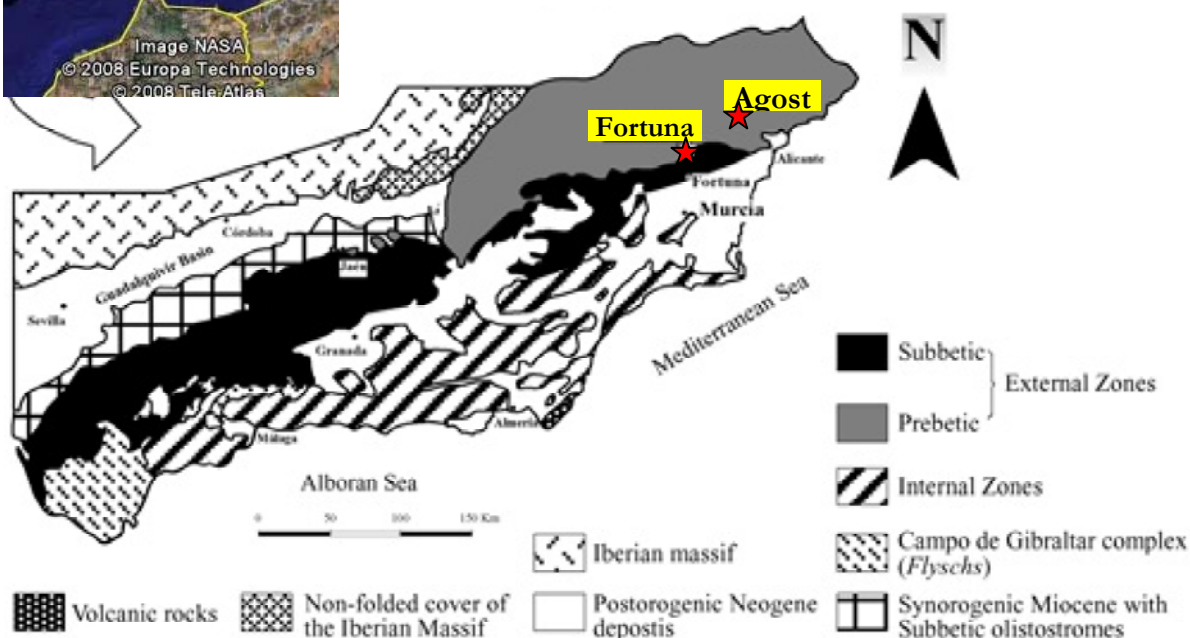
Due faglie all'interno dell'intervallo, dislocano la successione di non oltre 3-4 metri (Larrasoña et al., 2008), creando un disturbo che non è tale da determinare interruzioni od anomalie nella successione stratigrafica dei bioeventi.

I campioni, preparati secondo i metodi standard descritti nel capitolo 2, sono stati osservati al microscopio ottico a fini principalmente biostratigrafici, ricercando i *marker* di zona attraverso la scansione di almeno 2 traverse lunghe di ogni vetrino. Sono state effettuate inoltre analisi semiquantitative, finalizzate al riconoscimento delle variazioni di abbondanza delle principali specie (tabelle di distribuzione in appendice) ed il conteggio dei taxa presenti nei vari campioni (figura 2.3.2).



Figura 2.1.2: ubicazione della sezione di Agost e delle altre sezioni spagnole citate nel testo. In basso schema geologico della Cordigliera Betica e posizione delle sezioni di Agost e Fortuna.

Modificata da Ortiz & Thomas, 2006.



2.2 Risultati.

2.2.1 Analisi delle associazioni.

Le associazioni riconosciute sono generalmente ricche, ben diversificate e comparabili con quanto osservato in altri sedimenti di età Eocene inferiore-medio delle medie latitudini (Boersma et al., 1987; Bown et al., 1991, 2004, 2008; Aubry, 1998).

La diversità varia tra 34 e 85 specie all'interno dei campioni che contengono abbondanti microfossili autoctoni, senza contare le presenze dovute a rimaneggiamento.

Le specie ed i generi dominanti all'interno delle associazioni sono più di uno: piccole Noelaerhabdaceae (diametro < 4 μm) con a turno *Reticulofenestra dictyoda*, *Dictyococcites scrippsae*, *Dictyococcites hesslandii* e talvolta *Dictyococcites. bisectus* < 10 μm. *Coccolithus pelagicus* e *Zygrabliithus bijugatus* mostrano maggiori abbondanze vicino alla base della sezione.

La conservazione è generalmente migliore nella parte inferiore della sezione e nei livelli marnosi, ma varia da moderatamente buona a scarsa, a causa di ricristallizzazione e dissoluzione dei nannoliti.

Nannofossili rimaneggiati, principalmente del Cretaceo, sono presenti in tutti i campioni esaminati con percentuali variabili, generalmente sotto il 2%. Sono stati però riconosciuti alcuni livelli, nella parte centrale della sezione in cui il rimaneggiamento è consistente ed associato con materiale siliciclastico e microcarbonato. Otto campioni appartengono a questi livelli risedimentati (Y(27,7), Y(30), YL(2,4), YL(6,5), YL(12,4), YL(39,5), YL(43) e YL(52)). In questi livelli l'associazione autoctona è rara e la scarsità o l'assenza dei *marker* biostratigrafici, che sono diluiti nella matrice, rende difficile una dettagliata identificazione biostratigrafica.

In generale le associazioni a nannofossili osservate contengono continuamente, ma con abbondanza variabile, alcune specie caratteristiche dell'Eocene inferiore-medio ed altre specie la cui distribuzione è più estesa nel tempo. *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus solitus*, *Clausiococcus fenestratus*, *Coronocyclus bramlettei*, *Discoaster barbadiensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus radians*, *Z. bijugatus*, *Di. scrippsae*, Noelaerhabdaceae <4µm con *C. pelagicus* e *Sphenolithus moriformis* sono presenti con continuità dalla base al tetto della successione.

2.2.2 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.

Tutti gli eventi marker delle zonazioni di Okada & Bukry (1980) e Martini (1971) sono stati identificati rispettivamente dalla CP11 alla CP14a e dalla NP13 alla NP16 (figura 2.2.1).

Ad Agost sono riconoscibili entrambe gli schemi classici delle successioni di eventi marker di zona per le basse latitudini, ma le specie marker utilizzate da Okada & Bukry (1980) consentono una migliore risoluzione e mostrano una presenza più continua nell'intervallo esaminato.

In questo studio saranno descritte in dettaglio le zone CP di Okada & Bukry (1980), mentre la corrispondenza con le zone di Martini (1971) è illustrata in figura 2.2.1. In figura 2.2.1 è stata inoltre riportata la magnetostratigrafia riconosciuta e la GPTS (Luterbacher et al., 2004) corrispondente al periodo che va da circa 49 Ma a circa 41 Ma fa (Larrasoña et al., 2008).

Durante questo periodo il nannoplancton calcareo attraversa grandi cambiamenti evolutivi, rappresentati da numerosi bioeventi di comparsa, alcune scomparse e da una radicale riorganizzazione delle associazioni. Nell'Eocene inferiore dominano i *Toweius* prima e poi i *Discoaster*, mentre durante la transizione Ypresiano/Luteziano si passa in breve tempo ad associazioni dominate da *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* (Agnini et al., 2006).

Nella sezione studiata si nota una generale tendenza alla progressiva scomparsa dei *Toweius* di taglia medio-grande, già in atto nella Zona CP10, dall'Early Eocene Climatic Optimum (Agnini et al., 2006), mentre persistono *Toweius* di piccola taglia (*T. otzunalii*, *T. rotundus*) sino nella parte alta della CP13b. L'abbondanza dei piccoli *Toweius* sembra maggiore durante le fasi caldo-umide (evidenziate dalla presenza di Braarudosphaeraceae) e con elevato rimaneggiamento (vedi tabelle di distribuzione in appendice).

I *Discoaster* subiscono un lento turnover con scomparsa delle specie più grandi o caratterizzate da grande bottone (*Discoaster lodoensis*, *D. kuepperi* s.s., *D. mirus*), in favore di specie generalmente più piccole e con più piccolo bottone (*D. sublodoensis*, *D. saipanensis*, *D.*

tani). Questo genere è presente con abbondanza variabile all'interno della successione, generalmente ridotta rispetto all'abbondanza caratteristica dell'EEO, ma mantiene un'elevata diversità.

Il gruppo *Reticulofenestra* + *Dictyococcites* ha una rapida diversificazione ed assume un'importanza percentuale crescente nelle associazioni dalla base al tetto della sezione. Piccoli *Dictyococcites* (*Di. scrippsae*) e *Reticulofenestra* sono presenti già nella parte inferiore dell'intervallo esaminato e in seguito, dalla base della Zona CP12b, *R. dictyoda* diviene una delle specie più abbondanti. Questo gruppo inoltre, mostra una generale e lenta tendenza d'aumento della taglia.

Tra i *Dictyococcites* si ha dapprima la diffusione di *Di. scrippsae*, e *Di. hesslandii*, poi la comparsa di *Di. bisectus* < 10µm seguita da *Di. bisectus* > 10µm. Per quanto riguarda il genere *Reticulofenestra* sembrano diffondersi dapprima piccole *Reticulofenestra* < 4µm, poi *R. dictyoda*; solo successivamente, nella parte alta della CP12b, compare sporadicamente *R. samodurovii* (forme il cui diametro maggiore è 11-14µm) seguita dalla FO di *R. umbilica* > 14µm. La tassonomia stessa di questi taxa è basata sull'aumento di dimensioni, già noto in letteratura ed è alla base della suddivisione biostratigrafica di questo intervallo.

Chiasmolithus non è mai abbondante nella sezione ma numerose specie anche di grossa taglia caratterizzano l'intervallo (*Ch. expansus*, *Ch. grandis*, *Ch. solitus*, *Ch. titus*, *Ch. consuetus*). *Ch. gigas* (forma di dimensioni generalmente maggiori di 20µm) ha qui la sua distribuzione totale.

Il genere *Blackites* attraversa una straordinaria diversificazione evolutiva con parecchie comparse e scomparse tra cui alcune classicamente utilizzate come marker biostratigrafico (*B. inflatus*, *B. gladius*)⁵ ed altre la cui consistenza potrebbe essere meglio studiata in futuro e costituire orizzonti marker secondari (*B. globosus*, *B. kilwaensis*).

Il genere *Nannotetrina* caratterizza quest'intervallo di tempo con una buona diversificazione, ma scarsa abbondanza.

Durante quest'intervallo molti generi hanno la loro ultima comparsa (*Ellipsolithus*, *Lophodolithus*, *Toweius*) o prima comparsa (*Pseudotriquetrorhabdulus*, *Daktylethra*, *Holodiscolithus*, *Corannulus*).

I pentaliti (*Braarudosphaera*, *Pemma*, *Micrantholithus*) hanno caratteristici periodi di acme e mostrano un'alta ricchezza specifica caratterizzata dalla comparsa del genere *Pemma* (Aubry, 1998) e dalla diversificazione di *Micrantholithus* (Bown, 2005). Questo gruppo è spesso associato a livelli in cui si nota incremento del reworking e/o del flusso di torbidi e del volume delle singole torbide; la sua presenza sembra quindi legata a caratteristiche ecologiche generali di periodi caldo/umidi (abbondanti apporti terrigeni ed acque iposaline) come è anche suggerito in letteratura (paragrafo 1.1.3).

L'identificazione di marker aggiuntivi è una necessità per la corretta interpretazione biostratigrafica dell'Eocene medio. Nell'intervallo studiato, infatti, molti marker sembrano ricomparire oltre la loro comune scomparsa in fioriture tardive, non necessariamente interpretabili come rimaneggiamento dell'Eocene inferiore. E' il caso di alcuni importanti marker della transizione Y/L: *Tribrachiatulus orthostylus*, *Coccolithus crassus*, *D. lodoensis*, e *D. knepperi*, la cui presenza è sporadicamente segnalata da diversi autori in differenti località (cfr. Perch- Nielsen, 1985), ben oltre la loro ultima comparsa comune e continua (LCO).

⁵ *B. inflatus* e *B. gladius* sono marker nelle zonazioni classiche di Okada & Bukry (1980) e Martini (1971). Sono inoltre specie riconosciute nel Luteziano del Bacino di Parigi (Aubry, 1983).

Ad Agost la concomitanza di queste tardive presenze con associazioni ben diversificate e relativamente ricche di piccoli *Toweius*, *Discoaster* ed *Ericsonia*, sembra dovuta a fattori climatico-ecologici (ritorno verso temperature più calde) anziché a rimaneggiamento.

Parallelamente, le nuove comparse (*D. subbloensis*, *D. saipanensis*, *B. inflatus*, *B. gladius*, *Sph. furcatolithoides*, *Nannotetrina*, *Ch. gigas*) ricorrono in modo molto discontinuo nella parte iniziale della loro distribuzione (cfr. Backman, 1986b). Benchè le zone d'intervallo attualmente stabilite per il Luteziano siano in gran parte caratterizzate da prime comparse (FO) e non risentano quindi dei problemi dovuti all'eventuale presenza di rimaneggiamento, la rarità di questi marker nelle associazioni rappresenta un problema nella pratica del loro utilizzo. E' quindi molto importante per le applicazioni pratiche della stratigrafia dell'Eocene medio, intervallo assai instabile e *doubthouse* (Watkins & Mountain, 1990) per eccellenza, disporre di una descrizione delle associazioni e di specie marker aggiuntive.

Vengono di seguito descritte le associazioni osservate in relazione alla zonazione di Okada e Bukry (1980). Ogni particolare riferimento alle presenze, assenze ed abbondanze osservate nella sezione è considerato utile ai fini biostratigrafici, in quanto tipico dell'intervallo. Gli eventi principali e secondari sono indicati in tabella 2.1.

I limiti delle zone sono indicati nel punto medio tra il campione in cui è osservato il marker del limite di zona ed il campione precedente, nel caso di FO, o successivo, nel caso di LO (figura 2.2.1).

Zona CP11 (da 0 a 2,5 metri).

I primi due metri, dalla base della sezione, possono essere attribuiti alla parte superiore della Zona CP11 per la presenza di *Coccolithus crassus* e per l'assenza di *D. subbloensis*. I *Discoaster* sono rari, ma sono presenti *D. lodoensis*, *D. kuepperi*, *D. strictus*, *D. binodosus* e *D. barbadiensis*. L'associazione è inoltre composta da abbondantissime piccole *Reticulofenestra* e *Dictyococcites scrippsae*, abbondanti *Z. bijugatus* e *C. pelagicus*, comuni piccoli *Toweius*, *Sph. moriformis*, *Sph. radians* e frequenti *G. gammatum*.

R. dictyoda e *Di. besslandii* sono assenti.

La diffusione dei nuovi generi *Reticulofenestra* e *Dictyococcites*, che compaiono alla fine dell'Eocene inferiore e di cui vediamo qui i primi rappresentanti, la loro abbondanza contemporanea con la diffusione dei *Clausiacoccus*, può essere messa in relazione con fluttuazioni della produttività, progressiva eutrofizzazione e diminuzione della temperatura (Aubry, 1992a).

Zona CP12a (da 2,5 a 10,9 metri).

La prima comparsa di *D. subbloensis* è al metro 3 e quindi la base della CP12a è posta al livello 2,5. La distribuzione del marker alla comparsa è rara e discontinua, e si tratta quindi di una *First Rare Occurrence* (FRO). L'identificazione della base di questa zona è quindi soggetta a qualche incertezza, come osservato in altri studi (Backman, 1986b; Agnini et al., 2006). La distribuzione del taxon diviene continua soltanto dal metro 13,2 in poi, nella subzona CP12b.

La base di questa zona, è caratterizzata, dalla contemporanea comparsa di *D. subbloensis*, FO di *S. spiniger*, FO di *R. dictyoda* e FO di *Di. besslandii*. In quest'intervallo si osserva la presenza continua di *C. crassus* e *D. lodoensis* e l'assenza di *Blackites inflatus* (*Rhabdosphaera inflata* di alcuni autori) e *Nannotetrina spp.*

D. kuepperi, *G. gammation*, *D. binodosus*, *T. rotundus*, *T. otzunalis*, *C. minimus* sono presenti in modo continuativo, mentre individui di *D. cruciformis*, *D. strictus*, *D. gemmeus*, *D. diastypus*, *D. distinctus*, *D. mirus*, *T. callosus*, *T. magnicrassus* e *Tr. orthostylus* sono rari e sparsi.

La parte superiore di questa subzona è caratterizzata (campione 8,6), da una serie di eventi: FO di *Cy. floridanus*, FO di *Di. bisectus* < 10 µm e ultima presenza continuativa (LCO, *Last Common Occurrence*) di *C. crassus*.

Zona CP12b (da 10,9 a 50,5 metri).

FO di *Blackites inflatus*, marker per la base della zona CP12b è al metro 13,2 insieme a FO di *D. saipanensis*. Con la comparsa di *B. inflatus* la presenza di *D. sublodoensis* diviene continua e più abbondante, mentre quella di *G. gammation* diviene rara e discontinua. Dal metro 33 in poi, le presenze di *D. sublodoensis* e di *B. inflatus* si fanno discontinue sino alle rispettive scomparse ai livelli 45 e 50,5.

T. orthostylus, *D. lodoensis*, *D. sublodoensis* e *N. cristata* sono presenti contemporaneamente nel campione Y(8,6), al metro 13,6 in una associazione molto ricca. La presenza di *T. orthostylus* in questo livello potrebbe essere attribuibile a rimaneggiamento, ma altri autori segnalano questa presenza nella medesima posizione stratigrafica. (Bukry, 1973; Perch-Nielsen, 1985; Mita, 2001), suggerendo la possibilità che essa sia dovuta ad un'eccezionale fioritura della specie ormai rarissima, durante un evento climatico particolare.

Le forme grandi del genere *Toweius* mostrano un definitivo declino dopo il livello 13,6, riducendosi ad una presenza rara e discontinua, dubitativamente rimaneggiata. Soltanto i due piccoli *T. otzunalis* e *T. rotundus* sopravvivono con fioriture intermittenti sino nella parte alta della sezione.

In questa biozona si osservano le comparse del genere *Nannotetrina*, di *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* e *Discoaster wemmelensis* al metro 13,2, mentre *Nannotetrina cristata* compare poco dopo al metro 13,6. I primi esemplari di *Lanternithus minutus* sono stati osservati nel campione 13,6, ma l'occorrenza di questo taxon è rara e sporadica in tutta la sezione.

La LO di *D. kuepperi* s.s. è al metro 13,6, nella parte basale della subzona, in accordo con i risultati di Martini & Müller (1986) e Sugarman et al. (2005). Individui di *Discoaster*, confrontabili per forma e dimensione con *D. kuepperi*, persistono nella parte alta della sezione, ma mancano della tipica "bulla centralis" a forma di imbuto che è una caratteristica distintiva della specie (Stradner, 1959) e che la rende visibile anche a nicol incrociati. La discordanza tra vari autori rispetto all'identificazione di questa scomparsa (Perch-Nielsen, 1985) può essere risolta osservando la riduzione della grossa struttura centrale, sporgente ed aperta (vedi note tassonomiche).

D. lodoensis scarseggia sin dalla base di questa zona ed ha la sua LCO al metro 17,2, continuando a presentarsi più in alto in modo raro e sparso, talvolta associato con individui deformati.

Al metro 40 compaiono due nuove specie di *Blackites* con distribuzione breve e biostratigraficamente utile, anche se la loro presenza è rara: *B. gladius* e *B. kilwaensis*. La scomparsa di *B. gladius* è attualmente utilizzata come marker nella parte superiore del Luteziano (Martini, 1971; Aubry, 1983).

S. furcatolithoides ha la sua prima discontinua comparsa (FRO) al metro 42,5.

Zona CP13a (da 50,5 a 58,3 metri).

Marker per la base della Biozona CP13a sono la FO di *N. fulgens* e la LO di *B. inflatus* (Bukry, 1973), osservate contemporaneamente al metro 50,5. *N. fulgens* come tutte le altre *Nannotetrina*, è sempre molto rara e discontinua, sino alla scomparsa che avviene nella parte alta della sezione.

L'abbondanza e la diversità dei *Discoaster* è relativamente bassa in tutta la Zona CP13.

Zona CP13b (da 58,3 a 105 metri).

L'intervallo tra il metro 58,3 ed il metro 105 è assegnato alla Zona CP13b in base alla presenza rara ma continua di *Ch. gigas* che ne è il marker. FO e LO di *Ch. gigas* sono osservate nel campione YL14,2 al metro 59,2 e nel campione L6 al metro 104,5 rispettivamente.

La presenza di *Di. bisectus*<10µm, sin qui discontinua, diviene più continua in questa subzona e la specie è spesso dominante nelle associazioni. *Di. bisectus*>10µm ha la sua FO al metro 62,3 ma la sua presenza è discontinua sino al top della sezione e legata alle maggiori fioriture di *Di. bisectus*<10µm. La comparsa di varie forme di *Dictyococcites* sembrano essere molto anticipate ad Agost, rispetto a quanto riportato nei precedenti studi (Backman, 1987), ma in accordo con i lavori più recenti di Mita (2001) sul Pozzo ODP 1051A (Blake Nose, Oceano Atlantico NO) e di Agnini et al. (2006) sulla sezione di Possagno (Italia).

Blackites globosus, descritto recentemente da Bown (2005) in Tanzania, è stato osservato dal metro 59,2 al metro 71,5. La sua distribuzione è continua ma rara. Questa specie rappresenta un potenziale marker per una migliore risoluzione biostratigrafica di quest'intervallo.

Daktylethra unitatis è stata osservata al metro 82. Secondo Aubry (1998) la distribuzione di questo genere è limitata all'intervallo NP15-NP17 (CP13-CP14).

B. kilwaensis, specie recentemente descritta (Bown, 2005) ha la sua LO al metro 90. Questo taxon sembra essere un potenziale buon marker.

D. martinii è stato osservato al metro 104,5. La sua occorrenza è segnalata nella CP13c da Bukry (1973) mentre la sua LO è riportata nella parte inferiore della NP16 da Martini (1971).

Zona CP13c (da 105 a 108 metri).

Questa subzona si estende dalla LO di *C. gigas*, alla FO di *R. umbilica* e/o di *D. bifax* secondo la definizione (Bukry, 1973; Okada & Bukry, 1981). LO di *C. gigas* è al metro 104,5, mentre FO di *R. umbilica*>14µm è al metro 108,5.

Abbiamo utilizzato la FO di *R. umbilica*>14µm (come suggerito in Wise & Mostajo, 1983) per definire il top della subzona CP13c e la base della CP14a., invece della FO di *D. bifax* perchè quest'ultima comparsa si è rivelata inappropriata. FO di *D. bifax*, infatti, non è facilmente identificabile in questa sezione, a differenza di FO di *R. umbilica*>14µm. *D. bifax* è infatti piccolo, raro, intergradato e confondibile con l'ancora più piccolo *D. prebifax* (Wei & Wise, 1989) o con altri *Discoaster* in cattivo stato di conservazione.

Abbiamo osservato occasionalmente rari individui simili a *D. bifax* sino dalla CP13b (vedi anche Bukry, 1973; Aubry, 1983; Perch-Nielsen, 1985). La presenza di *D. bifax* ad Agost risale almeno alla LO di *C. gigas* ed è continua anche se rara in tutti i campioni dal metro 105,5 in su, rendendone impossibile l'utilizzo per la determinazione del tetto della CP13c. FO di *D. bifax*, inoltre, precede FO di *R. umbilica*>14µm, anche in alcuni pozzi dell'Atlantico Settentrionale (Liu, 1996, pozzi 897C, 897D, 900A).

LO di *Blackites gladius*, marker per il top della Zona NP15 e per la base della NP16 (Martini, 1971) è nel campione L(8) al metro 106,5.

EVENTO	metro	campione	consistenza e riconoscibilità dell'evento
<i>Reticulofenestra umbilica</i> >14 μ m FO	108,5	L 10	buona
<i>Cribozentrum reticulatum</i> FRO	108,5	L 10	discreta ma con forme intermedie
<i>Blackites gladius</i> LO	106,5	L 8	difficile causa discontinuità
<i>Chiasmolithus-Sullivania gigas</i> LO	104,5	L 6	moderatamente buona causa rarità
<i>Blackites kilwaensis</i> LO	90,0	YL 45	difficile causa discontinuità
<i>Discoaster bifax</i> FRO	90,0	YL 45	inaffidabile
<i>Blackites globosus</i> LO	71,5	YL 26,5	buona
<i>Blackites globosus</i> FO	62,3	YL 17,3	buona
<i>Dictyococcites bisectus</i> >10 μ m FO	62,3	YL 17,3	moderatamente buona causa discontinuità
<i>Chiasmolithus-Sullivania gigas</i> FO	59,2	YL 14,2	buona
<i>Blackites-Rhabdosph.inflata</i> LO	50,5	YL 5,5	buona
<i>Nannotetrina fulgens</i> FO	50,5	YL 5,5	difficile
<i>Discoaster sublodoensis</i> LO	45,0	YL 0	buona
<i>Sphenolithus furcatolithoides</i> FO	42,5	YL 37,5	moderatamente buona causa discontinuità
<i>Blackites gladius</i> FRO	40,0	Y 34	difficile causa discontinuità
<i>Blackites kilwaensis</i> FRO	40,0	Y 35	difficile causa discontinuità
<i>Discoaster knepperi</i> s.s. LO	16,0	Y 8,6	moderatamente buona
<i>Discoaster lodoensis</i> LCO	13,6	Y 8,6	moderatamente buona
<i>Nannotetrina cristata</i> FO	13,6	Y 8,6	difficile
<i>Discoaster sublodoensis</i> FCO	13,2	Y 8,2	buona
<i>Blackites-Rhabdosph.inflata</i> FO	13,2	Y 8,2	buona
<i>Nannotetrina sp.</i> FO	13,2	Y 8,2	difficile
<i>Discoaster saipanensis</i> FO	13,2	Y 8,2	difficile causa rarità
<i>Pseudotriquetrorhabdulus inversus</i> FO	13,2	Y 8,2	buona
<i>Coccolithus crassus</i> LO	8,6	Y 3,6	buona
<i>Dictyococcites bisectus</i> <10 μ m FO	8,6	Y 3,6	moderatamente buona per discontinuità
<i>Sphenolithus spiniger</i> FO	3,0	Y -2	buona, ma vicina alla base dell'intervallo
<i>Dictyococcites hesslandii</i> FO	3,0	Y -2	buona, ma vicina alla base dell'intervallo
<i>Reticulofenestra dictyoda</i> <11 μ m FO	3,0	Y -2	buona, ma vicina alla base dell'intervallo
<i>Discoaster sublodoensis</i> FO	3,0	Y -2	difficile causa rarità

Tabella 2.1. Eventi determinati nella sezione di Agost.

Zona CP14a (dal metro 108 al top).

La comparsa di *R. umbilica*>14 μ m al metro 108,5 permette di identificare la base della subzona CP14a. Gli ultimi metri della sezione, caratterizzati dalla presenza di *R. umbilica*>14 μ m e dalla persistenza di *Ch. solitus* e *D. bifax* sono attribuiti alla CP14a seguendo Okada & Bukry (1981).

Identifichiamo la prima rara comparsa (FRO) di *Cribozentrum reticulatum* nel campione L(10) al metro 108,5. Questo bioorizzonte non è netto perchè *Cribozentrum sp.* sembra evolversi da *Di. callida* e *Di. daviesii* (vedi note tassonomiche in appendice), tuttavia i problemi di attribuzione tassonomica sono limitati a 2-3 metri. L'orizzonte, che corrisponde a circa 41,5

Ma sulla GPTS revisionata ⁶ (Luterbacher et al., 2004; figura 2.2.1) ovvero a 42,5 Ma rispetto a Berggren et al. (1995), appare stratigraficamente significativo perché sembra rappresentare una effettiva prima comparsa relativamente isocrona rispetto alle latitudini alte e medio-alte. La sua calibrazione rispetto alla GPTS è 42 Ma in Berggren et al. (1995) riferita al Pozzo 689 (Pospichal & Wise, 1990). L'evento è tuttavia datato 41,2 Ma da Wei et al. (1992) e Marino & Flores (2002a, b, Pozzo ODP 1090), in accordo con Wei (2004) che ha criticato l'età stabilita in Berggren et al. (1995). L'età di questo evento è stimata a circa 41 Ma nella sezione della Contessa (riferita a Berggren et al., 1995, in Jovane et al., 2007a) ed a circa 40,7 Ma nel Pozzo ODP 748 (Villa et al., 2008), ma quest'ultima datazione è da utilizzare con molta cautela a causa di un probabile hiatus osservato dagli stessi autori.

Quest'intervallo è anche caratterizzato dalla presenza di *S. furcatholithoides* e dall'assenza di *Nannotetrina spp.*, che ha la sua LO nell'ultimo campione della CP13c (metro 107,5).

2.3 Paleoecologia.

2.3.1 La transizione Ypresiano/Luteziano e l'Eocene medio: un periodo di grande instabilità climatica.

Secondo Tripati et al. (2005, 2008), che hanno elaborato dati relativi al MAR (Mass Accumulation Rate) del CaCO₃ dei pozzi ODP del Leg 199 (Oceano Pacifico, Trassetto Equatoriale) e del Leg 208 (Oceano Atlantico Sud-orientale, Walvis Ridge) per l'Eocene medio e superiore, la maggiore escursione del CCD, che inizia 42 milioni di anni fa ed è centrata su 41 milioni di anni fa, corrisponde ai valori più estremi del $\delta^{18}\text{O}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ dell'Eocene. Quest'escursione avviene, come mostrano gli autori, all'interno di un periodo che si configura come un'interruzione del generale trend di aumento del $\delta^{18}\text{O}$ e perciò all'interno di un periodo di riscaldamento globale, che sembra prossimo al MECO (figura 2.3.1). Il MECO sarebbe anticipato da eventi caldi ed immediatamente preceduto da un forte evento freddo associato con un primo minimo nella pCO₂ a circa a 41,5 Ma osservato in Pagani et al. (2005).

Secondo i dati del rapporto Mg/Ca dei foraminiferi planctonici (Tripati et al., 2003) e del MAR del CaCO₃ (Tripati et al., 2005, 2006) si hanno evidenze di *cooling steps* a 48-47, 46-44 e 42-41 milioni di anni fa, mentre un periodo più caldo è tra 44 e 42 Ma (figura 2.3.1). Nello stesso periodo sono stati osservati massimi di Ice Rafted Debris (IRD) nell'Oceano Meridionale (Ehrmann et al., 1992) e nell'Artico (Tripati et al., 2008). Estesi sedimenti glaciali sul margine del continente Antartico occidentale, datati radiometricamente (K-Ar sui basalti sopra e sottostanti) tra 45 e 41 Ma (Birkenmajer et al., 2005) confermano l'esistenza di importanti glaciazioni durante l'Eocene medio, ma non consentono una precisa correlazione.

Questi dati sono in accordo con quanto si può dedurre dalla curva globale del $\delta^{18}\text{O}$ di Zachos et al. (2001a) e del record isotopico relativo all'Eocene (Bohaty & Zachos, 2003) (figura 2.3.1), ma esistono ampie differenze tra gli autori nelle datazioni dei maggiori eventi. Edgar et al. (2007) hanno datato a circa 41,8 Ma il minimo dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ (evento caldo) che precede la massima escursione isotopica dell'Eocene medio nel Pozzo 1260

⁶ Il top del C20n è datato 42,54 Ma in Cande & Kent (1992) e Berggren et al. (1995), ma 41,59 Ma in Luterbacher et al. (2004).

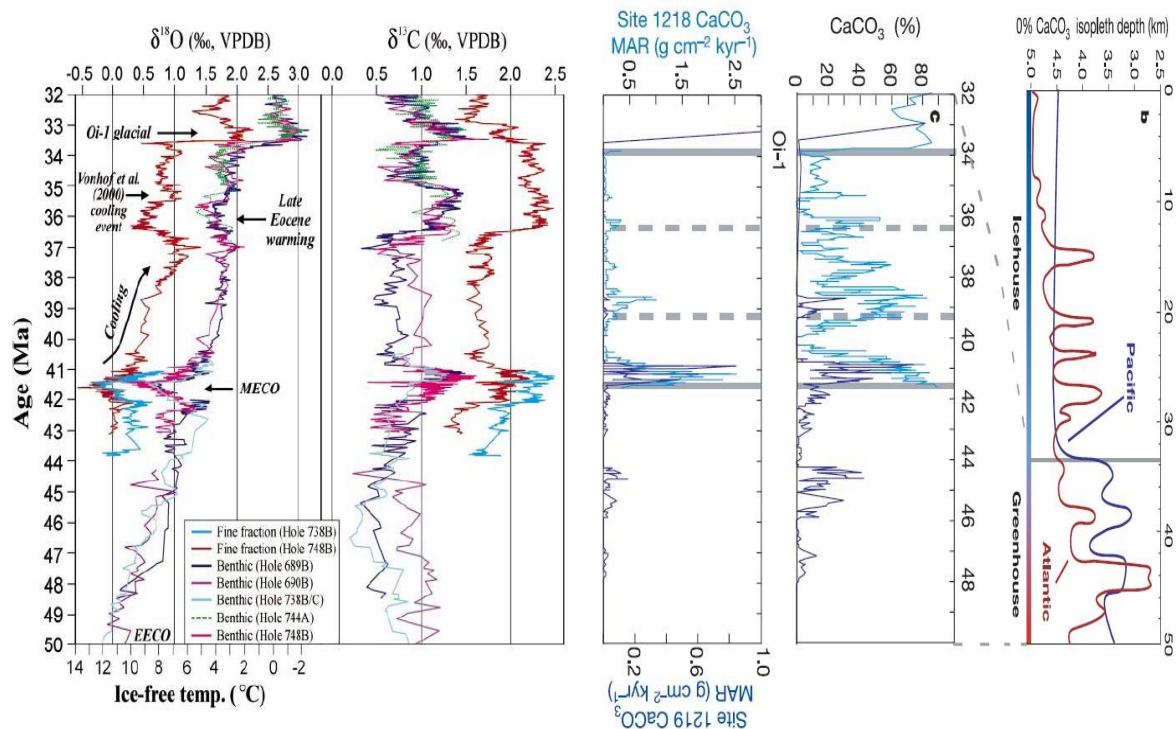


Figura 2.3.1: Confronto tra la compilazione di dati relativi agli isotopi stabili per l'Oceano Meridionale ed i dati relativi al tasso di accumulo ed alla percentuale del CaCO_3 tra 50 e 32 Ma dai pozzi ODP del Leg 199 (Oceano Pacifico) e del Leg 208 (Oceano Atlantico). I grafici a sinistra, relativi agli isotopi stabili sono tratti da Bohaty & Zachos (2003); i grafici a destra, relativi al carbonato ed al limite di compensazione del carbonato nell'Oceano Pacifico e nell'Oceano Atlantico sono tratti da Triпати et al. (2005). La scala del tempo è calibrata rispetto a Berggren et al. (1995).

(Demerara Rise, Atlantico equatoriale); in Bohaty & Zachos (2003) analogamente, il MECCO è datato 42-41 Ma. E' probabilmente l'alternarsi di molteplici eventi caldi o freschi durante l'Eocene medio, che rende difficili le correlazioni controllando le associazioni e inducendo oltre un milione di anni di scarto tra la datazione di Bohaty & Zachos (2003) e quella di Jovane et al. (2007a), datata a circa 40 Ma rispetto alla GPTS di Berggren et al. (2005) nella sezione della Contessa. Allo stesso modo, alterni eventi climatici e corrispondenti hiatus diffusi, possono essere responsabili della variabile calibrazione della FO di *C. reticulatum* negli studi degli anni '90 (circa 42 Ma), discussa in Berggren et al. (1995).

Le variazioni osservate nell'associazione a nannoplancton calcareo di Agost rendono conto puntualmente, con aumento nella percentuale delle Noelaerhabdaceae e diminuzione dei *Discoaster*, degli episodi freschi/glaciali che interessano l'Eocene medio. Similmente è possibile identificare alcuni eventi caldi, sulla base delle abbondanze relative di taxa conosciuti in letteratura per la loro preferenza per acque calde e per la straordinaria ricchezza dell'associazione.

La base della sezione, che corrisponde alla parte alta della CP11 è rappresentata da un'associazione relativamente oligotipica rispetto ad altri intervalli della successione, interpretabile con un ambiente non troppo caldo e ricco di nutrienti (associazioni a piccole *Reticulofenestra*, *Di. scrippsae*, *Z. bijugatus*). L'associazione diviene più ricca durante la CP12a, sino

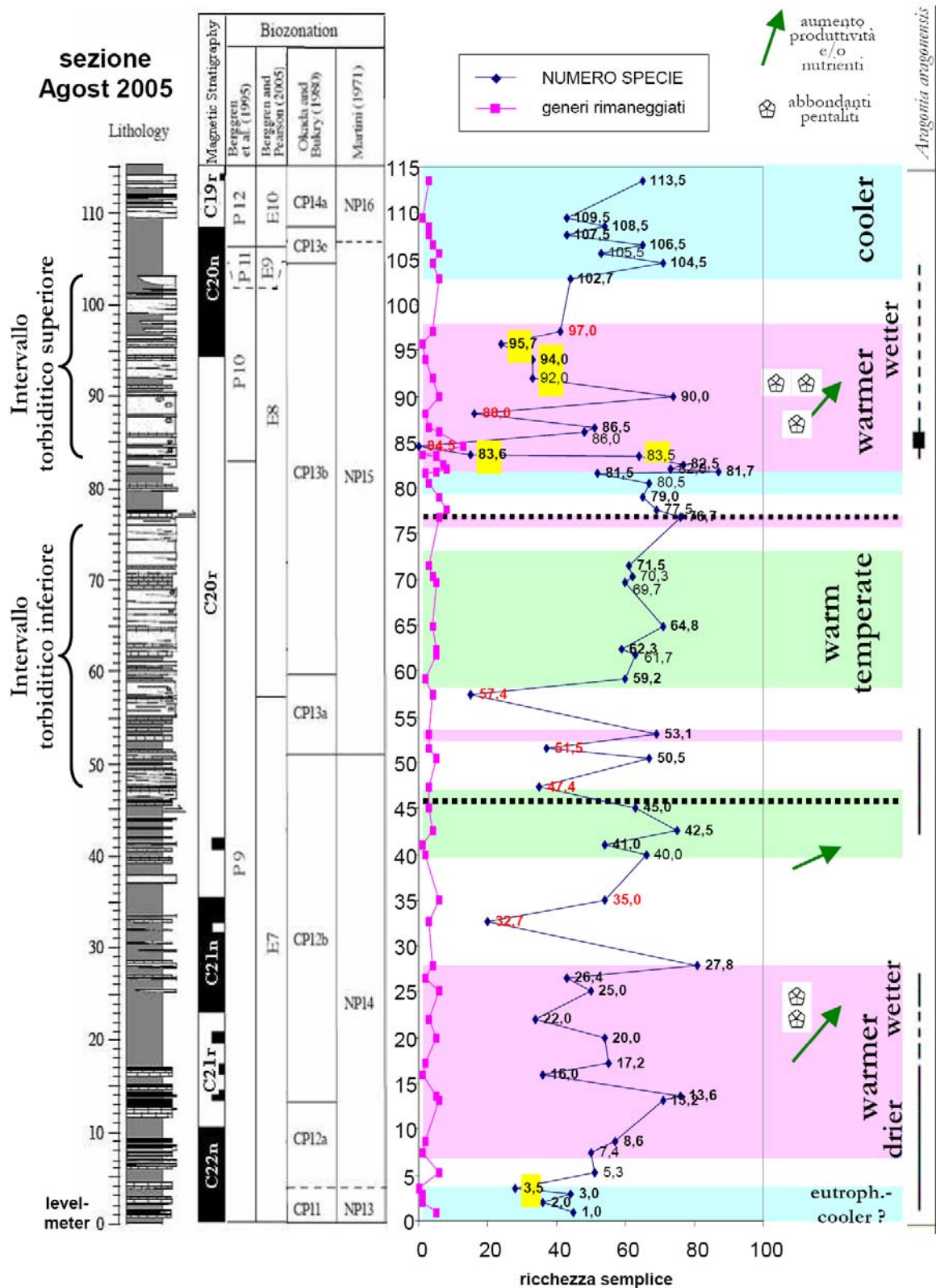


Figura 2.3.2. A sinistra litologia della sezione di Agost con gli intervalli torbiditici menzionati nel testo. A destra variazione della diversità semplice (numero di specie per campione) nella sezione. Le etichette sul grafico indicano il livello del campione. In rosso i campioni dove la scarsa quantità di nanofossili autoctoni non permette la stima della diversità. In giallo sono evidenziati i campioni non significativi per la diversità perchè la ricerca è stata limitata ai marker.

al metro 13,6, caratterizzato da associazione calda/oligotrofica, da specie “resuscitate” o rimaneggiate e marker caratteristici di differenti zone prossime al limite Y/L (*T. orthostylus*, *D. lodoensis*, *D. kuepperi*, *D. saipanensis*, *C. crassus*, *B. inflatus*, *Nannotetrina cristata*) durante un picco di maggiore diversità, che corrisponde all’inizio della CP12b (48,5-48,0 Ma⁷).

Almeno due ulteriori episodi di maggiore diversificazione e con associazione “calda” si susseguono nell’intervallo studiato (tra 45 e 43 Ma), intorno ai metri/livelli 53,1 (*D. lodoensis* anche deforme, *D. cfr. kuepperi*, *Blackites*, *C. dela*, *E. formosa*, piccoli *Toweius* e *Coccolithus*) e 81,7 (*D. barbadiensis*, *D. cfr. kuepperi*, *Blackites*, *E. formosa*, *Sphenolithus*, *Z. bijugatus*). Ognuno di questi episodi è accompagnato da aumento del rimaneggiamento e degli apporti terrigeni e seguito da incremento delle Braarudosphaeraceae e poi da diminuzione della diversità con incremento delle specie r-selezionate. L’attuale campionamento è tuttavia troppo discontinuo per permettere ulteriori osservazioni riguardo al livello intermedio (metro 53,1), mentre per il livello di massima diversificazione (metro 81,7) esistono ulteriori indizi discussi nel seguito, che identificano l’intorno di questo livello come un periodo caldo ed umido.

2.3.2 Episodio ipertermico in corrispondenza di FO *Hantkenina spp.*

La maggiore diversificazione ed incremento di specie indicative di acque calde (*D. barbadiensis*, *D. cfr. kuepperi*, *Blackites*, *E. formosa*, *Sphenolithus*, *Z. bijugatus*) nel nannoplancton calcareo è stata osservata nel campione YL36,7 al metro 81,7 (Larrasoña et al., 2008), in concomitanza con l’escursione di specie tropicali *Clavigerinella eocaenica* e *Clavigerinella jarvisi* nei foraminiferi planctonici. L’altissima diversità nel plancton calcareo (87 specie di nannofossili riconosciute in un solo campione) che corrisponde ad una tra le più alte dell’intero Cenozoico, già osservata da Boersma et al. (1987), Bown et al. (1991, 2004, 2008), Aubry (1992a) nella parte inferiore dell’Eocene medio, precede di poco l’inizio di un intervallo ricco di livelli torbidity e la comparsa delle hantkenine (metro 83,6) tra i foraminiferi planctonici. Anticipa inoltre di pochi metri, un picco di *Aragonia aragonensis* nei bentonici (metro 86; Larrasoña et al., 2008) che sembra indicare la presenza di un evento ipertermico al fondo (Ortiz & Thomas, 2006).

Lo stesso livello 81,7 corrisponde ad incremento ed alta diversità tra *Blackites* e pentaliti, aumento di *B. serraculoides* e *C. pelagicus*, *R. dictyoda* e *R. samodurovii*, ma diminuiscono fortemente le Noelaerhabdaceae <4µm e *Dictyococcites* (*Di. scrippsae* e *Di. bisectus*) che appaiono meno tolleranti per le variazioni dei nutrienti (secondo i risultati delle analisi delle associazioni del capitolo 4).

Questi dati sono consistenti con un transiente episodio caldo-umido, incremento dei nutrienti e instabilità della colonna d’acqua, secondo le interpretazioni paleoecologiche associate da vari autori alle variazioni d’abbondanza dei nannofossili attraverso il Paleogene (vedi paragrafo 1.1.2 e risultati delle analisi statistiche al paragrafo 4.3, tabella 4.3.3).

Un’importante indicazione di bassa ed instabile salinità delle acque ed alti nutrienti che prosegue sino al metro 92, oltre il picco nella ricchezza specifica, è data dall’aumento dei pentaliti. L’incremento dei pentaliti, per quanto non infrequente in ambiente emipelagico, può indicare la presenza di acque turbolente ed a bassa salinità secondo quanto osservato per i

⁷ Queste datazioni sono calibrate sulla GPTS revisionata da Luterbacher et al. (2004) e differiscono di circa 1 Myr dalle datazioni utilizzate da Bohaty & Zachos (2003) e da Tripathi et al. (2005) che seguono invece Berggreen et al. (1995).

braarudosphaeridi moderni (Gran & Braarud, 1935; Smayda, 1966; Bukry, 1974; Kelly et al., 2003 e bibliografia citata).

L'abbondanza di livelli torbiditici e rimaneggiamento, osservati al di sopra del metro 82, potrebbero essere associati alla regressione che alcuni autori mettono in relazione con il limite Y/L (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987), ma la concomitante abbondanza di indicatori caldi e di bassa salinità suggerisce una fase umida, di aumento delle precipitazioni e del *runoff* sulle terre emerse.

I dati relativi ai foraminiferi bentonici, inoltre, non suggeriscono una fase di abbassamento del livello marino (E. Thomas pers. com.) come anche sottolineato in Ortiz & Thomas (2006) per l'episodio ipertermico osservato nella sezione di Fortuna. I dati di Miller et al. (2005), che associano i primi significativi abbassamenti del livello eustatico successivi all'EEO, con la metà dell'Eocene medio al termine del C20n, suggeriscono che debba trattarsi di una fase umida anziché di una fase regressiva. Tripathi et al. (2005), inoltre, mostrano tra 44 e 42 milioni di anni fa, una fase globale di discesa del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico e planctonico, di bassi livelli del tasso di accumulo del carbonato, e innalzamento del CCD che precede la fase glaciale (con inizio a 41,5 Ma) associata all'Eocene medio da alcuni autori.

Inoltre, sia che si pensi ad una regressione, ad una fase umida, o ad entrambe, alcune osservazioni suggeriscono che si tratti di un evento sovraglobale: Agost e Fortuna, infatti, appartengono a diverse zone del bacino di sedimentazione (figura 2.1.2) ed inoltre le torbiditi di Gorrondatxe (Orue-Extebarria et al. 2006) e di Agost, che sono correlabili, si sono depositate su differenti margini (paragrafo 2.3.4).

Nel complesso, queste indicazioni favoriscono lo scenario di un evento caldo, di importanza globale, seguito da un aumento progressivo dell'umidità e delle precipitazioni sul continente che determinano l'incremento di rimaneggiamento e torbiditi al largo sulla piattaforma. Analogamente a quanto osservato per il PETM (Wing et al., 2005), la successione delle variazioni nelle associazioni a nannofossili, seguita dall'apporto torbiditico suggerisce che le precipitazioni fossero scarse nella fase iniziale dell'evento caldo, ma che aumentassero nella sua fase tarda (figura 2.3.2). Questa dinamica è consistente con il modello dei cicli glaciale/interglaciale osservato per la flora del Neogene (Iversen, 1958; Grichuck, 1964).

La discontinua risoluzione dei nostri dati, complicata dalla distribuzione dei livelli torbiditici, non permette di comprendere e determinare in dettaglio la durata delle variazioni osservate, ma consente di confermare la presenza di un intervallo caldo-umido nella seconda parte della biozona CP13b (con inizio \approx 43 Ma fa), contemporaneo con FO di *Hantkenina* (P9/P10) (figura 2.3.2).

L'assenza di *R. umbilica* e di *C. reticulatum*, suggerisce che l'evento caldo associato con il picco di *A. aragonensis* e FO di *Hantkenina* precede il MECO. La FO di *C. reticulatum* infatti, anticipa il MECO nel Pozzo 689 (Maud Rise; Pospichal & Wise, 1990) e nel Pozzo 748 (Kerguelen Plateau; Wei & Wise, 1992), ed è utilizzato nella sezione della Contessa (Jovane et al., 2007a) per la sua correlazione. La comparsa di *C. reticulatum* nella sezione di Agost, per quanto di non facile collocazione per problemi tassonomici ⁸ è identificabile nella parte sommitale della sezione, al passaggio C20n-C19r.

⁸ Forme intermedie confrontabili con *C. reticulatum* sono infatti presenti sin dal metro 106,50; vedi note tassonomiche. Questa comparsa sembra associata col termine della fase caldo umida e l'inizio di un periodo di maggiore apporto di nutrienti, raffreddamento e minore diversità nelle associazioni.

Nella parte alta della sezione, esaurita la fase torbidity superiore, al termine della CP13b, le associazioni a nannofossili mostrano segni, seppur discontinui, di diminuzione della diversità, aumento della produttività e/o raffreddamento delle acque, infatti *Cyclicargolithus*, *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* divengono dominanti nelle associazioni. Questo, concordemente a quanto desumibile dalla correlazione magnetobiocronologica con la GPTS (figura 2.1.1), confermato dalla comparsa (FRO) di *C. reticulatum*, che approssima il limite Luteziano/Bartoniano secondo Berggren et al. (1995), ci suggerisce che il top della sezione di Agost corrisponde con l'inizio dell'evento freddo datato 41,5 Ma (Tripathi et al., 2005) che precede il MECO.

La presenza di una lacuna al passaggio C20n-C19r potrebbe fornire una spiegazione alternativa per la precocità della FRO di *C. reticulatum* in questa sezione, rispetto ad alcuni autori che la osservano invece presso la base del C18r (cfr. Berggren et al., 1995; Jovane et al., 2007a e bibliografia citata), ma la gradualità di questo evento e la presenza di forme di transizione nei campioni immediatamente precedenti (Tavola A.2.4, figure a, b, c, d, in appendice al capitolo) suggeriscono che si tratti della reale prima comparsa.

2.3.3 Correlazione con la sezione di Fortuna.

Ortiz & Thomas (2006) e Molina et al. (2006) segnalano un anomalo incremento di *A. aragonensis* nella sezione di Fortuna in posizione stratigrafica immediatamente precedente la comparsa delle hantkeninidae. L'evento ipertermico suggerito dall'abbondanza di *A. aragonensis* viene associato con il limite Ypresiano/Luteziano perchè gli autori utilizzano la comparsa di *Hantkenina* per indicare il limite Y/L. Anche nel caso di Fortuna, come per Agost, se il limite Y/L fosse correlato per mezzo della biostratigrafia a nannofossili calcarei, con uno degli eventi della CP12 (=NP14), l'evento ipertermico si troverebbe lontano dal limite Y/L, a metà dell'Eocene medio.

La correlazione tra l'evento ad *A. aragonensis* di Fortuna e quello di Agost è complicata dalla mancata corrispondenza nella sequenza dei bioeventi: in Fortuna l'acme di *A. aragonensis* precede FO *Hantkenina* mentre in Agost accade il contrario. L'inversione potrebbe essere solo apparente e dovuta alla scarsità di *Hantkenina* alla sua comparsa, o in alternativa, potrebbe trattarsi di differenti e ravvicinati eventi, ripetuti picchi di *A. aragonensis* in successione, che una discontinuità nella sequenza stratigrafica ha avvicinato. Una lacuna nella sezione di Fortuna, tra l'acme di *A. aragonensis* e la FO di *Hantkenina* è suggerita dai bioeventi osservati nel livello 13FOR (sottostante FO di *Hantkenina*), dove si ha contemporaneamente LO di *B. inflatus* e LO di *D. sublodensis*, ma non FO di *Nannotetrina fulgens*, che manca del tutto.

Secondo questa ultima ipotesi, potrebbero esserci altri picchi ad *A. aragonensis* più in basso nella sezione di Agost, in corrispondenza di altrettanti episodi caldo-umidi ed uno di questi episodi potrebbe essere correlabile perfettamente con Fortuna. Ortiz & Thomas (2006) riportano che *A. aragonensis* mostra più di un picco d'abbondanza relativa in diversi pozzi durante l'Eocene basale. Questi picchi potrebbero essersi ripetuti anche durante la transizione Y/L allo stesso modo in cui gli eventi ipertermici dell'Eocene inferiore potrebbero essersi ripetuti sino al limite Y/L, 49 Ma fa, (Thomas & Zachos, 2000; Thomas, 2003; Molina et al., 2006) oppure sino alla metà dell'Eocene medio come suggerito in questo studio.

Concludendo, il limite P9/P10 (FO *Hantkenina*) potrebbe essere associato ad uno o più eventi caldi precursori del Middle Eocene Climatic Optimum (MECO), mentre il periodo a

minore diversità alla base della sezione di Agost, circa 49 Ma fa coinciderebbe con evento isotopico del $\delta^{18}\text{O}$ (Miller, 1992), interpretabile come diminuzione della temperatura e forse associata ad una regressione marina alla base del Luteziano⁹.

Ulteriori conferme sono necessarie per verificare se l'evento ipertermico (Thomas & Zachos, 2000; Ortiz & Thomas, 2006), correlabile con FO di *Hantkenina* corrisponde univocamente alla seconda parte del C20r e quindi ad una età di circa 43,5-43 Ma come appare nella sezione di Agost, e/o se, altrove, FO di *Hantkenina* ed un differente evento ipertermico abbiano un'età di 49-48 Ma.

2.3.4 Correlazione con la sezione di Gorrondatxe.

E' possibile correlare la sezione di Agost con quella di Gorrondatxe in base alla dettagliata biomagnetostratigrafia pubblicata per entrambe le sezioni (Orue-Extebarria et al., 2006; Payros et al., 2007; Larrasoana et al., 2008) (Figura 2.1.1). La correlazione suggerisce una buona corrispondenza tra la posizione stratigrafica degli intervalli torbiditici delle due sezioni e che il secondo ed il terzo intervallo torbiditico osservato a Gorrondatxe in Orue-Extebarria et al. (2006, figura 3B con riferimento alle sequenze deposizionali definite da Payros, 1997), sono rappresentati anche ad Agost.

L'intervallo torbiditico 1 di Gorrondatxe precede la comparsa di *D. subbloensis*, e sembra corrispondere ad un intervallo precedente quello preso in esame ad Agost, ma non è possibile stimare di quanto.

L'intervallo torbiditico 2 di Gorrondatxe inizia poco prima di FO di *N. fulgens* e termina nella CP13b poco prima della comparsa di *Hantkenina nuttalli* corrispondendo pienamente a quello di Agost.

L'intervallo torbiditico 3 di Gorrondatxe inizia dopo FO di *H. nuttalli* e prima della LO di *Cb. gigas* (lo studio biostratigrafico a Gorrondatxe è interrotto prima di questo bioevento); corrisponde perciò all'intervallo torbiditico superiore di Agost che inizia nella Zona CP13b subito dopo la FO di *H. nuttalli*.

Questo ci suggerisce la possibilità di una relazione tra i cicli torbiditici ed i cicli caldo/umidi/fresco/secchi di lungo periodo, che sembrano aver caratterizzato le variazioni del plancton calcareo durante la prima parte dell'Eocene medio nella sezione di Agost. In modo simile, anche Payros et al. (2006) hanno interpretato le ricorrenti variazioni delle associazioni a foraminiferi planctonici e le concomitanti fluttuazioni dei cicli torbiditici nei bacini di mare profondo di Pamplona e Basco (Pirenei Occidentali), suggerendo che il *forcing* climatico e/o i processi tettonici abbiano determinato la sospensione di grandi quantità di fango e materia organica e la conseguente eutrofizzazione delle acque marine favorendo le specie opportuniste tipiche delle alte latitudini durante gli episodi caratterizzati da alta risedimentazione.

2.3.5 Discussione.

I tempi degli eventi dell'Eocene medio non sono ancora ben determinati a causa della scarsità di sezioni fossilifere continue, e dei problemi di correlazione tra zone a foraminiferi e zone a nannofossili (paragrafo 2.1.1 e bibliografia citata), ma la maggiore oscillazione isotopica

⁹ Una maggiore regressione (temporaneo accumulo di ghiacci?) alla base del Luteziano è identificata da Vail et al. (1977), Haq et al. (1987), ma non da Miller et al. (2005).

e del CCD dell'Eocene medio (Tripathi et al., 2005, figura 2.3.1) è interpretabile, in base ai nostri dati con un evento fresco e/o di eutrofizzazione che interrompe un periodo di optimum climatico di cui il MECO costituisce la fase finale. I tempi dell'inizio della maggiore regressione LU4 (Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998) e l'evento glaciale di massima intensità identificato da Tripathi et al. (2005, 2008), Tripathi & Dawber (2007) da 42-41,5 Ma in poi, sembrano trovare conferma nelle variazioni delle associazioni contemporanee di FO di *R. umbilica* > 14µm e FRO di *C. reticulatum*.

Non è tuttavia necessario interpretare queste variazioni con l'esistenza delle massicce glaciazioni bipolari richiamate da Tripathi et al. (2005, 2008), di cui si hanno soltanto deboli evidenze.

Secondo Aubry (1992a) il picco di diversità osservato nell'Eocene medio è il risultato della coesistenza di vecchie linee evolutive con nuovi taxa la cui evoluzione è il riflesso di cambiamenti ambientali progressivi. I nostri dati confermano le osservazioni di Aubry, ma sottolineano il carattere non monotono del trend di arricchimento di nutrienti e di debole diminuzione della temperatura. La diversificazione è altissima tra i generi *Braarudosphaera*, *Micrantonolithus*, *Pemma*, *Pontosphaera* e *Blackites* che sono diffusi sulle piattaforme continentali e sottocosta alle latitudini medio-basse e che sembrano tolleranti di acque iposaline (Baldi-Beke, 1984).

L'alta e persistente diversificazione delle specie meso-eutrofiche, associata all'incremento di nutrienti può essere legata all'orogenesi alpina. Su scala regionale infatti, è in corso la collisione della piattaforma iberica con quella nordeuropea e l'inizio della loro sovrapposizione con l'emersione dei Pirenei (Meulenkamp et al., 2000); la chiusura della Tetide orientale e la collisione dell'India con l'Eurasia, su scala più ampia, sono già in fase avanzata.

L'incremento della dissoluzione dei silicati, conseguente all'orogenesi, favorisce la diminuzione della CO₂ (Raymo & Ruddiman, 1992) durante cicli caldo-umidi e fresco-secchi. L'esistenza di maggiori oscillazioni della CO₂ e la sua diminuzione durante l'Eocene (Pearson & Palmer, 2000; Lowenstein & Demicco, 2006; Pagani et al., 2005) potrebbe trovare dunque una spiegazione nei fenomeni erosivi associati alla progressiva chiusura della Tetide. Il concentrarsi dell'attività orogenetica con sviluppo degli archi insulari e l'apertura dell'Oceano Atlantico Settentrionale (immissione di CO₂ nell'atmosfera), innalzamento di catene montuose ed erosione continentale con incremento della dissoluzione dei silicati, infatti, può influenzare da una parte i livelli globali dei gas serra e dall'altra modificare lentamente il chimismo e la fertilità degli oceani.

2.4 Conclusioni.

La storia dell'Eocene medio e dei suoi cicli climatici di lungo periodo sembra ancora in gran parte da decifrare, a causa del grande scarto (3-5 Myr), tra i classici bioeventi a nannofossili ed a foraminiferi planctonici sino ad oggi utilizzati per la correlazione del limite Y/L (Orue-Extebarria et al., 2006; Payros et al., 2007; Larrasoña et al., 2008). Questo e la presenza di lacune diffuse, hanno contribuito sinora alla scarsa risoluzione del susseguirsi degli eventi climatici del Luteziano.

I nostri dati mostrano un'ampia e dettagliata successione di bioeventi a nannoplacton calcareo, completa di tutti i marker delle zonazioni classiche per le latitudini medio-basse (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) dalla Zona CP11 (pars) alla Zona CP14a (pars) e

numerosi bioeventi accessori che potranno essere utilizzati per migliorare la risoluzione biostratigrafica (tabella 2.1).

In base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei, le associazioni osservate nella parte superiore della sezione, sia prima, che dopo l'evento di comparsa di *Hantkenina spp.* (sinora utilizzato nelle classiche zonazioni a foraminiferi per la correlazione della base dell'Eocene medio), sono tipiche dell'Eocene medio avanzato.

In base alle associazioni a nannofossili riconosciute e seguendo Berggren et al. (1995), che hanno proposto la comparsa di *C. reticulatum* per correlare la base del Bartoniano, l'intervallo studiato rappresenta l'intero Luteziano.

La rapida evoluzione del nannoplankton calcareo nel Luteziano ed i numerosi cambiamenti di tendenza nella composizione delle associazioni, indicano fasi climatiche alterne la cui durata è nell'ordine del milione di anni. Se queste variazioni possano, come altre variazioni climatiche del Cenozoico, essere, o non essere trainate dal *forcing* orbitale, è ancora oggi oggetto di studio e dibattito (Cramer et al., 2003; Lourens et al., 2005; Ortiz & Thomas, 2006; Pälike et al., 2006) ed è quindi importante studiare con maggior dettaglio questa successione ed individuarne di nuove, altrettanto continue su lunghi periodi di tempo.

La diversità raggiunge alti livelli a causa dell'alto numero di nuove comparse nei generi adattati a condizioni prevalentemente temperate meso-eutrofiche (*Reticulofenestra*, *Dictyococcites*, *Criboecentrum*) ed a condizioni di variabile salinità e turbolenza (*Braarudosphaera*, *Micrantolithus*, *Pemma*, *Pontosphaera*, e *Blackites*), mentre un forte turnover interessa sia generi adattati a condizioni caldo oligotrofiche (*Discoaster*) che fresche eutrofiche (*Chiasmolithus*).

In analogia con i ripetuti episodi ipertermici dell'Eocene inferiore (Thomas & Zachos, 2000; Zachos et al., 2004), nella prima metà dell'Eocene medio rappresentata in questo studio, sembrano ripresentarsi almeno tre episodi caldi tra 49 e 42 milioni di anni fa. Il primo di questi eventi (vicino al passaggio CP12a-CP12b) e l'ultimo (all'interno della CP13c, prossimo alla comparsa di *Hantkenina spp.*) mostrano alcune caratteristiche variazioni nelle associazioni microplanctoniche e microbentoniche, tipiche degli eventi ipertermici dell'Eocene inferiore. Sono necessari ulteriori studi ed una maggiore risoluzione per verificare la consistenza di questi eventi. In particolare, al passaggio CP12a/CP12b la presenza e l'abbondanza di *T. orthostylus* e di altre forme tipiche dell'Eocene inferiore potrebbe essere associata alla rapida risalita della CO₂ oppure a rimaneggiamento.

Le maggiori variazioni del rapporto degli isotopi stabili ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) (Miller, 1992; Miller et al., 2005) e del tasso di accumulo del carbonato negli oceani (Tripathi et al., 2005) sono temporalmente concordi con le variazioni osservate nelle associazioni a nannofossili, ma queste variazioni sono riconducibili all'alternarsi di eventi caldo/umidi con fasi più fresche/eutrofiche possibilmente indotte dalla fertilizzazione delle acque marine e dalla diminuzione della CO₂ (Pearson & Palmer, 2000; Lowenstein & Demicco, 2006; Pagani et al., 2005) in seguito ai processi dell'orogenesi (Raymo & Ruddiman, 1992). In sostanza, le associazioni a nannofossili calcarei sembrano reagire a variazioni dei nutrienti, della salinità e subordinatamente a variazioni della temperatura delle acque, in un ambiente di acque relativamente stratificate o di moderata turbolenza (rispetto a quanto osservato durante la transizione Eocene/Oligocene; capitoli 4,5,6 di questo studio).

CAPITOLO 3:

La transizione Eocene/Oligocene nella sezione di Monte Cagnero, Umbria-Marche, Italia.

3.1 Le sezioni d'età Eocene-Oligocene nell'Appennino Umbro Marchigiano.

3.1.1 Ubicazione e inquadramento del bacino umbro marchigiano.

La successione Umbro – Marchigiana si è depositata su crosta continentale subsidente al margine della piattaforma della microplacca di Adria. L'area di sedimentazione corrispondente alle sezioni del Monte Cagnero e di Massignano è rimasta in facies di sedimentazione pelagica durante tutto il Paleogene trovandosi in condizioni di subsidenza, senza mai scendere al di sotto del limite di compensazione dei carbonati e con apporti terrigeni limitati durante la transizione Eocene/Oligocene (Monaco, 1989).

Il dominio Umbro Marchigiano non è stato interessato dall'orogenesi alpina sino all'Oligocene superiore, che ha invece impegnato parte della Tetide già nell'Eocene medio, con la collisione continentale e la chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese.



Figura 3.1.1 - Ricostruzione paleo-geografica (da Scotese & Golonka, 1992. PALEOMAP Project) dell'area europea e della Tetide durante l'Eocene-Oligocene. La stella rossa indica l'area del bacino umbro marchigiano.

La Serie Umbro-Marchigiana si distingue per completezza, buona conservazione, limitati disturbi tettonici ed ampia ed accessibile esposizione in varie località. Per questi motivi rappresenta un punto di riferimento per lo studio del Mesozoico e del Cenozoico.

Già dagli anni '60, con diversi studi litostratigrafici e biostratigrafici (Carloni, 1962; Cati, 1964; Baumann & Roth, 1969; Baumann, 1970; Monechi, 1986; Coccioni et al., 1988;

Guerrera et al., 1988) sono state identificate le sezioni e poi caratterizzati gli intervalli in cui approfondire gli studi relativamente all'intorno del limite Eocene – Oligocene.

L'esistenza di bande rossastre o rosate al passaggio tra la Scaglia Variegata e la Scaglia Cinerea e di altre isolate bande colorate costituisce una serie di "marker" litostratigrafici utilizzati a livello regionale per una rapida identificazione in campagna del limite E/O.

Il buon segnale magnetico presente nella Scaglia Umbra ha fornito sezioni magnetostratigrafiche di riferimento per l'Eocene/Oligocene: Contessa (Lowrie et al., 1982; Nocchi et al., 1986; Lowrie & Lanci, 1994), Massignano (Montanari & Bice, 1986; Bice & Montanari, 1988; Lowrie & Lanci, 1994), Massicore (carotaggio nei pressi del GSSP di Massignano, Lanci et al., 1996) (figure 3.1.2 e 3.1.4). La presenza di biotite talora concentrata in particolari livelli eo-oligocenici (figura 3.1.5 a) in tutto l'Appennino Umbro Marchigiano (Lowrie et al., 1982; Montanari et al., 1985; Guerrera et al., 1988) ha permesso la datazione radio-isotopica dei sedimenti esposti a Massignano, a Monte Cagnero e alla Contessa nell'ipotesi di un'origine vulcanica e contemporanea della sedimentazione della biotite stessa (Montanari et al., 1985; Montanari, 1988, 1990; Odin et al., 1991; Hyland et al., 2008).

Tra le numerose sezioni esaminate negli anni '70-80, due sono state scelte per questo studio: la sezione del Monte Cagnero, all'estremo N-O delle Marche, vicino ad Urbania e la sezione di Massignano, che si trova nel Parco del Monte Conero nei pressi di Ancona (figura 3.1.2). Quest'ultima è una fondamentale sezione di riferimento, essendovi stabilito il GSSP (*Global boundary Stratotype Section and Point*) per la base dell'Oligocene al livello in cui si estinguono entrambe i generi dei foraminiferi planctonici eocenici *Hantkenina* e *Cribohantkenina* (Premoli Silva & Jenkins, 1993).

Le successioni esaminate sono costituite da calcari marnosi e da marne calcaree, stratificate, di colore variabile da rossastro a grigio-verdastro (Scaglia Variegata; Eocene medio p.p. - Eocene superiore p.p.) o grigio (Scaglia Cinerea; Eocene Superiore p.p. - Aquitaniano Inferiore).

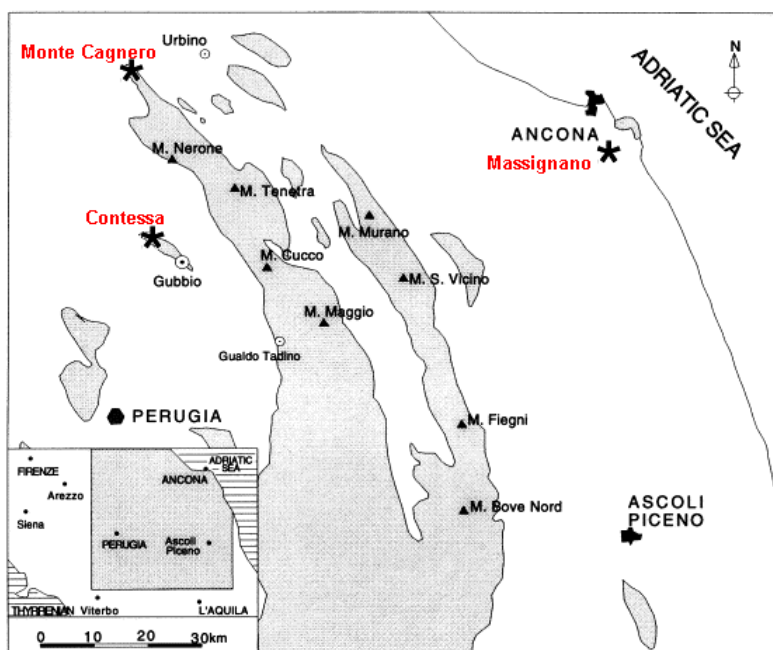


Figura 3.1.2: Ubicazione della sezione di Monte Cagnero e delle sezioni di Massignano (GSSP per il limite E/O) e Contessa alle quali si è fatto particolare riferimento in questo studio. L'area ombreggiata corrisponde agli affioramenti della successione sedimentaria umbro-marchigiana di epoca giurassico-miocenica che formano l'ossatura dell'Appennino Umbro-Marchigiano. Modificata da Monechi et al., 2000.

La sezione di Massignano, GSSP per il limite E/O, è ben esposta per 23 metri, ma vi sono rappresentati soltanto 4 metri dell'Oligocene inferiore. Questo fa sì che l'evento isotopico della base dell'Oligocene denominato Oi-1 (Miller et al., 1991; Zachos et al., 1992), spesso utilizzato per la correlazione del limite, poiché rappresenta il maggior evento isotopico del Paleogene superiore, non sia presente nel GSSP di Massignano.

La sezione del Monte Cagnero è invece ben esposta per circa 200 metri ed appare tettonizzata e disturbata da piccole faglie e/o slumping solamente nell'intervallo 104-107,50 corrispondente nell'Eocene superiore a parte della NP19/20 o della CP15b (Guerrera et al., 1988; Tori, 2005 Tesi di laurea non pubblicata; Hyland et al., in stampa).

Esiste inoltre un problema di reperibilità e di correlazione tra i vari tipi di *proxies* utilizzati per la correlazione del limite. L'estrema scarsità del genere *Hantkenina* nel vecchio stratotipo del Priaboniano costringe all'utilizzo della FO ("First Occurrence" o prima comparsa) di *Glaphryocista semitecta* (dinoflagellato) come evento sostitutivo; la comparsa di questo dinoflagellato, infatti, è associata nell'Appennino alla LO ("Last Occurrence" o ultima comparsa) delle Hantkeninidae. Brinkhuis ha mostrato (1992), che per mezzo di questa correlazione la parte superiore del Priaboniano viene a trovarsi nell'Oligocene. La comparsa di *G. semitecta* è, infatti, 15 m sotto il tetto del vecchio stratotipo del Priaboniano che si trova decapitato, con i suoi 15 metri superiori che passano all'Oligocene.

In sintesi appare necessario estendere temporalmente nell'Oligocene la sezione di riferimento della transizione E/O, sia per problemi di correlazione con i depositi tipici dei piani Priaboniano e Rupeliano, sia per l'importanza stratigrafica che nel corso degli ultimi decenni hanno assunto gli eventi isotopici.

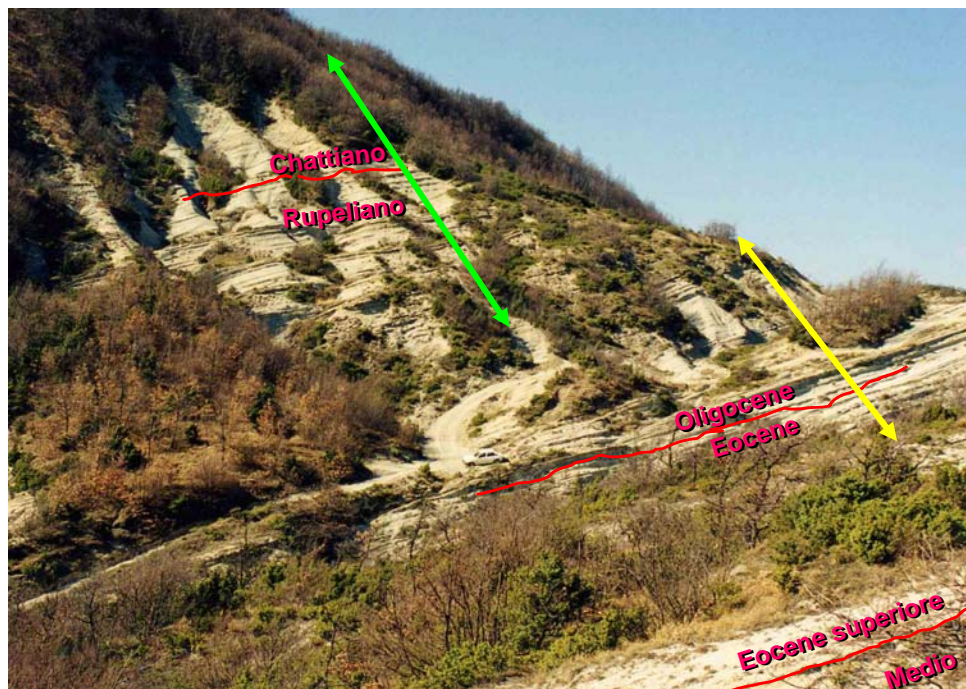


Figura 3.1.3: La sezione del Monte Cagnero. In giallo è evidenziato il tratto di 44 metri oggetto del presente studio. In verde è evidenziato l'intervallo studiato da Coccioni et al. (2008).

La sezione del Monte Cagnero costituisce un potenziale parastratotipo del GSSP di Massignano per il limite E/O, perchè sembra esservi rappresentato in continuità l'Eocene terminale e l'intero Oligocene (Hyland et al., in stampa; Coccioni et al., 2008). L'intervallo Eocene superiore - Oligocene inferiore, corrispondente a 44 metri nella parte mediana della sezione (in giallo in figura 3.1.3) è stato riesaminato in dettaglio, con studi integrati di

magnetostratigrafia, ciclostratigrafia, biostratigrafia a nannofossili, foraminiferi planctonici e dinoflagellati (Hyland et al., in stampa) sino a sovrapporsi per alcuni metri con l'intervallo superiore (in verde in figura 3.1.3), studiato da Maiorano & Monechi (2006) e Coccioni et al. (2008).

In questo studio vengono presentati i risultati dettagliati della biostratigrafia a nannofossili calcarei della porzione mediana della sezione di Monte Cagnero (Piobbico) (in giallo in figura 3.1.3) corrispondente alla transizione E/O. Questi risultati hanno consentito l'interpretazione stratigrafica integrata dell'intervallo e la loro sintesi è in corso di pubblicazione (Hyland et al., in stampa). Sono inoltre presentati alcuni nuovi dati biostratigrafici relativi alla sezione di Massignano.

L'interpretazione biomagnetostratigrafica delle magnetozone di Hyland et al. (in stampa) consente inoltre la correlazione dei bioeventi con la GPTS (Cande & Kent, 1992, 1995) (figure 3.1.4 e 3.2.4).

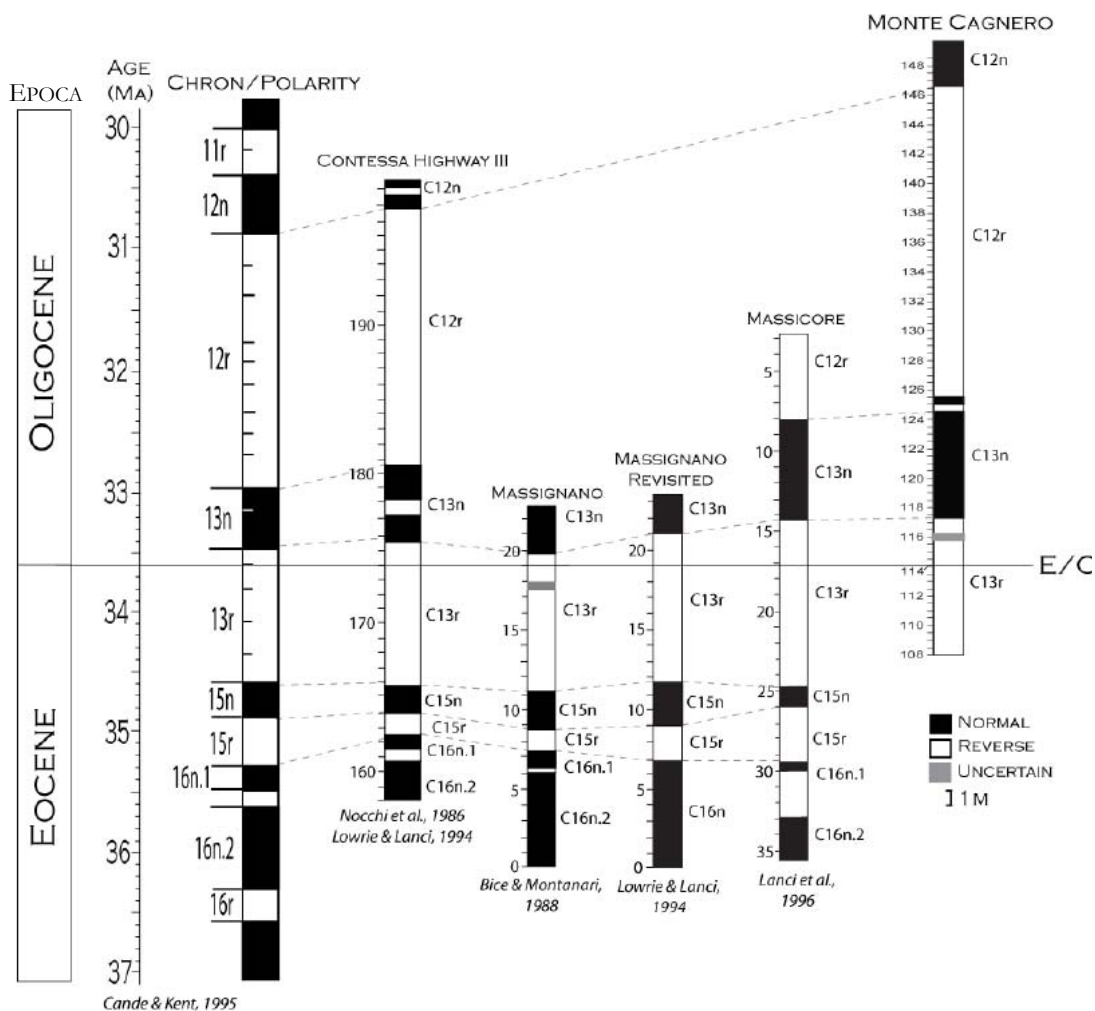


Figura 3.1.4: Correlazione con la GPTS di Cande e Kent (CK95, 1992, 1995). Magnetostratigrafia dell'intervallo esaminato in questo studio (Monte Cagnero) e magnetostratigrafie delle più importanti sezioni dell'area Umbro-Marchigiana. Le mezze barre orizzontali rappresentano la posizione dei *kriptonochrons* nella scala CK95. Modificata da Hyland et al. (in stampa).

3.1.2 Studi biostratigrafici precedenti.

Sin dagli anni '60 le biozone a nannofossili calcarei del Paleogene erano state studiate principalmente sul Blake Plateau (progetto JOIDES, Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling, 1965) e nelle sezioni in Alabama, Barbados e Trinidad, ma non era stata trovata una precisa corrispondenza con le biozonazioni a foraminiferi planctonici delle sezioni dell'Europa centro-settentrionale o di quelle della Tetide orientale.

Il primo studio biostratigrafico della sezione del Monte Cagnero fu quello di Baumann e Roth (1969). Essi stabilirono una correlazione tra le biozonazioni a nannofossili ed a foraminiferi planctonici per la transizione Eocene/Oligocene e sino a tutto l'Oligocene, riconoscendo sette biozone a nannofossili corrispondenti all'intervallo NP 19/20 - NP 24 (Martini, 1971).

La revisione di Baumann (1970) e di Roth (1970) mise in evidenza come gli studi biostratigrafici su foraminiferi e nannoplancton degli anni '50-'60 (Subbotina, 1953; Bolli, 1957; Blow & Banner, 1962) risentissero del problema delle variazioni di facies e delle lacune nella sedimentazione tipico della transizione E/O. Baumann (1970) dimostrò con una breve rassegna, la rarità di sequenze continue e complete intorno alla transizione E/O e rilevò l'eccezionale continuità di sedimentazione e la persistenza della facies pelagica nella Scaglia Cinerea, sino alla fine dell'Oligocene. La correlazione tra varie sezioni nella Scaglia Umbro-Marchigiana indicava il Monte Cagnero come una delle sezioni più estese e continue intorno al limite E/O (Baumann, 1970).

Nello stesso anno Roth (1970) mise a punto la biostratigrafia a foraminiferi e nannofossili per l'Oligocene dell'area della Tetide e dell'Europa centrale, basandosi in parte sul precedente studio del Monte Cagnero (Baumann & Roth, 1969) e descrisse molte nuove specie caratteristiche dell'associazione riconosciuta.

Nell'ambito degli studi per la definizione del GSSP del limite E/O, fu nuovamente analizzata la sezione di Monte Cagnero (Parisi et al., 1988b; Guerrera et al., 1988) per la porzione relativa alla transizione E/O. Furono studiati circa 55 metri della Scaglia Variegata (Eocene) e 30 metri della sovrastante Scaglia Cinerea (Oligocene).

Recentemente, la sezione di Monte Cagnero è stata nuovamente studiata per la parte relativa all'Eocene medio e superiore (Verducci & Nocchi, 2004) ed inoltre è stata stabilita la stratigrafia integrata della parte alta, dal metro 140 al metro 223 (in verde in figura 3.1.3) (Maiorano & Monechi, 2006; Coccioni et al., 2008). In seguito a quest'ultimo studio, finalizzato alla definizione del limite Oligocene inferiore-Oligocene superiore (=Rupeliano-Chattiano), la sezione di Monte Cagnero è la migliore candidata come GSSP per il limite Rupeliano/Chattiano.

3.1.3 Materiali e metodi.

Le analisi per la biostratigrafia a nannofossili calcarei sono state eseguite su 84 campioni, costituiti da calcari marnosi e marne calcaree, provenienti da 44 metri di spessore nella Scaglia variegata e nella Scaglia Cinerea del Monte Cagnero (figure 3.1.3 e 3.1.5). La risoluzione del campionamento è di un metro nell'intervallo 100-104, ed è di 50 cm dal metro 104 al metro 144 della sezione.

Circa 40 campioni, provenienti dalla sezione di Massignano (Coccioni et al., 1988; Monechi et al., 2000) sono inoltre stati preparati e studiati per stabilire una forte correlazione



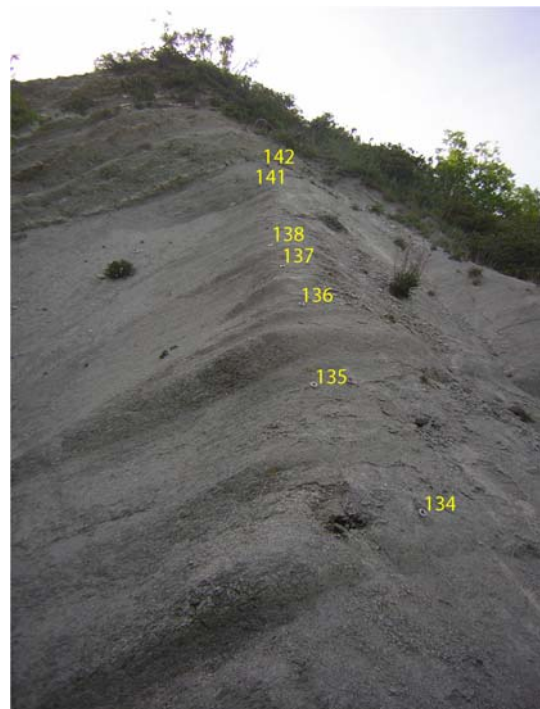
a



b



c



d

Figura 3.1.5: Monte Cagnero.

a). livello a biotite rilevato in prossimità del metro 142,50. Poco al di sopra, nell'intervallo studiato da Coccioni et al. (2008) si trovano altri livelli vulcanoclastici contenenti cristalli di biotite relativamente ampi e ben databili. Il livello 145,60 ha un'età radio isotopica ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) di 31.5 ± 0.2 Ma. (Coccioni et al. 2008). b), c), d). Immagini della parte superiore dell'intervallo oggetto di questo studio. Le foto sono scattate sul tracciato del campionamento effettuato nel 2007 e riportano il metro-livello, in corrispondenza del marker metallico apposto sul terreno.

tra le due sezioni e studiare con maggiore risoluzione alcuni bioventi dell'Eocene terminale.

I campioni, preparati secondo i metodi descritti nel capitolo 2, sono stati osservati al microscopio ottico a fini principalmente biostratigrafici, ricercando i *marker* di zona attraverso la scansione di almeno 2 traverse lunghe di ogni vetrino.

Lo studio biostratigrafico e paleoecologico delle associazioni a nannofossili calcarei, e le analisi quantitative condotte su 61 campioni nell'intervallo 100-132 del Monte Cagnero (Tori, 2005 Tesi di laurea non pubblicata) sono stati completati e revisionati in modo da fornire un quadro delle variazioni della distribuzione dei taxa, confrontabile con quello della sezione di Massignano (Coccioni et al., 1988; questo studio) e del Pozzo ODP 1263 (capitolo 4 di questo studio).

In mancanza di dati relativi al rapporto isotopico $\delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi bentonici della sezione del Monte Cagnero, la posizione del massimo valore del $\delta^{18}\text{O}$ (linea azzurro intenso nelle figure 3.2.3 e 3.2.4) osservato vicino alla base del magnetocrono C13n alle latitudini medie e basse (Pozzo 1218, Lear et al., 2004 e Coxall et al., 2005; Cava St. Stephen in Alabama, Miller et al., 2008) è stata correlata nella sezione per mezzo della stratigrafia magnetica. In questo modo si ottiene una correlazione indiretta con il massimo picco del rapporto isotopico nel Pozzo ODP 1263 ed è possibile confrontare le variazioni di abbondanza dei nannofossili osservate nel pozzo (figure 4.4.2 e 4.4.3) e nella sezione del Monte Cagnero. La posizione e la estensione di Oi-1, rappresentata dalla banda azzurra nelle figure, è dedotta per correlazione (Tori, 2005 Tesi di laurea non pubblicata) con il magnetocrono C13n nei pozzi 522, 689 e 744 (Zachos et al., 1996), AB di *C. obrutus* ed altre variazioni di abbondanza dei nannofossili del Pozzo 1263 (capitolo 4, diminuzione di *C. pelagicus*, variazioni di *Z. bijugatus* e *L. minutus*).

3.2 Risultati.

3.2.1 Analisi delle associazioni.

Le associazioni riconosciute nelle sezioni di Monte Cagnero e di Massignano sono mediamente ricche (da 26 a 38 specie), ed attribuibili all'Eocene superiore/Oligocene inferiore delle medie latitudini.

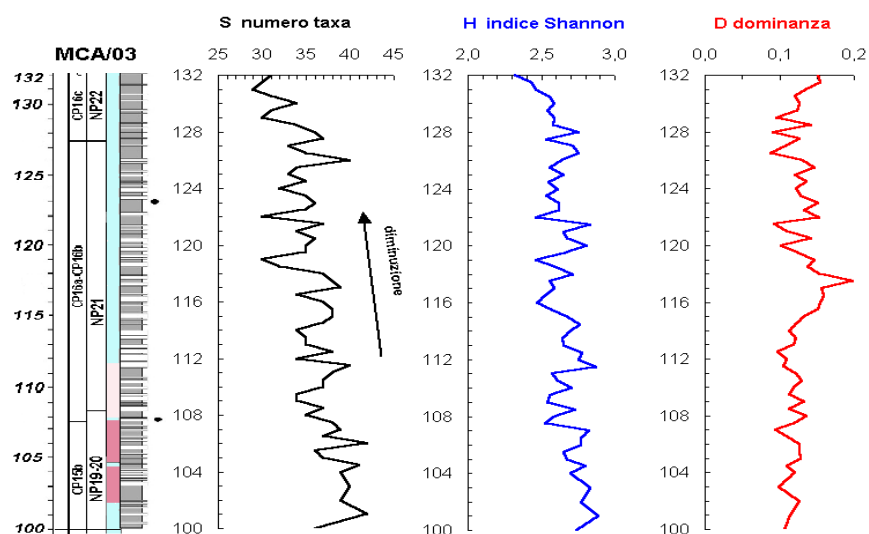
I nannofossili calcarei sono abbondanti in tutti i campioni ed il loro stato di conservazione varia da moderato a scarso a causa di dissoluzione e ricristallizzazione. Le forme cretacee rimaneggiate sono presenti (principalmente del Cretaceo superiore), sempre con abbondanza trascurabile, minore dell'1%.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono composte principalmente da *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Dictyococcites scrippsae* (che costituiscono complessivamente il 38-64% dell'intera associazione). *Dictyococcites bisectus* raggiunge presenze sino al 20% prima dell'estinzione dei *Discoaster* a rosetta mentre, subito dopo quest'orizzonte (metri 109-110) *Lanternithus minutus* supera il 20% (figure 3.2.2 e 3.2.3). Oltre a queste specie, anche *Zygrabliithus bijugatus*, *Sphenolithus moriformis*, *Reticulofenestra* $<5\mu\text{m}$, *Clausicoccus fenestratus*, *Clausicoccus subdistichus* e *Clausicoccus obrutus* sono presenti in modo continuativo attraverso la sezione con abbondanze variabili tra 0,5 e 20%.

L'esame della successione mostra la scarsa importanza del turnover evolutivo nello stretto intorno del limite E/O, ma anche l'esistenza di una forte risposta alla transizione ed all'evento isotopico Oi-1 che consiste in importanti variazioni di abbondanza all'interno delle stesse associazioni.

Gli eventi di scomparsa dei *Discoaster* a rosetta, e la comparsa di *Sph. tribulosus* sono raggruppati alcuni metri prima del limite E/O, individuato al metro 114,1 di Monte Cagnero ed al metro 19 della sezione di Massignano, dove si estinguono *Hantkenina alabamensis* e la famiglia delle Hantkeninidae (Coccioni et al., 1988; Nocchi et al., 1988; Premoli Silva & Jenkins, 1993). Ulteriori raggruppamenti di bioeventi di comparsa e scomparsa si trovano nella parte superiore della biozona NP21 ed al passaggio NP22/NP23 (figura 3.2.4). Nell'intorno del limite invece, non si osservano comparse o scomparse nel nannoplancton calcareo, ad eccezione della LO di *Calcidiscus protoannulus*, che è però un evento poco consistente. In un intervallo di pochi metri avviene invece una totale riorganizzazione dell'associazione con diminuzione delle specie caldo-temperate specializzate, sostituzione delle specie dominanti e diminuzione della ricchezza (figura 3.2.1). Nelle sezioni di Monte Cagnero e Massignano, la riorganizzazione delle associazioni sembra accadere nel complesso, per successivi gradini possibilmente associati al *forcing* orbitale durante un periodo protratto di progressiva eutrofizzazione.

Figura 3.2.1: variazione degli indici di diversità (S=ricchezza di specie; H=indice di Shannon; D=indice di dominanza) nella sezione di Monte Cagnero.



Le variazioni di abbondanza osservate consentono una buona correlazione del limite E/O e dell'evento isotopico Oi-1. Il limite E/O è infatti approssimato dalla base dell'acme di *Clausicoccus obrutus* ed anche dall'inizio di un importante incremento del gruppo *Dictyococcites scrippsae-Dictyococcites hesslandii*¹⁰ che, nella parte superiore della sezione (Oligocene p.p.), si alternano con *Cy. floridanus* nella dominanza delle associazioni. I due maggiori episodi di incremento di *Di. scrippsae-Di. hesslandii* gr., sono ben delimitati tra la base dell'acme di *C. obrutus* e LO di *E. formosa* (figura 3.3.1) ed esprimono la risposta dell'associazione alle variazioni paleoambientali che accompagnarono Oi-1 nel bacino umbro-marchigiano. La posizione di

¹⁰ Vedi note tassonomiche. La reciproca sostituzione di *Di. scrippsae*, *Di. hesslandii* e *Cy. floridanus* suggerisce che possa trattarsi di ecofenotipi riconducibili ad un unico organismo di origine, ed anche che la loro affinità ecologica vari in modo continuo da condizioni mesotrofiche calde (*Di. scrippsae*) a condizioni meso-eutrofiche calde (*Cy. floridanus*). Questa affinità ecologica è dedotta da quanto osservato in questa sezione e dai risultati delle analisi del prossimo capitolo.

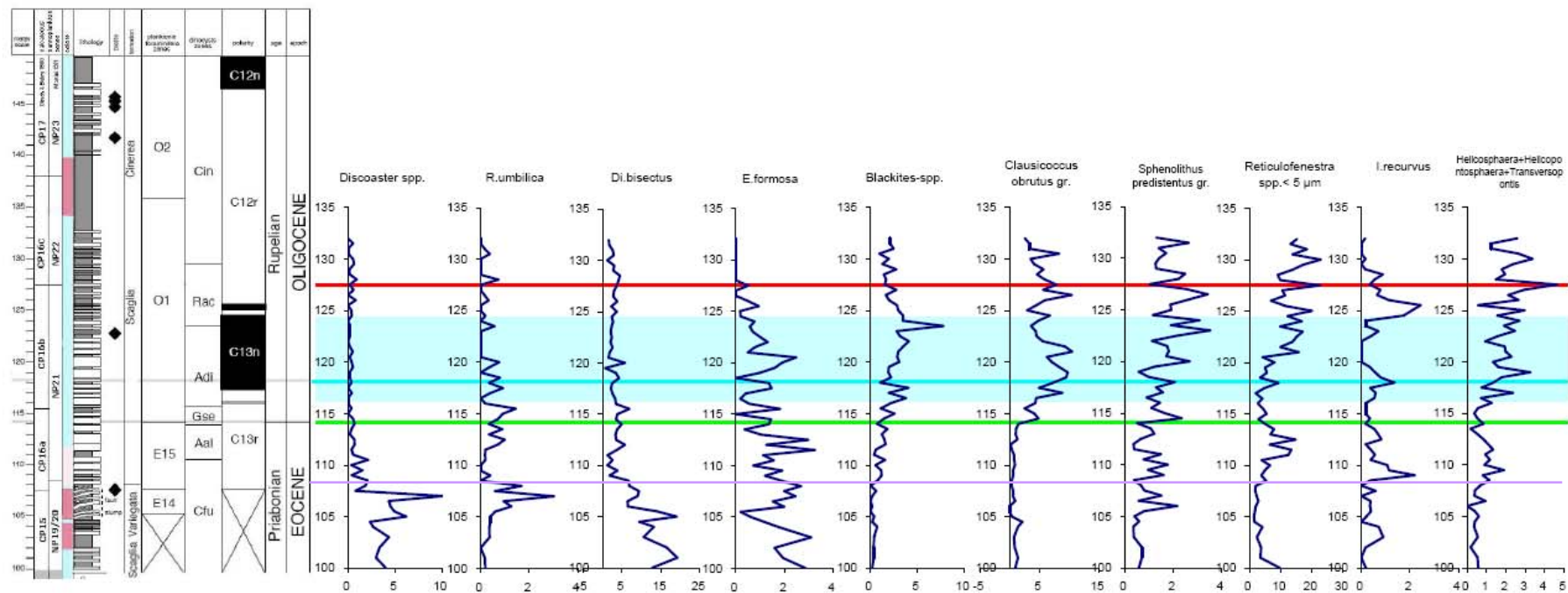


Figura 3.2.2: distribuzione percentuale di alcuni taxa selezionati nella sezione di Monte Cagnero. La linea violetta indica LO di *D. saipanensis*. La linea verde indica il limite E/O. La linea rossa indica la base della NP22 (LO di *E. formosa*). La banda azzurra indica l'intervallo Oi-1 correlato con il Pozzo ODP 1263 per mezzo delle variazioni di abbondanza dei nannofossili, mentre la linea azzurra più intensa indica il massimo valore del $\delta^{18}\text{O}$ correlato per mezzo della stratigrafia magnetica con il dato relativo osservato nel Pozzo ODP 1218 (Oceano Pacifico equatoriale) e da Miller et al. (2008) nella Cava St. Stephen in Alabama.

Si nota una riduzione delle specie caldo-temperate di grossa taglia (*Discoaster*, *R. umbilica*, *Di bisectus*) sin dalla base della Zona NP21. Tra le specie calde *E. formosa* ha un trend di diminuzione, mentre *Sph. predistentus gr.* ed il gruppo *Helicosphaera-Pontosphaera* sono in aumento. Queste variazioni sono interpretabili con un marcato incremento dei nutrienti.

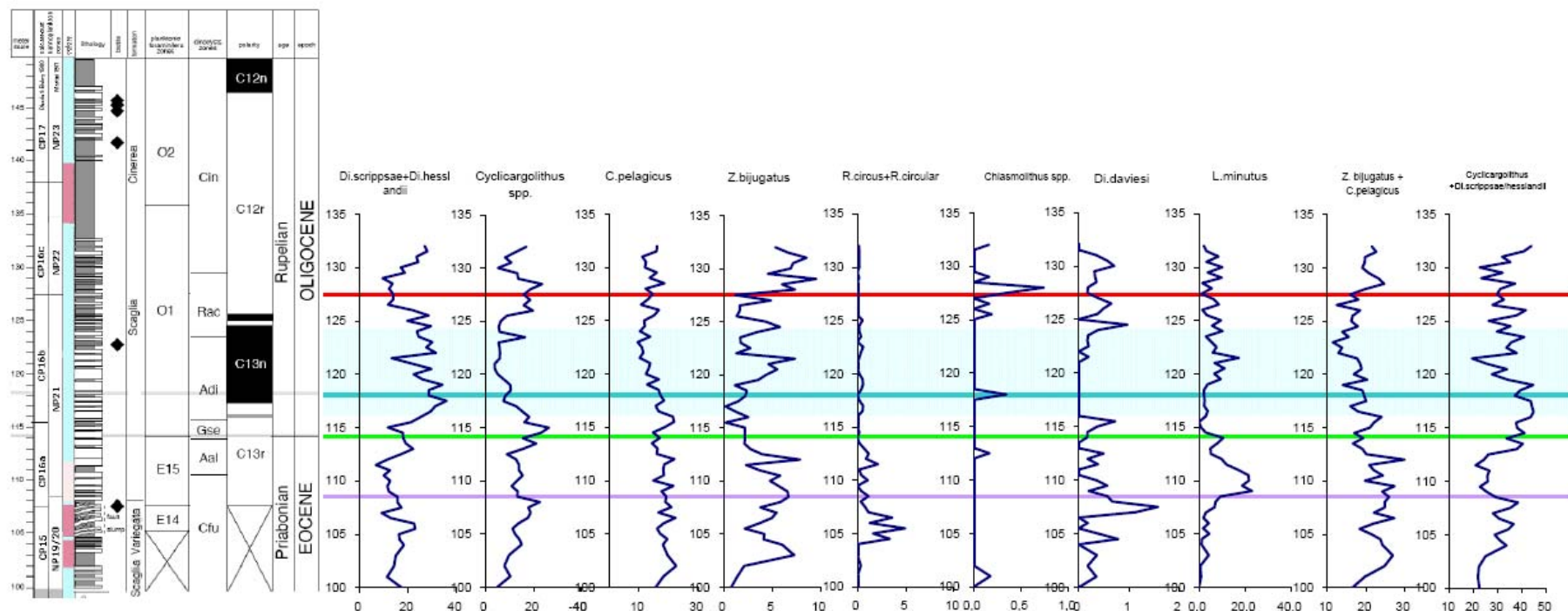


Figura 3.2.3: distribuzione percentuale di alcuni taxa selezionati nella sezione di Monte Cagnero. La linea violetta indica LO di *D. saipanensis*. La linea verde indica il limite E/O. La linea rossa indica la base della NP22 (LO di *E. formosa*). La banda azzurra indica l'intervallo Oi-1 correlato con il Pozzo ODP 1263 per mezzo delle variazioni di abbondanza dei nannofossili, mentre la linea azzurra più intensa indica il massimo valore del $\delta^{18}\text{O}$ correlato per mezzo della stratigrafia magnetica con il dato relativo osservato nel Pozzo ODP 1218 (Oceano Pacifico equatoriale) e da Miller et al. (2008) nella Cava St. Stephen in Alabama.

Si nota l'incremento delle specie caldo-temperate mesotrofiche di piccola taglia (*Di.scrippsae*+*Di.hesslandii*) dopo il limite E/O, mentre l'incremento di *Cyclicargolithus spp.* si osserva nella parte sommitale del C13r e nella parte basale del C12r. I taxa freddi (*Di.daviesii* e *Chiasmolithus spp.*) sono poco abbondanti, ma *Di.daviesii* è particolarmente scarsa durante Oi-1, mentre *Chiasmolithus spp.* ben adattati ad alti nutrienti, hanno brevi incrementi in corrispondenza del massimo $\delta^{18}\text{O}$ ed alla base della Zona NP22.

Oi-1, correlata con il magnetocrono C13n nella generalità dei pozzi (pozzi ODP 522, 689 e 744 in Zachos et al., 1996; Pozzo ODP 1218 in Coxall et al., 2005), è infatti ben inquadrata nella Zona NP21 (tra AB *C. obrutus* e LO *E. formosa*) che racchiude il magnetocrono C13n sia nella sezione del Monte Cagnero che di Contessa (figura 3.3.1). L'episodio di massimo valore dell'indice di dominanza al metro 117,50 (figura 3.2.1) sembra rispecchiare un evento di dissoluzione (alta percentuale di *C. pelagicus*, bassa percentuale di *Z. bijugatus* e presenza di numerosi singoli cicli dissolti). Questo livello è stratigraficamente correlato ad un intervallo di dissoluzione particolarmente intensa del carbonato nei pozzi di Walvis Ridge (Atlantico Sud-orientale) che si osserva dopo il limite E/O, durante la fase di crescita del rapporto isotopico $\delta^{18}\text{O}$ (Liu et al., 2004 abstract; questo studio, capitoli 4 e 5). Un aumento di taxa freddi (*Di. daviesii*, *Isthmolithus recurvus*) caratterizza il passaggio NP 19-20/NP21 mentre successivamente, durante Oi-1, questi taxa (*Di. daviesii*, *I. recurvus* e *Chiasmolithus*) sono quasi assenti, con l'eccezione di un leggero e breve incremento di *Chiasmolithus*, *I. recurvus* e *Reticulofenestra* $<5\mu\text{m}$, in coincidenza del massimo $\delta^{18}\text{O}$ (figure 3.2.2 e 3.2.3).

Le principali variazioni osservate consentono di identificare cinque fasi, qui descritte, corrispondenti a differenti modalità paleoambientali, che, come vedremo in seguito sono coerenti con analoghe fasi presenti nel Pozzo ODP 1263.

Durante la prima fase (dalla base della sezione al metro 108,5, NP19-20 p.p.) si alternano episodi con abbondanza di taxa ben calcificati caldo-oligotrofici (*Discoaster*), o temperati (*R. umbilica* e *Di. bisectus*) con brevi pulsazioni di specie fredde dalle dimensioni ridotte (*Di. daviesii*, *Reticulofenestra* sp. B "circular" + *R. circus* gr.), mentre aumenta e giunge ad un massimo relativo, l'abbondanza dei meso-eutrofici (*Cyclicargolithus* spp.). Sembra che durante un processo di arricchimento dei nutrienti e riduzione della stratificazione, le oscillazioni della temperatura contribuiscano all'assorbimento della CO_2 da parte delle acque. Il processo di turnover attraversa un'importante soglia al termine di questa fase, con l'eliminazione di due diffusissime specie di *Discoaster*, la comparsa di *Sph. tribulosus*, e la riduzione dell'abbondanza delle specie residue altamente calcificate (*R. umbilica*, *Di. bisectus*) in concomitanza di una pulsazione fredda (incremento di *Di. daviesii*).

La seconda fase (dal metro 108,5 al limite E/O =metro 114,1) è un intervallo oligo-mesotrofico con episodi prevalentemente freschi (pulsazioni di *I. recurvus* e *Reticulofenestra* $<5\mu\text{m}$) aumento degli olococcoliti ed in minor misura del gruppo *Helicosphaera-Pontosphaera* e temporanea riduzione delle specie meso-eutrofiche calde (*Cyclicargolithus* e *Di. scrippsae*), che tornano ad aumentare al termine di questa fase.

La terza fase, tra il limite E/O e l'inizio di Oi-1, è molto ridotta a Monte Cagnero (metri 114,1-116) e corrisponde ad un forte incremento delle specie adattate a condizioni eutrofiche (*Cyclicargolithus* e *C. obrutus*) e incremento della dominanza, almeno in parte attribuibile alla dissoluzione. La maggiore riorganizzazione dell'associazione, con la sostituzione delle specie dominanti, avviene durante quest'intervallo, senza la coincidenza di importanti comparse o scomparse.

Nella sezione di Monte Cagnero, la quarta fase è associata alla fase di acme di *Clausicoccus obrutus* e di *Blackites* e corrisponde all'episodio Oi-1. L'intervallo (dal metro 116 al metro 126) è anche associato all'incremento del gruppo *Di. scrippsae-Di. heslandii* (specie presumibilmente calde e mesotrofiche secondo i risultati delle analisi statistiche del prossimo capitolo), mentre continua l'incremento di *Helicosphaera-Pontosphaera* gr. che indica un

incremento della instabilità ambientale ed eutrofizzazione. Durante questa fase si ha un breve ritorno a condizioni relativamente oligo-mesotrofiche, con incremento degli olococcoliti (tra 120 e 121,5 metri) e diminuzione dei taxa mesotrofici. Al termine della quarta fase si osserva una diminuzione della temperatura con aumento di *Reticulofenestra* <5µm e diminuzione della specie calda, relativamente specializzata, *E. formosa*.

Il passaggio tra la quarta e la quinta fase, tra il termine di Oi-1 e la base della Zona NP22, è caratterizzato da *turnover* in favore di specie con maggior grado di tolleranza alle variazioni ambientali ed all'abbondanza di nutrienti (FRO *H. bethologa*, FO *Sph. akropodus*, FO *C. altus*, LO *E. formosa*; figura 3.2.4). Si osservano inoltre pulsazioni di taxa freddi (*Di daviesii*, *I. recurvus* e *Chiasmolithus*) e caldo meso-eutrofici (*Cyclicargolithus* ed *Helicosphaera*). *Cy. floridanus* (caldo e adattato ad alti nutrienti) torna a dominare le associazioni all'inizio della quinta fase, al termine della NP21. Un ulteriore passo verso associazioni oligotipiche adattate ad alti nutrienti è determinato dal *turnover* che si osserva al termine della NP22 (FRO *H. perch-nielseniae*, LO *I. recurvus*, LO *R. umbilica*, FO *Cy. abysectus*; figura 3.2.4).

Questi cambiamenti consentono di correlarsi con l'evento isotopico Oi-1 nel Pozzo 1263 (banda celeste in figura 3.3.1 e 4.4.2, 4.4.3, 4.4.5) e di evidenziare, molte analogie, ma anche importanti differenze tra le associazioni della provincia Tetidea e della provincia Atlantica (capitolo 4).

3.2.2 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.

Tutti gli eventi marker di Okada & Bukry (1980) e Martini (1971) sono stati riconosciuti, rispettivamente dalla CP15b alla CP17 e dalla NP19-20 alla NP23 (figura 3.2.4 e 3.2.5). La zonazione è basata sulle classiche zonazioni per le latitudini medio-basse di Martini (1971) ed Okada & Bukry (1980), in modo da avere un facile confronto con la letteratura. Gli eventi marker, alcuni eventi supplementari e la loro affidabilità sono elencati in tavola 3.1. Gli stessi eventi sono descritti e discussi nel seguito dalla base al tetto, secondo l'ordine in cui si presentano nella sezione di Monte Cagnero.

La parte basale della sezione è attribuita alla zona CP15 (NP19-20), in base alla presenza di *Isthmolithus recurvus*, mentre il top della sezione è attribuito alla CP17 ed alla parte inferiore della NP23 per l'assenza di *Reticulofenestra umbilica* e di *Sphenolithus distentus*.

La LO di *Cribo centrum reticulatum* è stata identificata al metro-livello 104,50. Questo evento è stato registrato nella medesima posizione stratigrafica, prima della LO di *D. barbadiensis* e vicino al limite tra le magnetozone C15r/C15n, nell'area umbro marchigiana ed in altre località di media latitudine (Monechi et al., 2000; Berggren et al., 1995; ODP Site 703-Madile & Monechi, 1991). La revisione della sezione di Massignano permette di collocare l'evento intorno al metro 9,20 (figura 3.2.5). Questa scomparsa non è però globalmente sincrona (Posphical et al., 1992; Berggren et al., 1995; Bralower & Mutterlose, 1995) ed alle alte latitudini meridionali è segnalata prima della FO di *Isthmolithus recurvus* (Madile & Monechi, 1991; Marino & Flores, 2002b) oppure al suo stesso livello (Wei, 2004) nel Chron 16n.

La LO di *Discoaster barbadiensis*, al metro 107,50, è l'evento marker per la base della CP16 (Okada & Bukry, 1980), insieme con la LO di *D. saipanensis*. Nella sezione di Massignano la LO di *D. barbadiensis* è al livello 13,50 dove era stata individuata da Coccioni et al. (1988). Secondo numerosi studi, le scomparse dei *Discoaster* a rosetta sono molto vicine, ma non simultanee (Pozzo DSDP 522- Poore et al., 1982 e Backman, 1987; Backman, 1986a; Pozzo

ODP 711- Okada, 1990; Berggren et al., 1995; Lyle et al., 2002; Pozzo ODP 1218- Pälke et al., 2005; Pozzo ODP 1266- Zachos et al., 2004). Questo è stato confermato anche nella revisione della sezione di Massignano (tabella 3.1) e nello studio del Pozzo ODP 1263

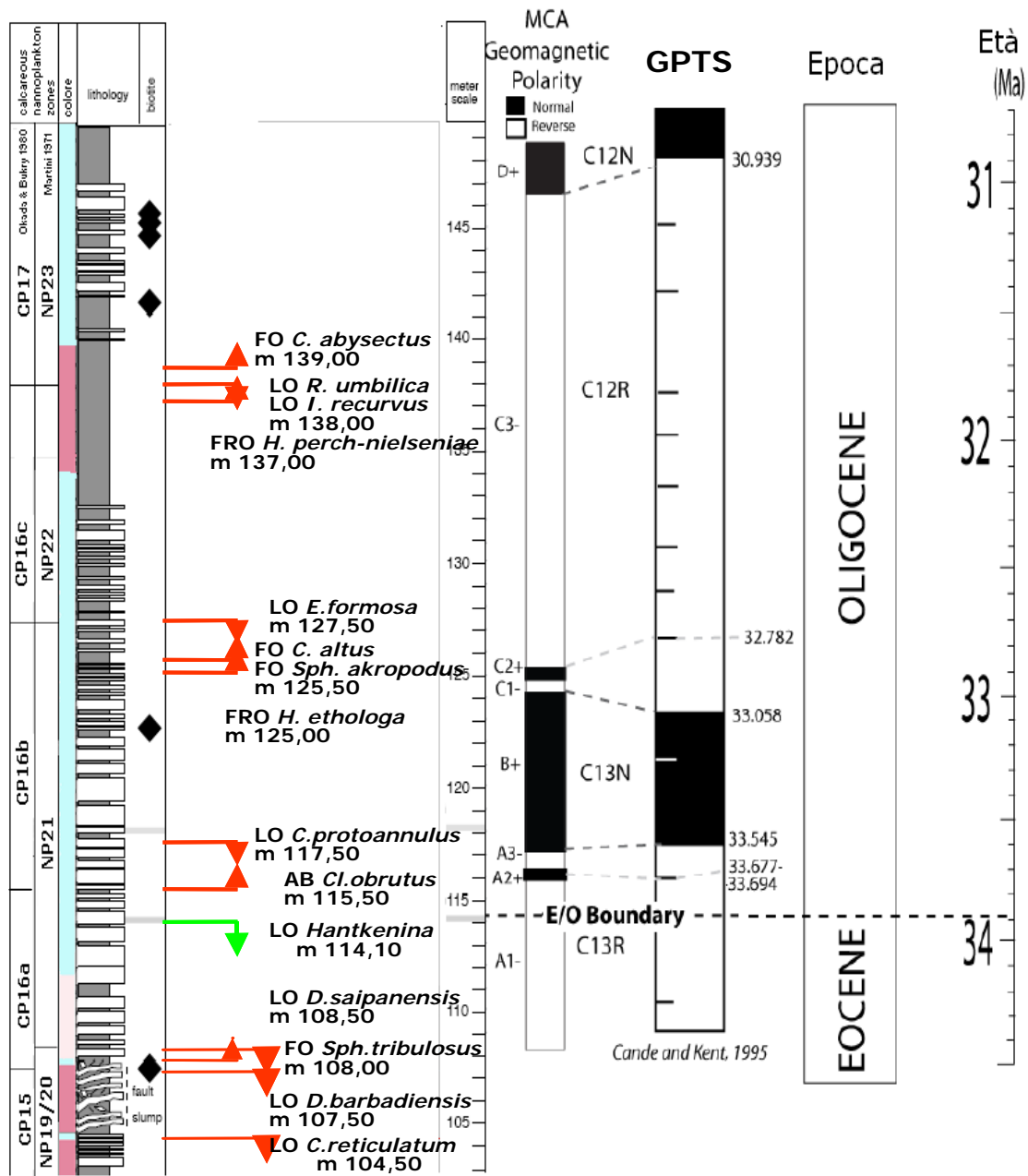


Figura 3.2.4: Bioeventi a nannofossili calcarei e loro collocazione rispetto alle magnetozone CK95 (Cande & Kent, 1992, 1995) identificate ed interpretate da Hyland et al. (in stampa). Le mezze barre orizzontali rappresentano la posizione dei *kriptonochrons* nella scala CK95.

Correlazione del limite E/O identificato per mezzo di LO *Hantkenina* da Hyland et al. (in stampa).

nell'Atlantico Sud-orientale (questo studio, capitolo 4). Gli stessi eventi sono invece segnalati in ordine inverso da Bralower (2005) a Shatsky Rise (pozzi 1209, 1210 e 1211).

Una drastica diminuzione di tutti i discoasteridi è stata osservata nei campioni 107 e 107,50 e quindi precede di poco la LO di *D. barbadiensis*.

La FO di *S. tribulosus* è stata osservata al metro-livello 108. Questa forma non è molto abbondante, ma ha una distribuzione continua. Si tratta di un evento secondario che è stato identificato nello stesso intervallo stratigrafico della sezione di Massignano, al metro-livello 13,5 e nel Pozzo ODP 1263 (questo studio, capitolo 4). Questo taxon, tipico delle associazioni dell'Oligocene inferiore (Roth, 1970; Lyle et al., 2002), è stato segnalato da Steurbaut et al. (2002) nella parte superiore della sezione del fiume Lespontes (Aquitania, Francia) attribuita alla CP18. L'assegnazione alla CP18 di questa comparsa sulla base della contemporanea assenza di *I. recurvus* in Aquitania è estremamente speculativa data la rarità della specie marker in questo bacino francese.

La LO di *Discoaster saipanensis* al metro 108,50 definisce la base della Zona NP21 di Martini (1970, 1971). Questa scomparsa è considerata diacrona tra le latitudini basse e le medie (Wei et al., 1992; Berggren et al., 1995; Marino & Flores, 2002b). Nel Pozzo DSDP 522 (Backman, 1987) l'evento è osservato nella parte medio-bassa del C13r, in una posizione analoga a quella già stabilita nelle sezioni di Massignano e Contessa. La revisione della sezione di Massignano riporta la stessa successione di eventi. A Massignano la LO di *D. saipanensis* è stata individuata al livello 14,50, un metro al di sopra della LO di *D. barbadiensis* (metro 13,50 in Coccioni et al., 1988).

In seguito alle estinzioni dei *Discoaster* a rosetta, la brusca diminuzione di abbondanza di tutto il genere da luogo ad un evento di paracme molto evidente e diffuso, utile a fini biostratigrafici (Wei & Wise, 1990a). I *Discoaster* rimangono al di sotto della loro percentuale Cenozoica per circa 4 Myr, con abbondanza inferiore ad 1% in questa porzione della sezione del Monte Cagnero. Questo paracme va dal Top della NP 19-20 alla base della NP24, cioè dal C13r (figura 3.2.2) al C11n (Maiorano & Monechi, 2006; Coccioni et al., 2008).

La fine dell'acme, Acme End (AE) dei *Clausicoccus* fu proposta come evento marker da Bukry (1973) e Okada & Bukry (1980) per la base della subzona CP 16b. Bukry (1973) utilizzò *Clausicoccus subdistichus* s.l. come marker, riferendosi al totale dei *Clausicoccus* normalmente presenti in quest'intervallo (*C. subdistichus*, *C. obrutus* e *C. fenestratus*). A causa della scarsità di *C. subdistichus* nelle sezioni dell'Umbria-Marche (Premoli-Silva et al., 1988) e per meglio definire l'orizzonte, è stato proposto dapprima l'utilizzo dell'acme (A) di *C. obrutus* come evento sostitutivo (Madile & Monechi, 1985; Monechi, 1986); successivamente Backman (1987) ha invece suggerito l'utilizzo della prima comparsa (FO) abbondante di *C. obrutus*.

La fine dell'acme, AE di *Clausicoccus subdistichus* può essere identificata al metro livello 115,5. Questa è caratterizzato dalla diminuzione dei *Clausicoccus* più piccoli, principalmente *C. subdistichus* e *C. fenestratus* le cui dimensioni sono inferiori di 5,5 µm. Si tratta tuttavia di un orizzonte non molto definito perchè i *Clausicoccus* <5.5 µm non superano mai un'abbondanza del 5%. Inoltre, nello stesso campione osserviamo l'inizio dell'acme, Acme Beginning (AB) di *Clausicoccus obrutus*, forma ben riconoscibile per le sue dimensioni maggiori di 5,7 µm e l'inversione di dominanza, Dominance Reversal (DR), tra *C. subdistichus* e *C. obrutus*. Quest'ultimo taxon diviene la specie dominante tra i *Clausicoccus*.

L'utilizzo di AB di *C. obrutus* (metro 115,5) è da preferire rispetto a AE di *C. subdistichus* s.l. (= AE *Clausiococcus spp.*) perché consente di dividere la Biozona NP21 in due parti, aumentando la risoluzione stratigrafica; *C. obrutus* è inoltre più abbondante e più facilmente identificabile. L'evento proposto si colloca subito dopo il limite E-O, sia a Massignano (metro 20 secondo l'attuale revisione), che al Monte Cagnero e precede di poco la fase di alto $\delta^{18}\text{O}$ (evento Oi-1). La sua utilità è stata già provata nell'Atlantico Meridionale nei Pozzi DSDP 522 e 523 (Backman, 1987) e ODP 1263 (questo studio paragrafo 4.2.1, figura 4.2.1) dove i *Clausiococcus* più piccoli sono sempre rari ed AB di *C. obrutus* è stata osservata in analogia posizione stratigrafica. Marino & Flores (2002b) hanno osservato un acme di *Clausiococcus spp.* nel Pozzo ODP 1090 nella parte superiore della Zona NP21, in posizione analoga a quella dell'acme di *C. obrutus* nelle sezioni Umbro-Marchigiane.

La LO di *Calcidiscus protoannulus* è stata identificata al metro-livello 117,5. Questa specie diviene rara nell'ultima parte del suo intervallo di distribuzione, e l'abbondanza scende al di sotto dell'1% in corrispondenza della LO di *D. barbadiensis* (metro 107,50). Al di sopra di questo livello, l'abbondanza sale nuovamente sopra 1% solo nel campione 112,50. Durante la revisione della sezione di Massignano questo evento è stato identificato in posizione stratigrafica corrispondente a quella di Monte Cagnero (tabella 3.1) e la sua buona correlazione è confermata dai risultati del Pozzo ODP 711A (Wei et al., 1992).

L'evento rimane comunque inconsistente secondo altri studi. Ad esempio nei pozzi ODP 522 e 523 (Backman, 1987), questa scomparsa è anticipata al top del Chron C16n e la presenza del taxon è rara e discontinua; ugualmente nel Pozzo 1263, durante la transizione E/O (questo studio, capitolo 4), *C. protoannulus* è assente. Gartner (1971), trovando il taxon abbondante in alcune sezioni ed assente in altre, concluse che la sua presenza era controllata da fattori ambientali locali.

Benchè limitata ad una sporadica presenza, abbiamo osservato la FRO di *H. ethologa* al metro-livello 125. Questo evento sembra avere una certa utilità stratigrafica nell'area Atlantico-Tetidea (De Kaenel & Villa, 1996; Maiorano & Monechi, 2006) ma la sua corrispondenza ed affidabilità nel resto del mondo richiede ulteriori studi.

La prima comparsa di *S. akropodus* è stata osservata al metro-livello 125,50. La distribuzione di questo taxon è continua, anche se poco abbondante, costituendo quindi un buon marker per l'Oligocene inferiore delle latitudini medio-basse (De Kaenel & Villa, 1996; Monechi et al., 2007 abstract).

La prima comparsa di *Cb. altus* è al metro-livello 125,5. Da questo livello in poi la presenza del taxon è continua anche se rara. La sua FO, che è osservata nella parte superiore dell'acme di *C. obrutus* ed approssima la LO di *E. formosa*, ben si correla con altre località di latitudine medio-bassa (Piana Abissale Iberica, De Kaenel & Villa, 1996; Pozzo ODP 1263, questo studio).

Quest'evento sembra essere diacrono nei pozzi di alta latitudine dell'Oceano Meridionale, dove una parte dei ricercatori lo assegna al Chron C18n (Wei & Wise, 1990a; Wei et al., 1992; Firth & Wise, 1992; Pospichal et al., 1992), mentre Persico & Villa (2004) e Villa et al. (2008) lo hanno osservato nel C13n, presso la base dell'Oligocene nei pozzi ODP 744A e 748B (Kerguelen Plateau). Questa discrepanza nei risultati delle alte latitudini, può derivare dalla mancata distinzione nei vecchi lavori tra *Cb. altus* e *Cb. oamaruensis* durante l'Eocene

superiore e l'Oligocene inferiore, come riportato da Aubry (1992b) e da Firth & Wise (1992) per il Pozzo ODP 748.

Forme sporadiche di *Chiasmolithus cf. Ch. altus* sono state riconosciute nella sezione di Monte Cagnero in livelli molto più bassi, a partire dal metro-livello 114,50 ed in posizione corrispondente nella sezione di Massignano (metro 19). Questo suggerisce una comparsa in tempi vicini sia alle alte, che alle basse latitudini.

La LO di *E. formosa*, marker per la base della Zona NP 22, è stata osservata nel campione 127,50. Questo taxon diviene molto raro a partire dal metro-livello 126,50, ma la sua presenza è continua sino alla scomparsa. Questo evento è un marker primario, ben distinguibile e piuttosto sincrono alle latitudini medie e basse, dove è osservato nella parte superiore del C13n o nella parte basale del C12r (Berggren et al., 1995; Madile & Monechi, 1991; Marino & Flores, 2002b). Lo stesso evento è invece fortemente diacrono nei pozzi delle alte latitudini dove è anticipato all'Eocene medio (Aubry, 1992b; Wei & Thierstein, 1991; Pospichal et al., 1992).

La FRO di *H. perch-nielseniae* è stata trovata al metro-livello 137. Questa comparsa è stata osservata in posizione analoga all'interno della Zona NP 22 in alcuni pozzi della Piana Abissale Iberica (De Kaenel & Villa, 1996).

La LO di *Isthmolithus recurvus* è posta al metro-livello 138 con qualche incertezza, perché l'abbondanza di questa specie è discontinua attraverso tutta la sezione ed è rara nella parte terminale del suo intervallo di distribuzione. Nannoliti comparabili con sezioni longitudinali di *I. recurvus* sono stati trovati anche più in alto, sino al metro 142. Questo marker è osservato nella parte basale del C12r all'interno della Zona NP 22. L'evento è usualmente segnalato poco al di sotto della LO di *R. umbilica*, oppure al suo stesso livello, come nei pozzi ODP 558 e 563 (Miller et al., 1985), 897 e 899 (De Kaenel & Villa, 1996).

La LO di *Reticulofenestra umbilica*, che marca la base della Zona NP 23 e marca il passaggio CP16/CP17 insieme con la LO di *R. hillae*, è stata osservata al metro-livello 138 insieme alla LO di *I. recurvus*. Alle latitudini medio basse questa scomparsa è registrata nella prima parte o nella parte mediana del Chron 12r, mentre alle alte latitudini meridionali è nel tardo Chron 12r (Wei & Wise, 1990a; Berggren et al., 1995, Persico & Villa, 2004). Durante questo studio sono stati osservati diversi livelli di riduzione dell'abbondanza del taxon, fatto che può portare a differenti determinazioni della sua scomparsa. In questa sezione come in altre (Berggren et al., 1995; Wei & Thierstein, 1991), l'abbondanza del taxon è scarsa all'interno della Zona NP22 e sia *R. umbilica* che *R. hillae* divengono molto rare nell'ultima parte del loro intervallo di distribuzione sino alla FO di *C. abisectus* (>10 µm). Questo è stato osservato anche da De Kaenel & Villa (1996; pozzi ODP 897, 899, 900), e da Marino & Flores (2002b; Pozzo ODP 1090).

Cyclicargolithus abisectus >10 µm, è presente dal metro-livello 139. Sporadici individui con caratteristiche intermedie tra *Reticulofenestra hillae* e *C. abisectus* (>12 µm), di forma circolare e area centrale sub-ellittica piuttosto chiusa, sono stati osservati al metro-livello 140. Come già notato da Marino & Flores (2002b), la rarità del taxon nella porzione più bassa del suo intervallo di distribuzione può compromettere la consistenza stratigrafica di questo orizzonte.

A monte Cagnero FO di *Cy. abisectus* >10 µm si colloca subito dopo LO di *R. umbilica* e precede FO di *Sph. distentus* (la FCO *Sph. distentus* è individuata al metro 162 da Maiorano &

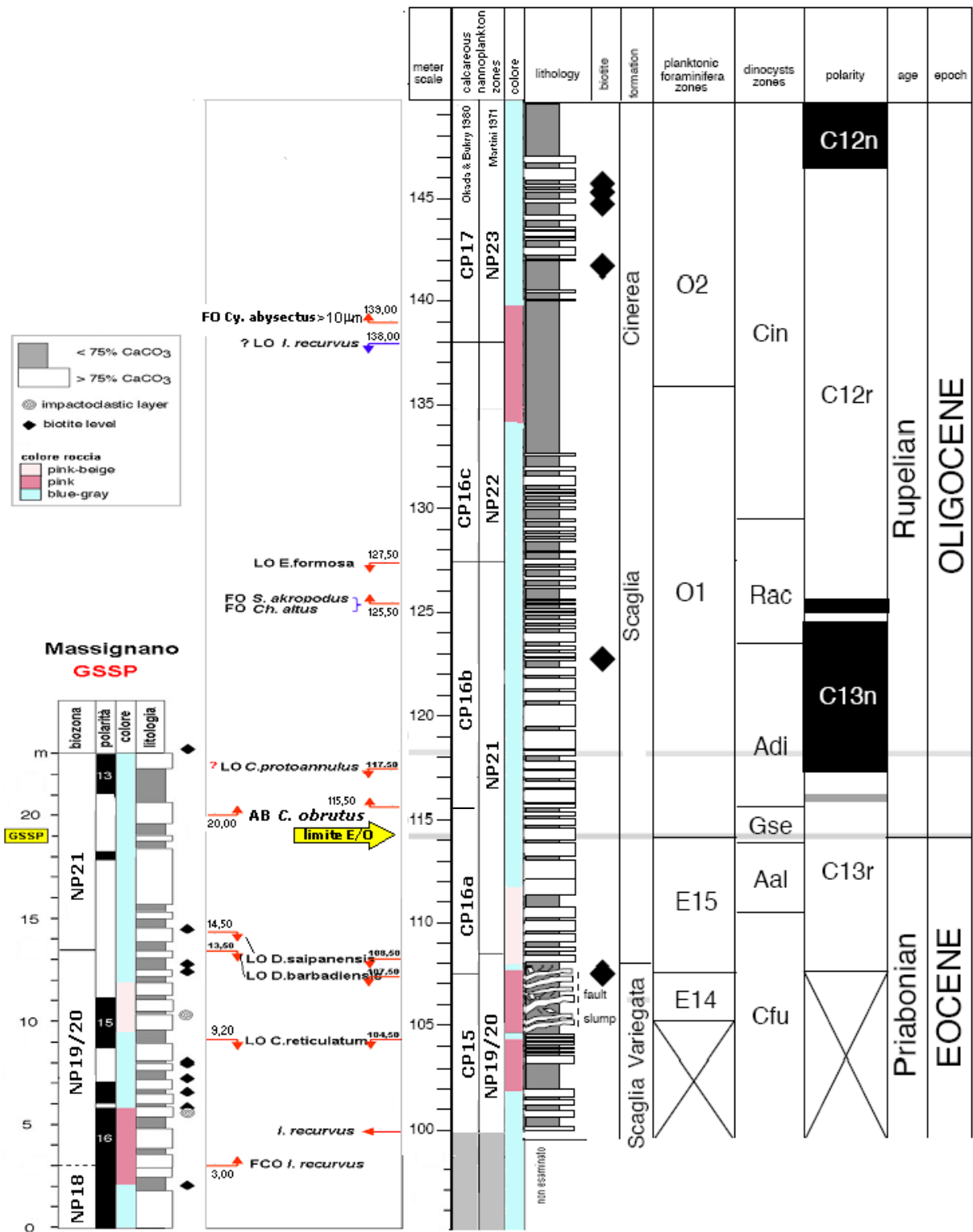


Figura 3.2.5: Correlazione tra le sezioni di Monte Cagnero e Massignano in base alla biostratigrafia a nanfossili calcarei ed alla magnetostratigrafia (Lowrie & Lanci, 1994; Hyland et al., in stampa).

A sinistra stratigrafia integrata della sezione di Monte Cagnero secondo Hyland et al. (in stampa).

Monechi, 2006), come osservato in altri studi (Moran & Watkins, 1988; Okada, 1990; Fornaciari et al., 1990; De Kaenel & Villa, 1996; Erbacher et al., 2004, IR Leg 207 Site 1259; Persico, 2002). Anche alle alte latitudini l'evento si colloca presso la base della NP23 (Wei, 2004).

FO di *Cy. abisectus* >10 µm è posto poco oltre la metà del C12r (circa 31,7 Ma assumendo un tasso di sedimentazione costante all'interno del C12r secondo la GPTS, CK95), mentre alle alte latitudini si trova al top della stessa cronozona (31,1 Ma secondo una revisione di Wei, 2004). Sia questo evento, che la LO di *R. umbilica*, si presentano in anticipo alle latitudini medio-basse rispetto alle alte.

FO di *Cy. abisectus* è utilizzata anche recentemente, in sostituzione di FO di *Sph. ciperoensis*, per le correlazioni stratigrafiche dell'Europa Nord/Orientale (Sotak et al., 2001; Jelen & Rifelj, 2002; Oszczytko-Clowes & Oszczytko, 2004; Bak, 2005; Oszczytko et al., 2005; Martini & Reichenbacher, 2007). La FO di *Cy. abisectus* era stata proposta per approssimare l'orizzonte NP23/NP24 (= CP18/CP19) nelle correlazioni delle alte latitudini dei due emisferi (Martini & Müller, 1975, 1986; Müller, 1971, 1986; Báldi-Beke, 1977, 1984; Waghorn, 1985; Gallagher, 1990; Nagymarosy, 1992) dove *Sph. distentus* e *Sph. ciperoensis* sono molto rari od assenti. Questo studio invece, conferma che FO di *Cy. abisectus* si colloca vicino alla base della NP23, un poco al di sotto rispetto all'orizzonte CP17/CP18 e suggerisce la necessità di una revisione delle correlazioni con le alte latitudini come già osservato da Barron et al. (1989a, b).

Non è stata osservata la comparsa di *S. distentus*.

3.3 Conclusioni.

La definizione dei bioeventi ha consentito la determinazione dei magnetocroni nella sezione di Monte Cagnero (Hyland et al., in stampa). A sua volta, la correlazione con la GPTS (Cande & Kent, 1995) permette di stimare le età dei bioeventi a nannofossili calcarei e fornisce risultati consistenti con le correlazioni classiche (Berggren et al., 1995). I principali bioeventi osservati sono relativamente isocroni, rispetto ai corrispondenti orizzonti delle latitudini medio-basse e consentono una buona correlazione biostratigrafica con la maggior parte delle sezioni e dei pozzi di questa fascia. AB di *Clausiococcus obrutus* si correla bene con la generalità delle sezioni e pozzi della Provincia Atlantico-Tetidea e consente, posticipandolo di poco, una buona approssimazione del limite E/O.

I bioeventi determinati nella sezione di Monte Cagnero e la revisione di quelli di Massignano mostrano una stretta correlazione tra le due sezioni, e provano che Monte Cagnero è un ottimo potenziale parastratotipo per la stratigrafia della transizione E/O nell'area della Tetide. La correlazione con la sezione di Massignano, permette inoltre di stimare in circa due metri, il raccorciamento dovuto al disturbo tettonico nella parte basale della sezione di Monte Cagnero (tra la LO di *C. reticulatum* e la LO di *D. barbadiensis*) (figura 3.2.5). Al di sopra della LO di *D. barbadiensis*, la sezione di Monte Cagnero è continua dalla Zona CP16a alla CP17 p.p. (NP21 - NP23 p.p.) durante un intervallo di oltre tre milioni di anni e mostra un tasso di sedimentazione leggermente superiore a quello di Massignano (figura 3.2.5).

Benchè nella sezione di Monte Cagnero si osservi un *turnover* durante tutto l'intervallo esaminato, la completa riorganizzazione delle associazioni a nannofossili avviene attraverso

una successione di cinque fasi (i cui limiti sono prossimi limiti di biozone) che sembrano associate ad un progressivo arricchimento di nutrienti. Tutti i maggiori incrementi di abbondanza dei taxa mesotrofici e meso-eutrofici sono inoltre correlabili con i picchi del $\delta^{18}\text{O}$ osservati nel Pozzo 1218 (Pacifico equatoriale, Lear et al., 2004; Coxall et al., 2005) e nella Cava St. Stephen (Alabama, Miller et al., 2008) (figura 3.3.1).

I dati mostrano che il maggior tasso di diversificazione durante la transizione Eocene/Oligocene e l'evento glaciale Oi-1 nell'Oligocene basale, è legato a forme che evolvono da generi a preferenza calda come *Sphenolithus* ed *Helicosphaera*, e che al contrario dei *Discoaster* sono poco specializzati e mostrano una buona tolleranza alle variazioni ambientali. L'unica nuova comparsa tra le specie fredde (*C. altus*), osservata nella sezione di Monte Cagnero, evolve nel genere *Chiasmolithus* che è adattato ad alti nutrienti. Transienti incrementi nell'abbondanza delle specie fredde (*Di. daviesii*, *R. sp. B "circular"* + *R. circus gr.*, *Reticulofenestra* <5 μm , *C. altus*) sono osservati perlopiù nell'Eocene superiore e dopo il termine di Oi-1, mentre le variazioni di abbondanza delle specie adattate a nutrienti medio-alti (*Di. scrippsae-hesslandii gr.*, *C. obrutus*, *Cyclicargolithus spp.*) sono correlabili con le oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$ (evento a 34,15 Ma, "evento precursore" P, Oi1 e Oi1a in Miller et al., 1991, 2008) identificate nel Pozzo ODP 1218 (Lear et al., 2004; Coxall et al., 2005) (figura 3.3.1).

E' dunque possibile concludere che la transizione E/O si sviluppò, nell'area della Tetide, per successive fasi legate a progressiva eutrofizzazione, rapide oscillazioni della CO_2 , instabilità ambientale e piccole variazioni della temperatura delle acque di superficie nell'Eocene superiore, ma senza significative e durature diminuzioni della temperatura durante l'*Early Oligocene Glacial Maximum* (Diester Haass & Zahn, 1996) in corrispondenza di C13n e di Oi-1 (Zachos et al., 1992, 1996).

Monte Cagnero				Massignano	
eventi	livello/metro	Zonazione NP di Martini (1970) - Zonazione CP di Okada & Bukry (1980)	consistenza dell'evento a Monte Cagnero	metro	
<i>Cyclicargolithus abysectus</i> >10µm FO	139,0		poco consistente: discontinuo	non esposto	
<i>Reticulofenestra umbilica</i> LO	138,0	Base Zona NP23 = Base Zona CP17	moderatamente buono a causa della rarità		
<i>Isthmolithus recurvus</i> LO	138,0		presenza di tracce sino al metro 142		
<i>Helicopontosphaera percb-nielseniae</i> FRO	137,0		poco consistente: raro		
<i>Ericsonia formosa</i> LO	127,5	Base Zona NP22 = Base Zona CP16c	buono		
<i>Chiasmolithus altus</i> FO	125,5		poco consistente: raro		
<i>Sphenolithus akropodus</i> FO	125,5		moderatamente buono a causa della rarità		
<i>Helicopontosphaera ethologa</i> FRO	125,0		poco consistente: estremamente raro		
<i>Calcidiscus protoannulus</i> LO	117,5		moderatamente buono a causa della rarità		> 20,00
<i>Clausicoccus</i> Dominance Reversal	115,5		buono		20,00
AE <i>Clausicoccus subdistichus</i>	115,5	Base Zona CP16b	non buono: acme poco evidente	20,00	
AB <i>Clausicoccus obrutus</i>	114,5-115,5	Base Zona CP16b	mod. buono causa oscillazioni abbondanza	20,00	
<i>Discoaster saipanensis</i> LO	108,5	Base Zona NP21	buono	14,50	
<i>Sphenolithus tribulosus</i> FO	108,0		moderatamente buono a causa della rarità	13,30	
<i>Discoaster barbadiensis</i> LO	107,5	Base Zona CP16a	buono	13,50	
<i>Discoaster barbadiensis</i> LCO	107,0		buono	12,70	
<i>Cribrocentrum reticulatum</i> LO	104,5		moderatamente buono	9,20	

LO = Last Occurrence

LCO = Last Common Occurrence

FO = First occurrence

FRO= First Rare Occurrence

AB = Acme Beginning

AE = Acme End

Tabella 3.1: Lista degli eventi biostratigrafici a nannofossili calcarei determinati nella sezione di Monte Cagnero e revisione degli eventi di Massignano.

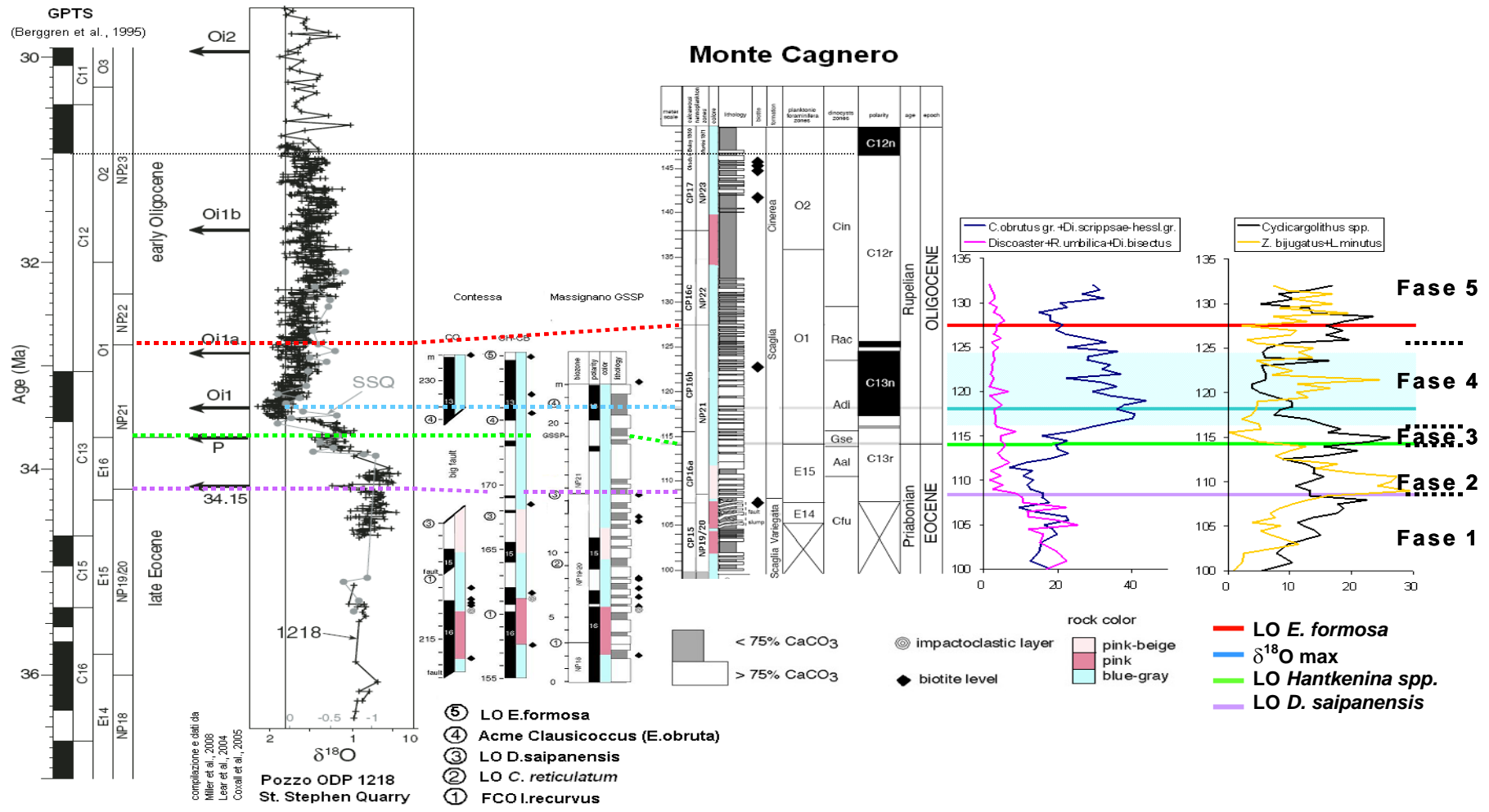


Figura 3.3.1: Correlazione della stratigrafia isotopica del Pozzo ODP 1218 (Pacifico equatoriale) (Lear et al., 2004; Coxall et al., 2005) e della Cava St. Stephen (SSQ) (Alabama) (Miller et al., 2008) modificata da Miller et al. (2008), con le maggiori variazioni delle associazioni a nanofossili osservate a Monte Cagnero. La correlazione è proiettata sulla scala del tempo di Berggren et al., (1995). Al centro correlazione con le sezioni di Contessa e Massignano (GSSP).

Le righe colorate rappresentano alcuni orizzonti stratigrafici utilizzati per la correlazione, dal basso verso l'alto: in violetto LO di *D. saipanensis*, in verde il limite Eocene/Oligocene (LO *Hantkenina* spp.), la banda celeste rappresenta l'intervallo di abbondanza di forme mesotrofiche (*C. obrutus* e *D. scrippsae-hesslandii* gr.) che caratterizzano Oi-1, la riga azzurra correla il massimo isotopico dell'evento Oi-1 nel Pozzo 1218, con gli incrementi dei taxa caldo mesotrofici ed eutrofici della sezione del Monte Cagnero, in rosso LO di *E. formosa*.

CAPITOLO 4: La transizione Eocene Oligocene nel Pozzo ODP 1263

4.1 Il Pozzo ODP 1263. Introduzione

4.1.1 Ubicazione e studi precedenti.

Il Pozzo ODP 1263 (latitudine; 28°31.98' S, longitudine: 02°46.77' E) è stato perforato ad una profondità di 2717 metri su Walvis Ridge, nell'Atlantico Meridionale subtropicale (figura 1.0.3) nell'ambito dell'Ocean Drilling Program durante la crociera Leg 208, penetrando sino a 346 mbsf (meters below seafloor). La perforazione di questo e degli altri pozzi (1262-1267) su di una dorsale asismica, creata da vulcanismo di hotspot, è stata decisa in seguito agli incoraggianti risultati ottenuti in questa stessa area durante le crociere DSDP 73 (con il Pozzo 522) e DSDP 74 (con i pozzi 525-529).

Principale obiettivo scientifico della crociera era il recupero di una sequenza completa, del Paleogene basata su di un transetto costituito da sei pozzi a diversa profondità sulla dorsale, in modo da ottenere una dettagliata e continua documentazione degli intervalli critici che caratterizzano il passaggio dalla “greenhouse” alla “icehouse” durante il Cenozoico.

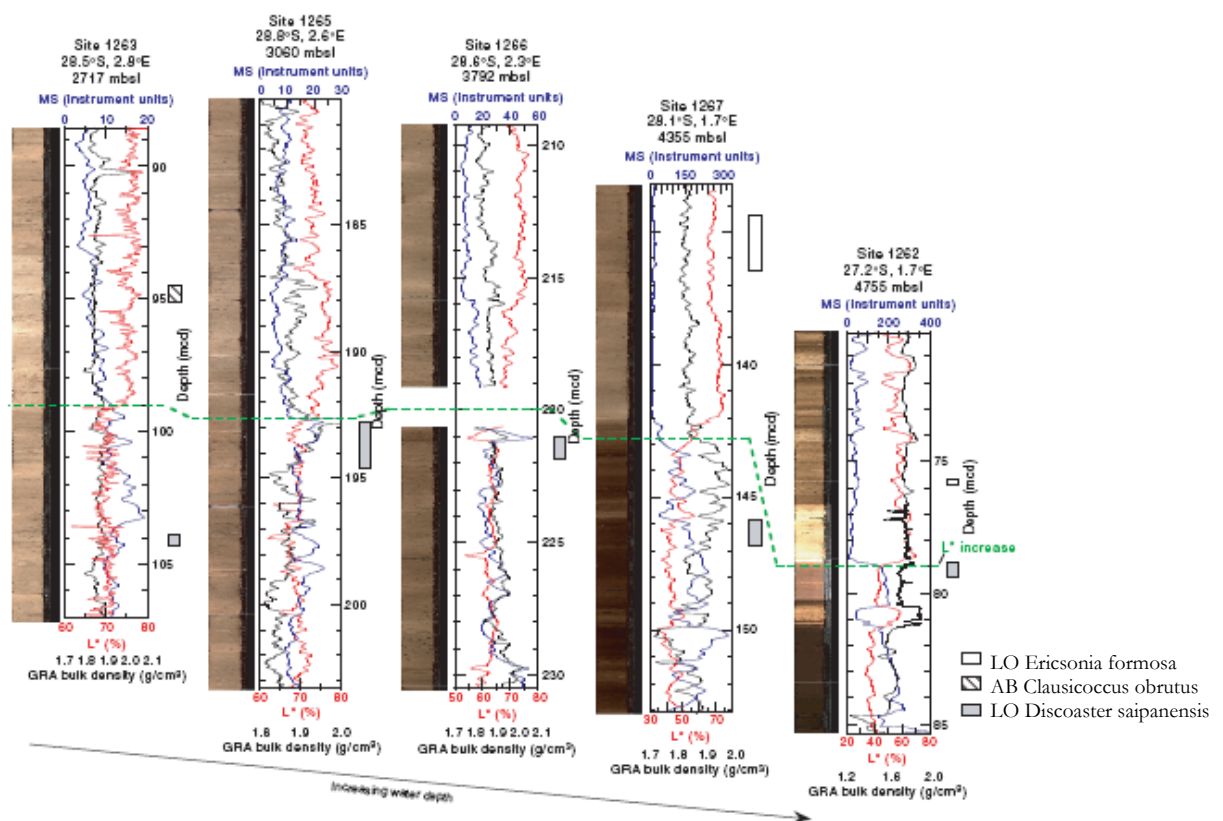


Figura 4.1.1: immagine digitale composta delle carote relative all'intervallo della transizione Eocene Oligocene nel transetto costituito da 5 pozzi ODP su Walvis Ridge. La linea verde tratteggiata correla la maggiore variazione litologica associata ad un evidente incremento della riflettanza del colore. Da Zachos et al., 2004, modificata.

In base agli studi condotti sull'area durante le tre crociere è possibile basarsi su di un modello di subsidenza semplice per il calcolo della paleoprofondità, dovuta alla graduale apertura dell'Oceano Atlantico con un approfondimento di circa 1,1 km a partire dal Maastrichtiano (Moore et al., 1984; Zachos et al., 2004).

La transizione E/O, considerata l'ultimo e definitivo passaggio verso la "icehouse", può essere osservata in cinque dei sei pozzi perforati (figura 4.1.1).

Guardando l'insieme dei cinque pozzi si osserva, in corrispondenza della transizione, una variazione litologica con passaggio da argille brune a fanghi carbonatici. Una prima correlazione tra i diversi pozzi può infatti basarsi sulla variazione della L^* (*color reflectance*, *lightness*, luminosità). Questa variazione della percentuale carbonatica nel sedimento è stata osservata in altri bacini oceanici (Zachos et al., 1996; Lyle et al., 2002) ed è messa in relazione dalla generalità degli autori con un approfondimento del limite di compensazione dei carbonati (CCD) e con l'inizio dell'Oligocene.

Anche se a prima vista, tre dei pozzi sembrano riportare una sequenza carbonatica completa della transizione E/O (figure 4.1.1 e 4.1.2), buona parte di questi, che sono impostati su di un transetto con profondità variabili di 2000 metri, mostrano associazioni a nanofossili e foraminiferi interessate da dissoluzione. Un evento di alta dissoluzione precede, durante la transizione (Zachos et al., 2004), l'incremento del contenuto di CaCO_3 associato dagli autori alla base dell'Oligocene. Le nuove analisi del contenuto in carbonato (figura 4.1.4) Riesselman et al., 2007) suggeriscono la necessità di una revisione e di un approfondito esame del susseguirsi delle variazioni litologiche e paleoecologiche.

Il Pozzo 1263 mostra una leggera diminuzione del contenuto percentuale di carbonato in corrispondenza del limite E/O (Zachos et al., 2004; Riesselman et al., 2007) e, a differenza degli altri

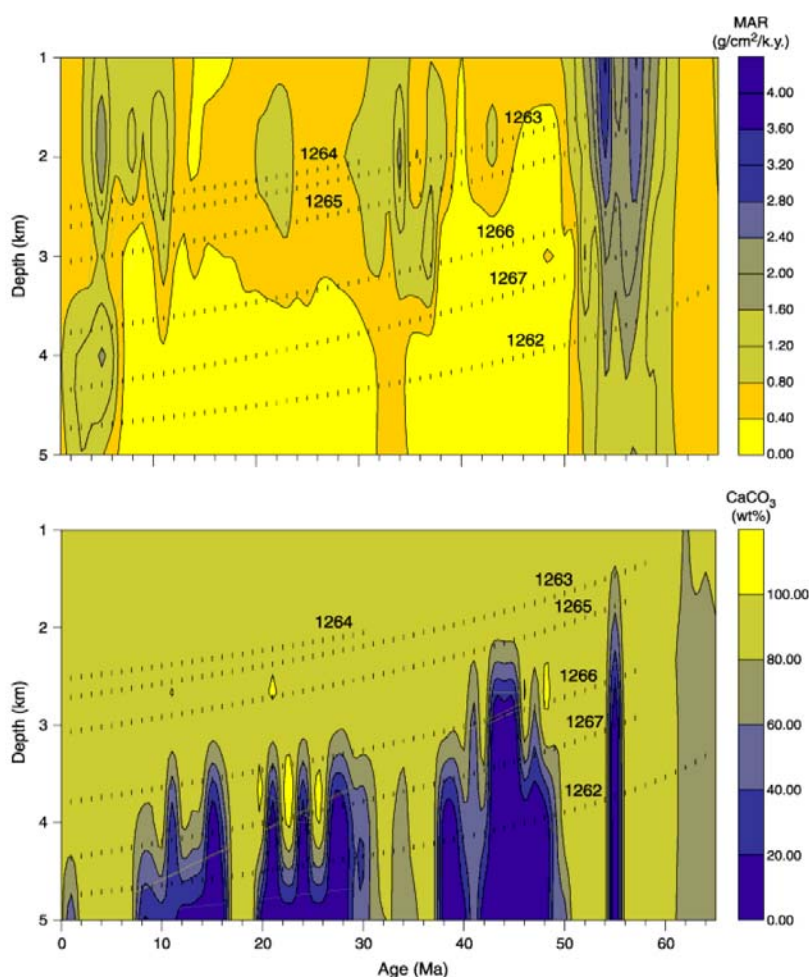


Figura 4.1.2: diagramma delle curve di subsidenza, dei tassi di sedimentazione (MAR = Mass Accumulation Rate) e del contenuto del carbonato per i pozzi del Leg 208. Da Zachos et al., 2004, modificata

pozzi, mostra continuità di sedimentazione all'interno della biozona NP21 per la presenza della base dell'acme di *C. obrutus* (figura 4.1.1). I sedimenti del Pozzo 1263 si depositarono dunque in prossimità della lisoclina durante la transizione E/O, ad una paleoprofondità di 2100 metri e rappresentano, relativamente a questo intervallo, la sequenza con la maggiore risoluzione-estensione mai recuperata nell'Atlantico (Riesselman et al., 2007). Con queste caratteristiche il Pozzo 1263 ben si presta ad investigare in dettaglio e con approccio multidisciplinare, le dinamiche che hanno accompagnato la transizione E/O. Per questo motivo è stato scelto per lo studio in parallelo con le sezioni umbro marchigiane di riferimento: GSSP Massignano e Monte Cagnero.

Purtroppo, per tutti i pozzi del Leg 208, la generale incoerenza e sofficità dei fanghi a nannofossili recuperati, ha restituito un segnale dell'inclinazione magnetica molto disturbato (Zachos et al. 2004; Bowles, 2006) e non è quindi disponibile una registrazione magnetostratigrafica affidabile e continua. Nessuno dei magnetocron stabiliti durante la crociera può essere utilizzato con certezza ed anche il C13n, che è uno dei pochi individuati nel Pozzo 1263 in base ai dati biostratigrafici, ha una risoluzione molto parziale, con ampio margine di incertezza, a causa della scarsa definizione degli intervalli di inversione della polarità (Zachos et al., 2004).

Riesselman et al. (2007) hanno eseguito la più dettagliata analisi dei rapporti isotopici $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ sul guscio di foraminiferi bentonici ad oggi esistente per l'Oligocene basale del bacino atlantico. Questi dati consentono l'identificazione dell'evento Oi-1 (figura 4.1.4) e la sua precisa correlazione biostratigrafica per mezzo dei nannofossili calcarei.

Sono inoltre state effettuate, e sono tuttora in corso, ulteriori analisi geochimiche che vanno ad aggiungersi a quelle contenute negli Initial Report e negli Scientific Results del Leg (Zachos et al., 2004; Kroon et al., 2007). In particolare sono in corso nuove analisi del rapporto Mg/Ca sul guscio di foraminiferi bentonici e planctonici durante l'intervallo E/O ad opera di Peck, presso il British Antarctic Survey di Cambridge. I risultati di una parte di queste analisi sono stati presentati in Tori et al. (2008, IGC abstract).

La misura del rapporto isotopico dell'ossigeno sui gusci dei foraminiferi bentonici è diventata da decenni il metodo primario per la misura delle paleotemperature oceaniche, tuttavia questa misura tiene conto contemporaneamente della temperatura, della salinità e del volume dei ghiacci delle acque in cui viveva l'organismo che ha prodotto il guscio. Il rapporto

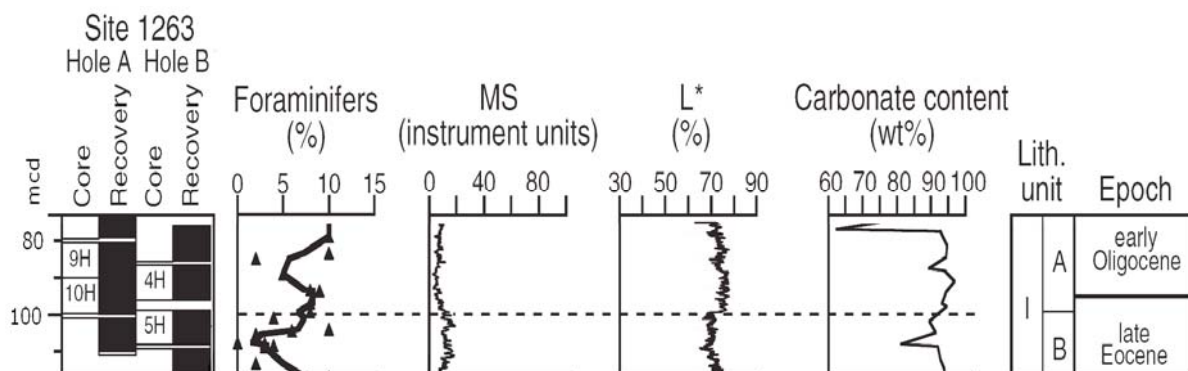


Figura 4.1.3: illustrazione di alcune delle principali caratteristiche litostratigrafiche dell'intervallo studiato dalla composita stabilita a bordo. Modificata da Zachos et al., 2004.

Mg/Ca nella calcite biogenica prodotta da foraminiferi bentonici e planctonici, è utilizzato come proxy alternativo per la paleotemperatura delle acque in cui l'organismo è vissuto, consentendo l'estrazione della componente dovuta all'acqua marina dal $\delta^{18}\text{O}$ e giungendo a definire il volume dei ghiacci (Lear et al., 2000). Tuttavia entrambe i metodi di paleotermometria, presentano problemi dovuti all'effetto vitale operato dalle molecole organiche sulla sintesi del carbonato ed all'effetto della diagenesi che tende a modificare le composizioni isotopiche e chimiche originarie. Tutto questo rende incerta la ricostruzione delle paleotemperature e del volume dei ghiacci.

Il confronto tra le variazioni d'abbondanza dei nanofossili calcarei ed i rapporti isotopici e del Mg/Ca, in quanto confronto tra differenti approcci paleoclimatici, può suggerire l'interpretazione delle variazioni osservate durante la transizione E/O in questo pozzo.

Questa ricerca è svolta in collaborazione con Christina Riesselman della Stanford University (US), per lo studio degli isotopi stabili e Victoria Peck del British Antarctic Survey, Cambridge (UK), per lo studio del rapporto Mg/Ca nel guscio dei foraminiferi.

4.1.2 Materiali.

Il contenuto carbonatico delle carote recuperate durante la perforazione del Site ODP 1263 varia generalmente tra il 90 ed il 95%, ma raggiunge occasionalmente valori leggermente più bassi, o prossimi a zero in corrispondenza di livelli particolari come il limite P/E. Si tratta dunque essenzialmente di una unica tipologia litologica costituita principalmente da fanghi pelagici a nanofossili calcarei e "chalk" suddivisibile in 3 sub-unità in base alle sue caratteristiche principali (Zachos et al., 2004).

L'intervallo esaminato in questo studio è costituito da 21,5 metri (105 - 83,59 mcd) di porzioni di carote giustapposte secondo il modello stabilito a bordo (figure 4.1.3 e 4.1.7) e

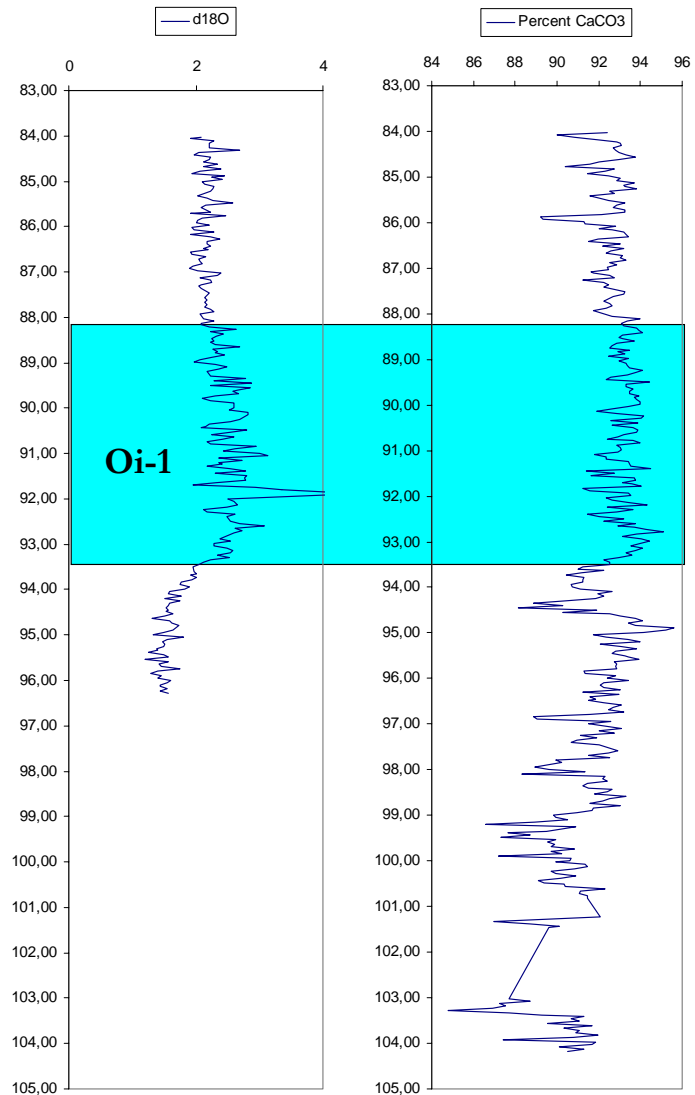


Figura 4.1.4: grafici delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ e del contenuto di carbonato relativi alla transizione E/O nel Pozzo 1263.

Dati da Riesselman et al., 2007.

comprende il passaggio tra le due sub-unità litologiche superiori (Zachos et al., 2004) (figure 4.1.1 e 4.1.3).

La sub unità inferiore IB (99,1–318,0 mcd) che abbraccia quasi tutto l'Eocene, contiene alcuni livelli a maggior contenuto di argilla, livelli cineritici e diasprigni. Il tasso di sedimentazione medio calcolato secondo il modello di bordo per questa sub unità IB è di 5–15 m/My. Il contatto tra la sub unità IA e la sub unità IB (99.1 mcd) si trova nell'intorno della transizione Eocene/Oligocene ed è visibile, salendo, per mezzo di una variazione del colore

verso sedimenti leggermente più chiari. Sopra questo contatto la suscettività magnetica decresce e la riflettanza L^* aumenta un poco (figura 4.1.3).

La subunità superiore IA ha infatti bassa suscettività magnetica ed alta riflettanza L^* e passa gradualmente, man mano che si sale nel pozzo, da fanghi a nanofossili a fanghi a foraminiferi e nanofossili con un contenuto di carbonato mediamente superiore a quello della sub unità IB.

La sub unità IA, che interessa l'intervallo Eocene superiore-Pleistocene, mantiene nella parte basale, oggetto di questo studio, tassi di sedimentazione simili a quelli della precedente sub unità. Più in alto, invece, s'incontrano intervalli condensati e discontinuità che si collocano principalmente nell'Oligocene superiore-Miocene (Zachos et al., 2004; figura 4.1.5).

La campionatura è stata effettuata sulla composita dei pozzi ODP 1263A e 1263B che sono stati perforati a circa 20 metri di distanza l'uno dall'altro, secondo le moderne tecniche dell'Advanced Piston Coring. Le carote prese in esame per questo studio sono le 208-1236A-9H,

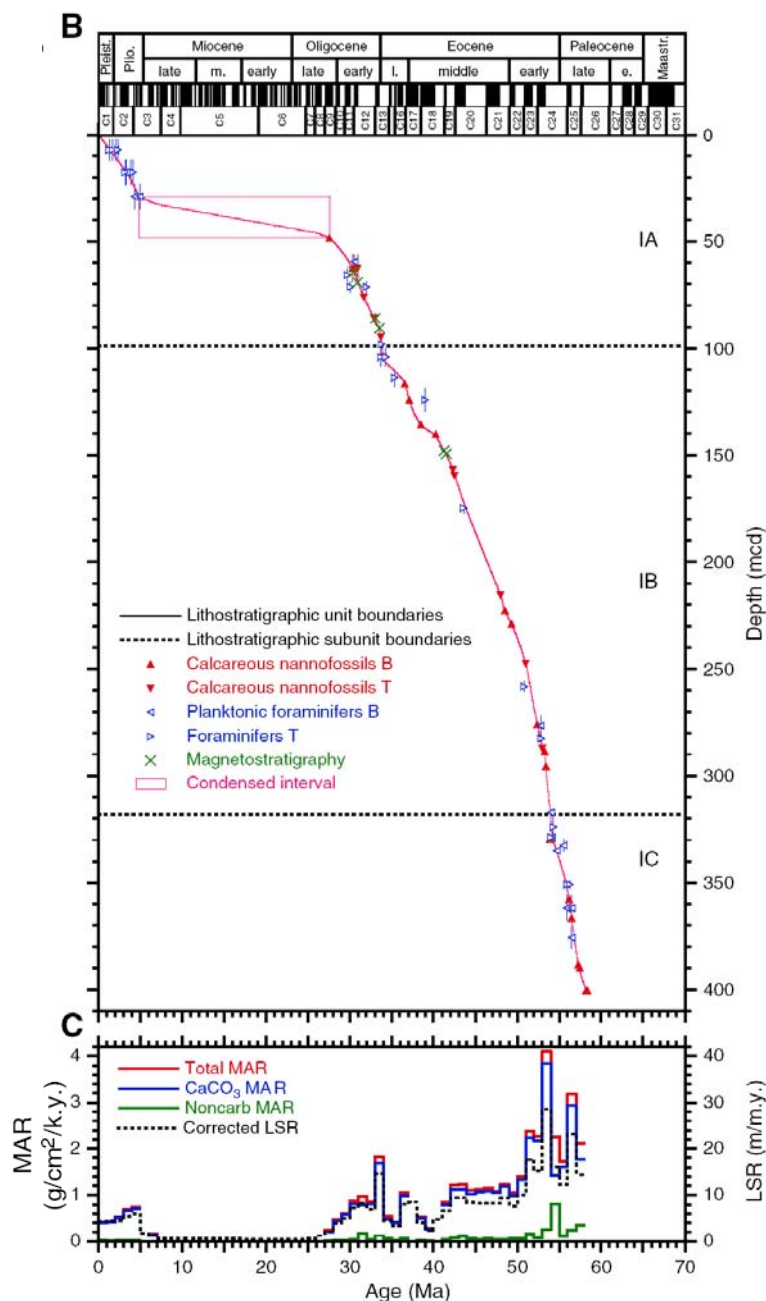


Figura 4.1.5: modello delle età (B), tasso di sedimentazione lineare LSR e di accumulo MAR delle frazioni carbonatica e non carbonatica (C) calcolati in base agli orizzonti magnetostratigrafici e biostratigrafici determinati durante la crociera. Da Zachos et al., 2004.

208-1263B-4H, 208-1263A-10H, e 208-1263B-5H, che costituiscono l'intervallo Eocene terminale - Oligocene basale della successione composita stabilita a bordo (Zachos et al., 2004) come illustrato in figura 4.1.7 e dettagliato nella tabella 1 in appendice a questo capitolo.

Nell'intervallo 105 - 83,59 mcd, appartenente alle biozone NP19-20 – NP22 (Martini, 1970), sono stati prelevati 76 campioni al fine di effettuare analisi qualitative e quantitative sulle associazioni a nannofossili.

La campionatura non è equispaziata (figura 4.1.7), infatti, l'intervallo di campionamento varia da 50 a 5 cm, essendo più fitta nell'intervallo Oi-1 al fine di poter confrontare in modo il più possibile accurato, le variazioni delle associazioni a nannofossili con le variazioni di numerosi altri *proxy* disponibili per questa successione. Il tasso di sedimentazione lineare medio dell'intero intervallo è 10,9 m/My. Secondo un modello del tempo (figura 4.1.6; Riesselman et al., 2007) basato sui dati di Zachos et al. (2004), i 21,5 metri esaminati rappresentano un intervallo di 1,975 My. Secondo questo modello, utilizzato per le scelte iniziali relative al campionamento, una spaziatura di 5 cm alla base della successione corrisponde ad un intervallo di circa 3.200 anni, mentre al tetto corrisponde ad un intervallo di 6.000 anni.

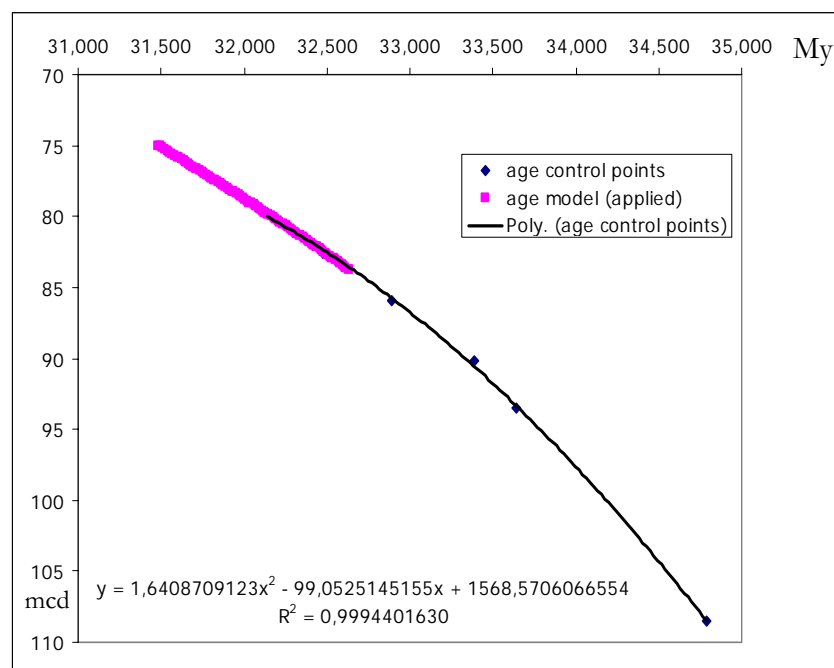


Figura 4.1.6: modello del tasso di sedimentazione modificato da Riesselman et al. (2007). I punti di controllo delle età derivano dall'interpolazione tra orizzonti biostratigrafici (nannofossili e foraminiferi) e l'identificazione (con ampio margine di incertezza) del magnetocron C13n (Zachos et al., 2004; Bowles, 2006).

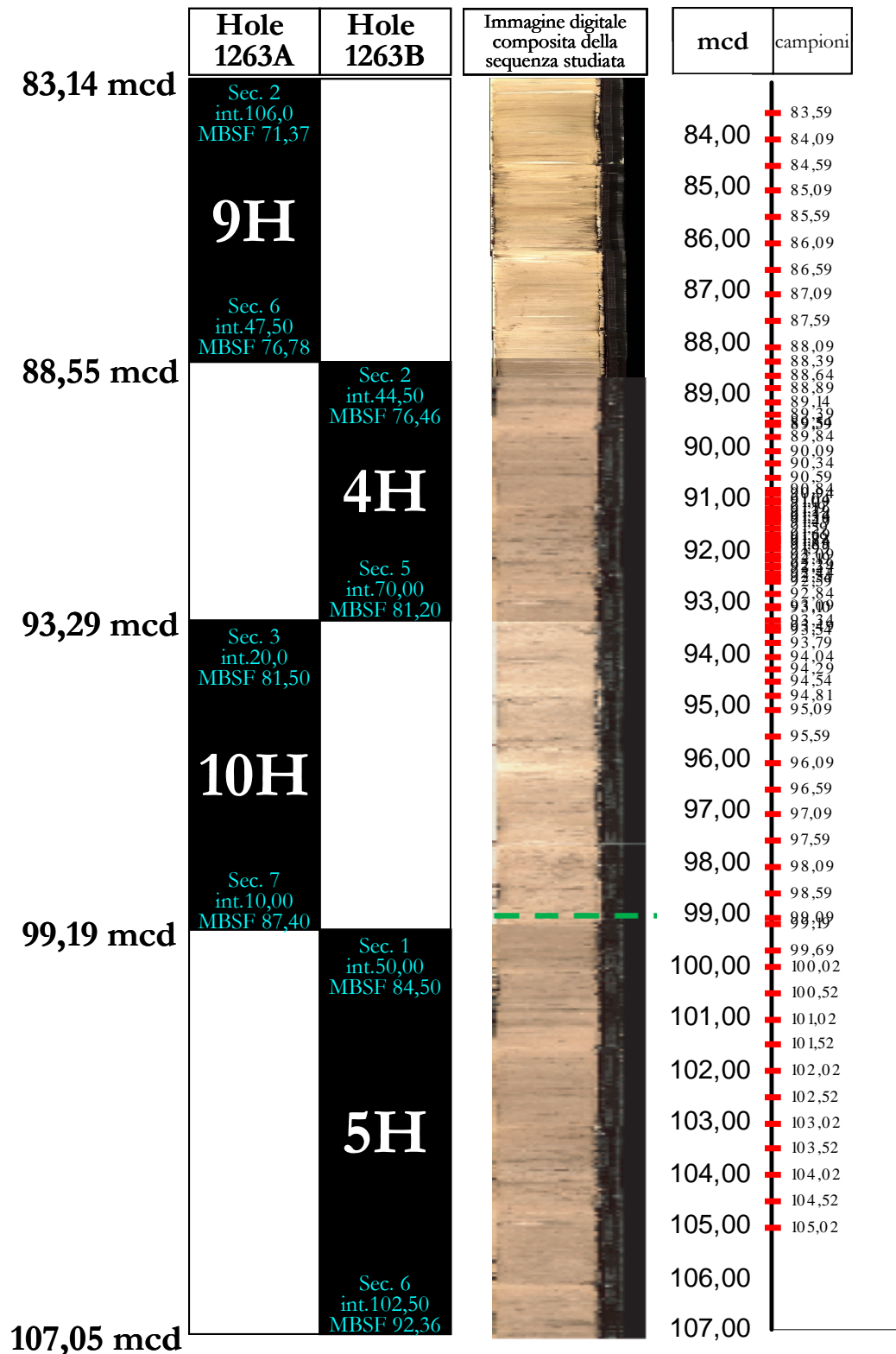


Figura 4.1.7: immagine digitale composta della sequenza relativa alla transizione E/O nel Pozzo ODP 1263. A sinistra dell'immagine è ricostruito lo schema dei segmenti delle carote che costituiscono la composta ed, in azzurro, i relativi "tie points" tra le parte terminali e basali consecutive; a destra la scala corrispondente in mcd ed, in rosso, la posizione dei campioni studiati rispetto alla successione.

La linea verde tratteggiata indica il limite tra le due sub-unità litologiche IA e IB.

4.2 Risultati

4.2.1 Biostratigrafia a nannofossili calcarei.

L'intervallo studiato comprende la parte finale della Zona NP19-20, la NP21 e la parte iniziale della Zona NP22 secondo la Zonazione di Martini (1971) e dalla CP15b alla CP16c della Zonazione di Okada & Bukry (1980).

Le analisi delle associazioni a nannofossili calcarei hanno permesso di migliorare ed integrare, con alcuni bioeventi secondari, i risultati biostratigrafici dell'Initial Reports (Zachos et al., 2004), che costituivano sino ad oggi l'unico studio biostratigrafico per questo intervallo della successione (Kroon et al., 2007), (figura 4.2.1).

La base dell'intervallo esaminato è da attribuire alla parte sommitale della Zona NP19-20 di Martini (1971) per la presenza di *I. recurvus* (forma rara ed alquanto discontinua), l'assenza di *C. reticulatum* e l'abbondanza dei *Discoaster* a rosetta.

Vengono qui di seguito riportati e discussi gli eventi riconosciuti (tabelle 1 e 2 in appendice). Gli eventi di FO e LO sono collocati nel punto medio tra il campione in cui il taxon è osservato ed il campione precedente, nel caso di FO, o successivo, nel caso di LO.

FO di *Sphenolithus tribulosus*.

La prima comparsa di *Sph. tribulosus* è stata identificata al livello mcd 103,77. In letteratura, come già evidenziato nel paragrafo 3.2.2, sono disponibili pochi dati relativi alla biocronologia di questo evento. Va precisato che la comparsa del taxon, come altre comparse evolutive della linea fletica "*Sph. predistentus* – *Sph. ciperensis*", è soggetta a problemi di interpretazione tassonomica e che sin dalla base della successione e per tutto l'intervallo esaminato sono presenti forme con caratteristiche intermedie tra *Sph. predistentus* e *Sph. tribulosus* (talvolta le forme mal classificabili sono affette da problemi di dissoluzione, ma in qualche misura è rilevabile un adattamento evolutivo associato a sviluppo dello spessore del ciclo basale e diverso assetto della spina apicale; vedi note tassonomiche).

LO di *Discoaster barbadiensis*.

Questo evento, marker della base della Zona NP21 (Martini, 1971) e della Zona CP16a (Okada & Bukry, 1980), è stato collocato al 103,27 mcd, infatti gli ultimi rarissimi individui sono stati osservati nel campione 103,52. L'abbondanza di questo taxon cala bruscamente da 104,02 mcd, 50 cm dopo la caduta di abbondanza di *D. saipanensis* analogamente a quanto rilevato nel Pozzo 522 (Backman, 1987).

LO di *Discoaster saipanensis*.

L'ultima presenza di *Discoaster saipanensis*, marker per la base della Zona NP21 (Martini 1970, Aubry 1983) ovvero della Zona CP16a, è al 102,27 mcd, poco dopo la LO di *D. barbadiensis*. Questi due eventi sono stati segnalati come coincidenti in diverse sezioni ed anche l'orizzonte marker è stato a lungo considerato unico. Studi a più alta risoluzione hanno generalmente consentito di rivelarne la distinzione (Massignano e Monte Cagnero in questo studio; Backman, 1986a, 1987; Berggren et al., 1995; Lyle et al., 2002). In questo pozzo un metro intercorre tra i due eventi, come nelle sezioni dell'Umbria-Marche indicando un comparabile tasso di sedimentazione.

Quest'evento era stato riconosciuto in Zachos et al. (2004) al mcd 104,10.

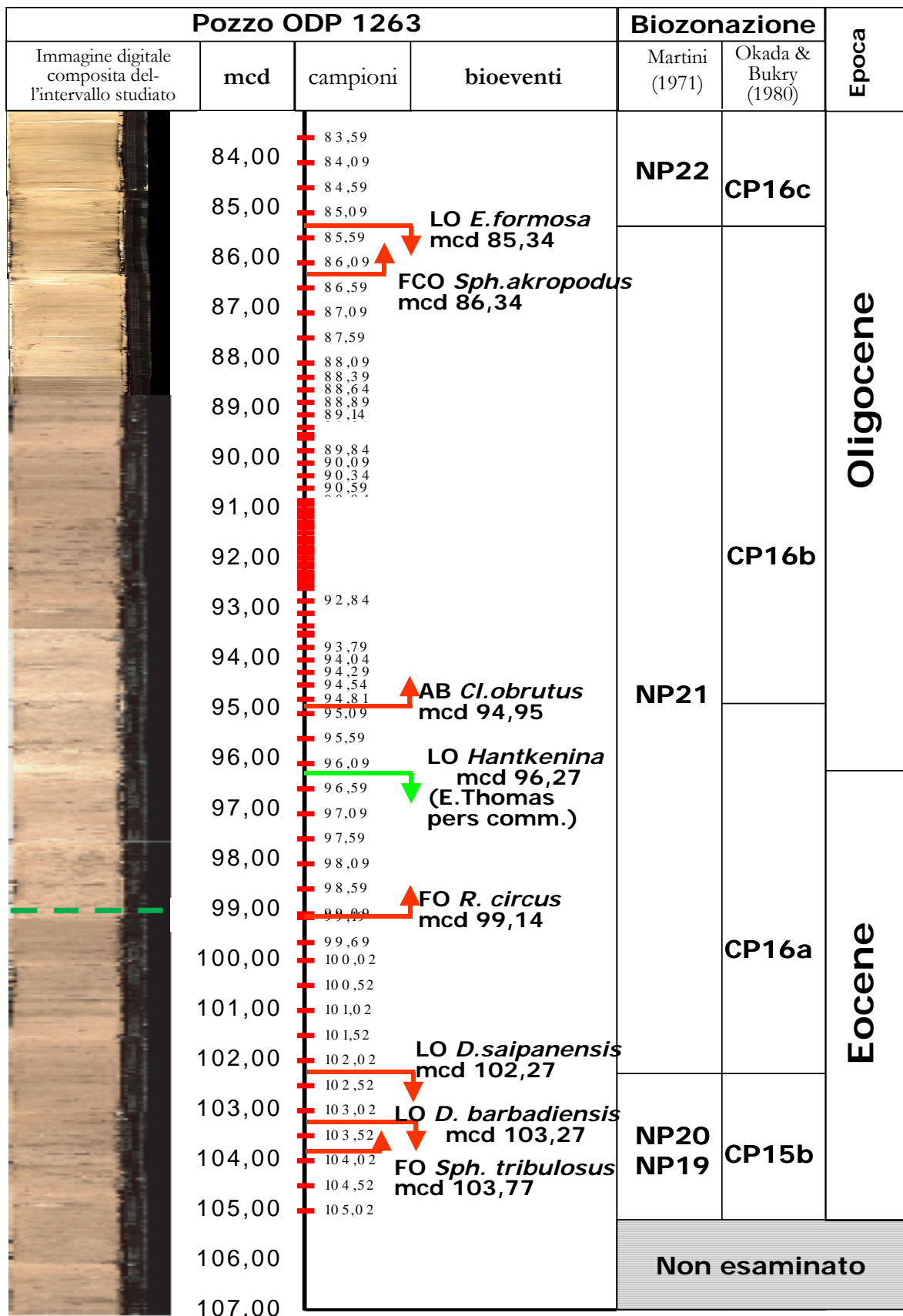


Figura 4.2.1: Immagine digitale composita dell'intervallo esaminato (Pozzo ODP 1263) con i bioeventi e le biozone determinate.

FO di *Reticulofenestra circus*.

La prima comparsa di *R. circus* è stata individuata nella parte basale della Zona NP21 (CP16a) al 99,14 mcd, ma la presenza del taxon è piuttosto discontinua ed associata alla presenza di forme affini di *Cyclicargolithus* e *Reticulofenestra* di dimensioni più piccole come “*Reticulofenestra cf. R. circus*” osservata da Marino e Flores (2002a, b) nel Pozzo 1090. In questo studio le forme affini sono state distinte in base al diverso intervallo dimensionale ed alle caratteristiche dell’apertura centrale (vedi note tassonomiche: *Cyclicargolithus sp.1 “tondo”* e *R. circus*). Per questo motivo, la prima comparsa di questo taxon non costituisce un evento ben identificabile e attendibile. La FO di *R. circus* era stata individuata nei pozzi 897 e 900 da De Kaenel & Villa (1996) nella NP22, mentre nel Pozzo 1090 è collocata nella parte alta della NP21 da Marino & Flores (2002a, b) in corrispondenza dell’acme di *Clausiococcus* spp. e di *Blackites* spp. La differente correlazione dell’orizzonte, indicata da questi autori, sembra dovuta principalmente alla presenza discontinua del taxon, ed a lacune riconoscibili nell’intorno del limite Eocene/Oligocene (Zona NP21) nei due pozzi ODP 897 e 900 del Leg 149 (Sawyer et al., 1994; De Kaenel & Villa, 1996).

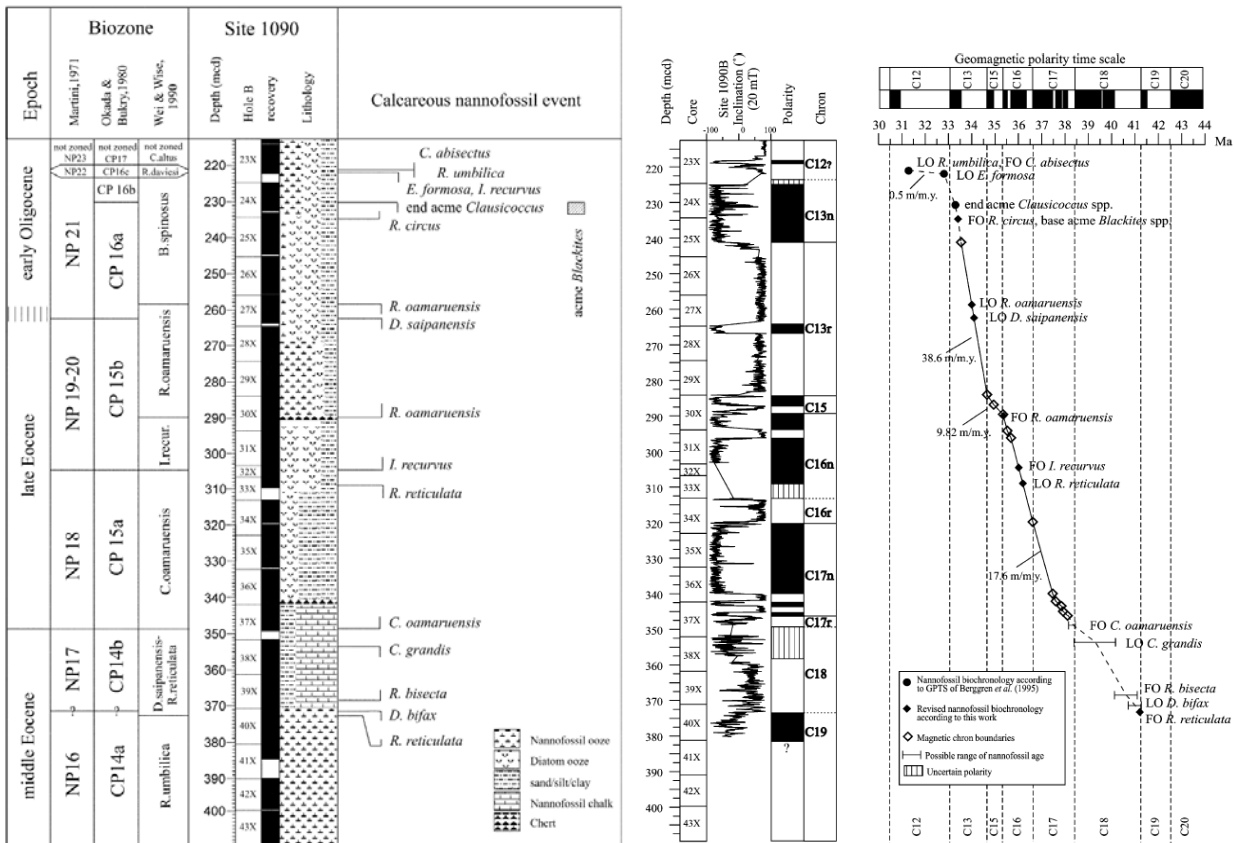


Figura 4.2.2: litologia, cronobiostratigrafia e interpretazione della magnetostratigrafia per il Pozzo 1090B. Da Marino & Flores, 2002b, modificato.

Il livello indicato in Marino e Flores (2002b) per la FO di *R. circus* (figura 4.2.2), cadrebbe alla base della Subzona CP16b, invece che nella parte alta della CP16a come riportato dagli autori (figura 4.2.2), se, in accordo con quanto discusso in Backman (1987) e sulla base di questo lavoro (vedi AB *Clausiococcus obrutus*), la base della CP16b venisse associata con l’inizio dell’acme di *C. obrutus*, invece che con la fine dell’Acme di *Clausiococcus* spp.. La

comparsa di *R. circus* nel Pozzo 1263 risulta quindi anticipata rispetto a quanto osservato nel Pozzo 1090.

Nel Pozzo 1263 sono presenti molti individui confrontabili con “*Reticulofenestra* cf. *R. circus*” di Marino & Flores (2002a) che sono stati assegnati alle due classi *Reticulofenestra* sp. B “circular” (diametro 6-8 μm) e *Cyclicargolithus* sp.1 “tondo” (diametro 5-6 μm) (vedi note tassonomiche). La loro presenza, benchè rara alle latitudini medio-basse delle sezioni di Massignano e Monte Cagnero, è segnalata nella parte superiore della NP 19-20.

Acme Beginning di *Clausicoccus obrutus*

L’inizio dell’acme di *C. obrutus* è stato osservato a 94,95 mcd, vicino al livello (mcd 94,77) determinato in Zachos et al. (2004) e poco al di sopra dell’ultima *Hantkenina* osservata (mcd 96,27, E. Thomas pers. comm.). AB di *C. obrutus* è il marker da utilizzare per la base della CP16b (Okada & Bukry, 1980) secondo quanto suggerito da Backman (1987) e discusso nel precedente capitolo (paragrafo 3.2.2).

Questo evento è ben riconoscibile e può essere approssimato al DR tra *C. subdistichus* e *C. obrutus* nella sezione del Monte Cagnero (paragrafo 3.2.2). Nel Pozzo 1263, l’identificazione di DR tra *C. subdistichus* e *C. obrutus*, è invece inconsistente a causa della scarsità di *C. subdistichus*, forme un poco più abbondanti nella Tetide. Inoltre l’inizio dell’acme può essere anche approssimato dalla comparsa delle prime forme di *Clausicoccus* $>7 \mu\text{m}$, forme osservate sia nelle sezioni ombre che in questo pozzo, alcuni decimetri oltre AB di *C. obrutus*.

L’Acme Beginning di *Clausicoccus obrutus* sembra essere inoltre ben riconoscibile anche alle alte latitudini del Pozzo 1090. Infatti, Marino & Flores (2002a,b), seguendo Bukry, ma non le osservazioni di Backman (1987) indicano la base della CP16b con la fine dell’acme dei *Clausicoccus* (figura 4.2.1). Essi riportano che l’Acme di *Clausicoccus* spp. nel Pozzo 1090 è costituito principalmente da *C. fenestratus*, ma nelle foto 22 e 23 (Plate P1, pagina 9 in Marino & Flores, 2002b) è rappresentato un individuo il cui diametro maggiore è circa $7/8 \mu\text{m}$, ascrivibile alla specie *C. obrutus* e non a *C. fenestratus*. Quindi, se le forme che costituiscono l’Acme sono quelle riportate nella figura, anche nel Pozzo 1090, l’acme dei *Clausicoccus* è costituito da *C. obrutus*. Inoltre, la fine dell’acme dei *Clausicoccus* (i.e. *C. obrutus*) riportato da Marino & Flores, come osservato in altre località, si colloca vicino alla LO di *E. formosa*, motivo che ha indotto Backman (1987) a consigliare l’utilizzo dell’inizio dell’acme di *C. obrutus* per identificare la base della CP16b.

Nel Pozzo 1263 la fine dell’acme di *C. obrutus* si colloca oltre il tetto dell’intervallo esaminato e pertanto non è stata determinata. Analogamente a quanto osservato al Monte Cagnero, la fine dell’acme di *C. obrutus* si colloca al di sopra della LO di *E. formosa*, ma non è ben riconoscibile a causa di oscillazioni dell’abbondanza

FRO e FCO di *Sphenolithus akropodus*.

La prima comparsa sporadica e discontinua (FRO) e la prima comparsa continua (FCO) di *Sph. akropodus* sono rispettivamente al mcd 89,02 ed al mcd 86,34. La FCO ben si correla con la FO identificata in De Kaenel & Villa (1996), e in Okada (1990, 1992) con *Sph. aff. distentus*, sinonimo di *Sph. akropodus*, al top della CP16b (vedi anche *Sphenolithus* sp. 1 in Fornaciari et al., 1990). Per quanto riguarda la biomagnetocronologia, questo evento si osserva nella parte basale del C12r del Monte Cagnero, prima della LO di *E. formosa* (Hyland et al., in stampa).

FO di *Chiasmolithus altus*.

La presenza dei *Chiasmolithus* in questo pozzo è sempre rara e discontinua, inoltre lo stato di preservazione non è buono e l'area centrale non è quasi mai conservata. Nonostante ciò, tutti gli individui osservati sono comunque assegnabili con certezza alle specie *Ch. oamaruensis* o *Ch. altus*. La prima comparsa di *Chiasmolithus altus* è probabilmente collocabile poco al di sopra del livello mcd 87,59, dove è stato osservato un individuo con la croce centrale le cui barre formano un angolo prossimo a 90 gradi.

LO di *Ericsonia formosa*.

L'ultima comparsa di *E. formosa*, marker della base della NP22 (Martini, 1971) e della CP16c (Okada & Bukry, 1980), è stata riconosciuta al mcd 85,34. Si tratta di un evento ben determinabile. Zachos et al. (2004) lo avevano individuato a 86,00 mcd.

4.2.2 Analisi delle associazioni a nannofossili

I 76 campioni esaminati sono ricchissimi di nannofossili e lo stato di conservazione varia da moderatamente buono a scarso a causa di dissoluzione e di ricristallizzazione, spesso osservabili nel medesimo campione. Lo stato di conservazione è mediamente migliore nei campioni al di sotto di 93,10 mcd.

Le associazioni a nannofossili sono mediamente ricche (47-24 specie per campione) conformemente a quanto normalmente osservato alle medie latitudini in questo intervallo di tempo. Il rimaneggiamento è rarissimo. La distribuzione di ogni specie o gruppo di specie è riportata nel diagramma ad albero in figura 4.2.3 e nelle tabelle in appendice. Il modello di sviluppo ad albero delle associazioni, mostra l'importanza relativa delle specie attraverso la successione.

Le specie riconosciute con maggiore continuità e abbondanza percentuale sono *Cyclicargolithus sp.1* "tondo", *C. pelagicus*, *Di. bisectus*, *Zy. bijugatus*, *Reticulofenestra sp. B* "circular", che costituiscono dal 45 al 70% dell'associazione dopo la drastica riduzione dei *Discoaster* al mcd 103,52 (LO di *Discoaster barbadiensis*). Altre specie secondarie per abbondanza, costituiscono importanti componenti dell'associazione in intervalli limitati: *D. barbadiensis*, *D. saipanensis*, *R. umbilicus*, *L. minutus*, *B. serraculoides*, *C. obrutus*, *E. formosa*, *Reticulofenestra spp.* <5µm, *Reticulofenestra sp. A* "ellittica" (figure 4.2.3, 4.4.2, 4.4.3 e tabella di distribuzione in appendice).

Molto evidente è il declino di *Discoaster spp.*, di *R. umbilica* e *R. samodurovii* nei primi metri della successione, accompagnato da un acme di *Lanternithus minutus* e dall'incremento di *Cyclicargolithus* e *Reticulofenestra* di taglia media e piccola, di forma subcircolare.

La distribuzione dell'abbondanza di molte specie è direttamente correlabile con quanto osservato nella Tetide ed in particolare a Monte Cagnero, ma sono evidenti anche importanti differenze nell'associazione. Tra le Rhabdosphaeraceae in questo pozzo, *B. serraculoides* è presente con maggiore abbondanza, rispetto al Cagnero, ma minore abbondanza di *Blackites*. Le Braarudosphaeraceae sono, per quanto rare e discontinue, un poco più abbondanti nel pozzo. Tra le Noelaerhabdaceae, *Cy. floridanus* e *Di. scrippsae* sono poco abbondanti nel pozzo, mentre sono presenti maggiori quantità di *Cyclicargolithus sp.1* "tondo" e *Reticulofenestra* con area centrale ben aperta. *C. protoannula*, specie utilizzata per le correlazioni nell'area della Tetide, è qui assente, in accordo con quanto determinato nei pozzi 522 e 523 (Backman, 1987); appare dunque verosimile l'osservazione di Gartner (1971) che la considera ecologicamente controllata. *Helicosphaera* è presente con una sola specie e abbondanza

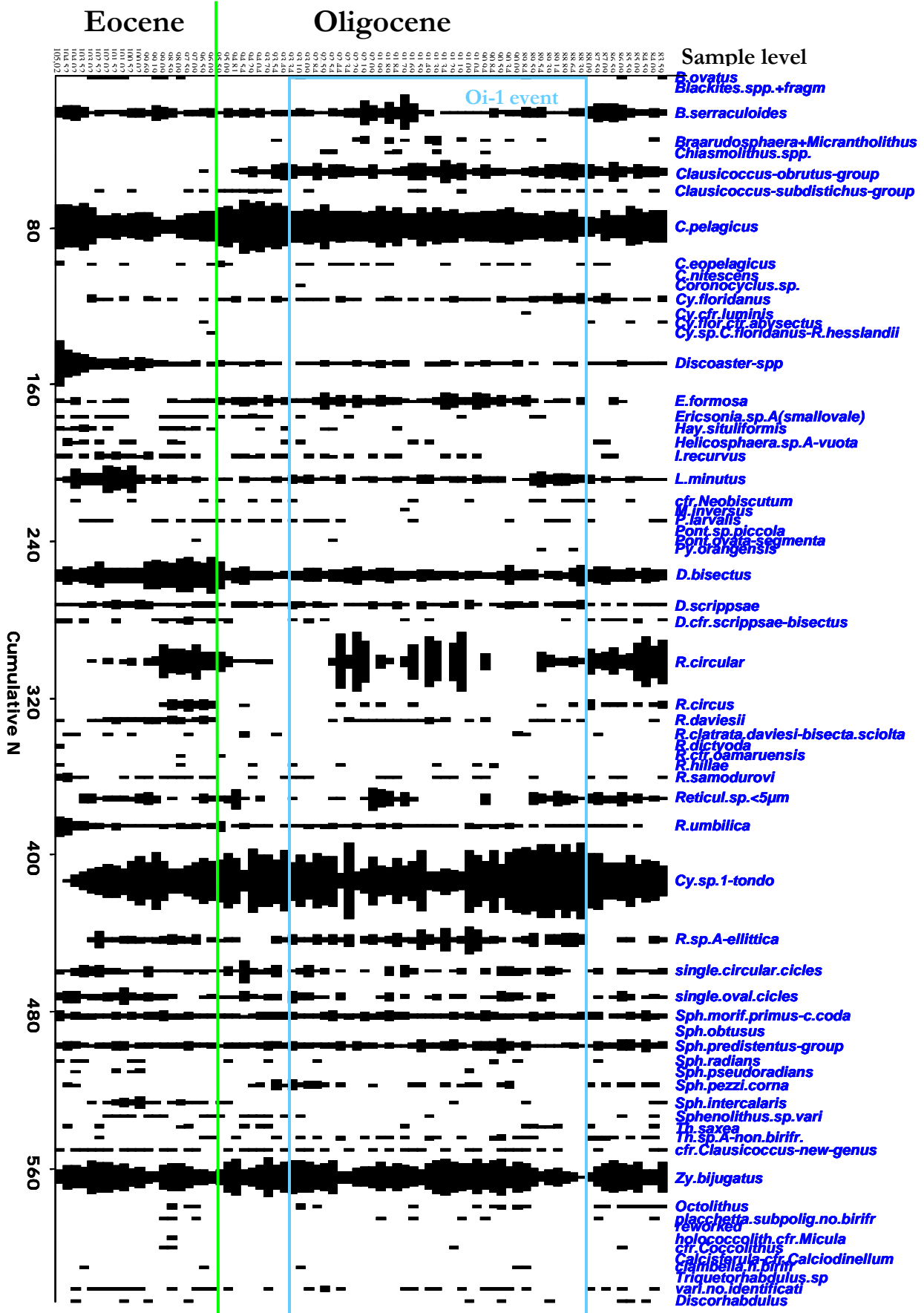


Figura 4.2.3: diagramma ad albero (*spindle diagram*) in cui l'asse verticale rappresenta la successione dei campioni (elencati in successione stratigrafica, ma non proporzionalmente all'intervallo spazio-temporale) e l'asse orizzontale rappresenta l'abbondanza di ogni gruppo. In questo caso, l'ampiezza della barra è proporzionale all'abbondanza percentuale di ogni gruppo di specie nell'associazione dei campioni studiati.

trascurabile, un poco più scarsi appaiono *Pontosphaera* ed i *Clausicoccus* più piccoli (*C. fenestratus* e *C. subdistichus*). *Z. bijugatus*, *Discoaster* ed *E. formosa* sono generalmente un poco più abbondanti.

4.3 Analisi statistiche.

Le tecniche ed i risultati delle analisi statistiche che seguono, sono puramente descrittive e non inferenziali, mancando l'analisi dell'errore relativo al risultato dei conteggi effettuati, che richiederebbe un lungo studio a se stante.

4.3.1 Matrice varianza-covarianza

Come anticipato nel capitolo 1, le due matrici quadrate che contengono rispettivamente gli indici di varianza-covarianza e di correlazione tra i taxa (le variabili) sono uno strumento per l'analisi statistica multivariata del set di dati ottenuto dai conteggi. Le matrici, ottenute dopo l'applicazione della trasformazione *clr* (Aitchinson, 1981) alla matrice delle abbondanze percentuali lavorando in Q-mode (campioni nelle righe e taxa nelle colonne), consentono la corretta esplorazione delle relazioni esistenti nel set di dati, che altrimenti sono vincolate dalla "somma costante" (la somma delle percentuali è costante ed uguale a cento).

La matrice varianza-covarianza (tabella 4.3.1 e tavola A.4.1 in appendice a questo

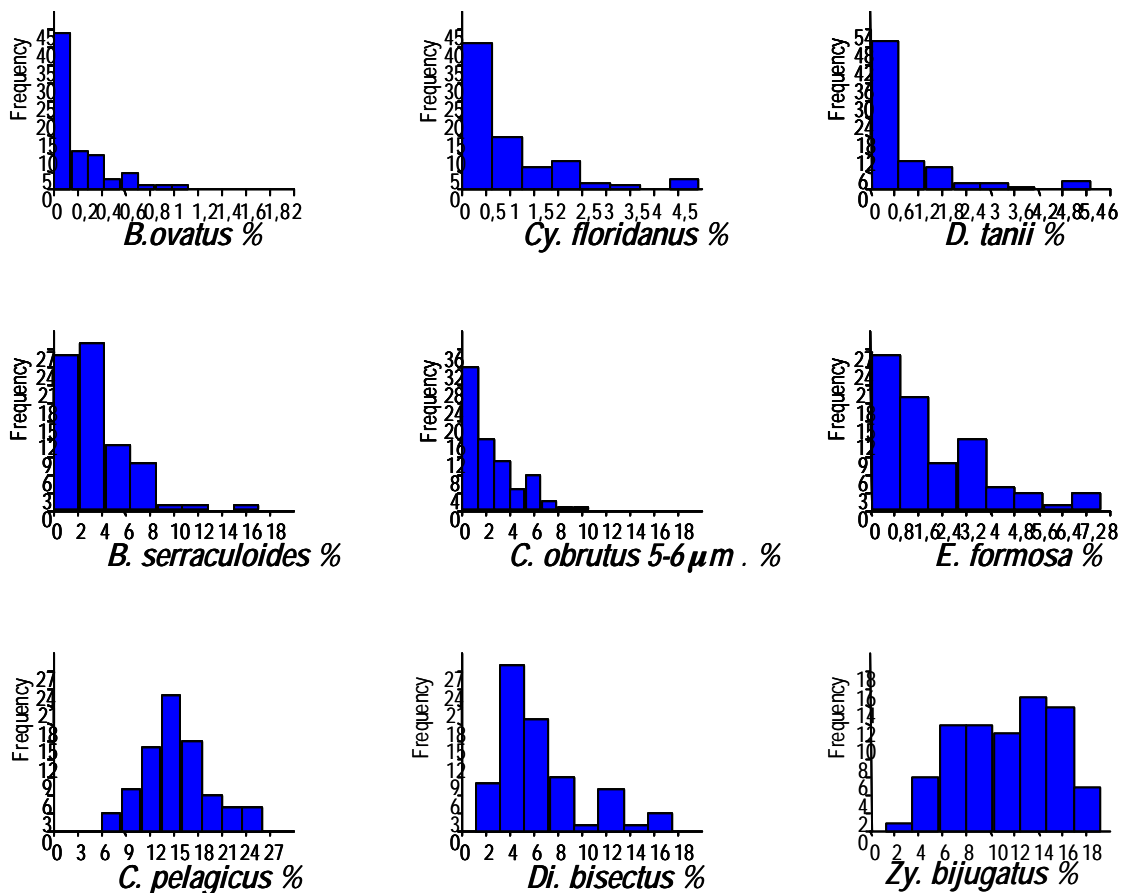


Figura 4.3.1. Istogrammi di distribuzione (8 classi) delle abbondanze percentuali di alcune specie estratte per varia rappresentatività di abbondanza e continuità nei 76 campioni esaminati.

capitolo) delle specie nello spazio dei campioni, ottenuta dalla matrice delle abbondanze percentuali log-rapporto centrate, ci consente l'osservazione della mutua varianza tra tutte le coppie di specie (ogni indice è relativo alla coppia della corrispondente posizione riga-colonna), ed è quindi possibile porre l'attenzione su di una selezione di queste, senza influire sulle altre informazioni contenute nel set di dati. Ho selezionato le specie più importanti in base alla loro abbondanza e ricorrenza, scartando le specie che hanno bassa media e presenza molto discontinua. Queste ultime, infatti, se prese singolarmente, sono scarsamente significative dal punto di vista statistico.

La necessità di selezionare una parte delle specie in esame deriva dal tentativo di rendere l'analisi più semplice ma anche più fondata, in quanto la distribuzione delle specie rare o rarissime è molto lontana dalla normale (figura 4.3.1). 34 taxa (specie, generi, gruppi di specie dello stesso genere) sono stati scelti in base alla loro abbondanza (maggiore di 1% nel loro intervallo di distribuzione) o alla loro appartenenza ad un gruppo (genere) abbondante in parte della successione.

Ogni riga, o colonna, mostra il modo in cui ogni taxon varia rispetto agli altri. Dall'analisi della matrice varianza-covarianza dei dati log-rapporto centrati emergono indici che possono variare tra $+\infty$ e $-\infty$. Quando il valore dell'indice è positivo significa che, per la coppia di taxa individuata dalle corrispondenti riga/colonna, al crescere di un taxon statisticamente cresce anche l'altro rispetto al baricentro della loro variazione relativa. Se invece questo valore è negativo, accade il contrario.

E' così possibile osservare le coppie di variabili con i più alti rapporti di covarianza diretti o inversi.

Cy. floridanus covaria positivamente con tutti i *Clausicoccus*. La covarianza è invece negativa tra i *Clausicoccus* più piccoli (maggior diametro 3-4,5 μm : *Cl. fenestratus* e *Cl. subdistichus*) e *Cl. cfr. obrutus* "7-8 μm ". Ciò potrebbe essere dovuto alla scarsa abbondanza dei *Clausicoccus* più piccoli che li rende statisticamente poco significativi, oppure riflettere un diverso adattamento dei due gruppi. Covariano invece positivamente tra loro le due classi di *Clausicoccus* più grandi (*Cl. obrutus* e *Cl. cfr. obrutus* "7-8 μm "). Buona covarianza anche di *Cy. floridanus* e *Clausicoccus* con *Sph. predistentus* e *Cyclicargolithus sp.1* "tondo". Forte o media correlazione inversa di *Cy. floridanus* e *Clausicoccus* rispetto a *Discoaster*, *Dictyococcites* (*Di. scrippsae*, *Di. bisectus*, *Di. daviesii*) e *R. umbilica*. Non si ha però lo stesso rapporto di covarianza negativa con *D. deflandrei* e *Dictyococcites* indeterminabili a causa di ricristallizzazione o dissoluzione.

C. pelagicus e *Z. bijugatus*, specie con ampia diffusione e tolleranza nell'intervallo studiato, hanno bassa varianza e non mostrano evidente covarianza positiva o negativa con le altre specie. La massima covarianza di *C. pelagicus* è con *Cl. obrutus*. *Z. bijugatus* ha la massima covarianza inversa con *R. sp. B* "circular".

Di. bisectus ha bassa varianza e covarianza, ma una certa affinità con *Di. daviesii* e covarianza negativa rispetto ai *Clausicoccus* più grandi.

I *Discoaster* covariano bene tra loro. Fa eccezione *D. deflandrei* rispetto a *Discoaster spp.* "undetermined" (= individui mal conservati e indeterminabili a livello specifico). Questo può dipendere dal fatto che buona parte dei *Discoaster spp.* "undetermined" sono confrontabili con lo stesso *D. deflandrei* e quindi l'aumento dell'uno, determina la diminuzione dell'altro; inoltre, anche in questo caso, si tratta di taxa rari. I *Discoaster* covariano bene con *R. umbilica* e in minor misura con *Di. scrippsae*, *Sph. moriformis* e *Di. bisectus*. Buona covarianza esiste anche tra *D. tani*,

D. deflandrei ed *E. formosa*. La covarianza è invece negativa oltre che con *C. obrutus gr.* e *Cy. floridanus*, con *R. circus*, *Reticulofenestra sp. B "circular"*, *Cyclicargolithus sp.1 "tondo"*, *Reticulofenestra sp. <5µm* e *Sph. predistentus*.

Il comportamento di *E. formosa* è simile a quello dei *Discoaster*, ma mostra covarianza negativa solamente con *Cl. cfr. obrutus "7-8µm"* tra i *Clausicoccus*.

R. circus e *R. sp. B "circular"* covariano positivamente tra loro, con *Reticulofenestra sp. < 5 µm*, e in parte con *Di. daviesii*, *Di. cfr. Di. scrippsae-bisectus*. Covariano invece negativamente con la gran parte dei *Discoaster*, *E. formosa*, *Di. scrippsae*, *R. umbilica*, *Dictyococcites cfr. Di. clatrata-daviesii-bisectus* (poco calcificato, disciolto), *Sph. moriformis*, *Z. bijugatus*, *Reticulofenestra sp. A "ellittica"*.

Di. daviesii covaria positivamente con *R. sp. B "circular"*, *Reticulofenestra sp. <5 µm*, *Reticulofenestra sp. A "ellittica"*; in minor misura con una parte dei *Discoaster*, *Sph. moriformis* e *R. umbilica*. *Di. daviesii* covaria invece negativamente con tutti i *Clausicoccus*, gli *Sphenolithus* della linea *Sph. predistentus* e con singoli cicli di *Cyclicargolithus*, *Reticulofenestra* e *Dictyococcites*, indeterminabili a causa della forte dissoluzione.

R. umbilica covaria positivamente con tutti i *Discoaster*, con *E. formosa*, *Di. scrippsae* ed in misura minore con *Di. daviesii*. Covaria invece negativamente con i *Clausicoccus*, *R. sp. B "circular"*, singoli cicli disciolti, *Sphenolithus predistentus*, *Sph. tribulosus* e *Sph. akropodus*.

Dall'osservazione della matrice varianza-covarianza completa, con maggiore attenzione alle specie considerate più significative (ma la cui distribuzione di frequenza in buona parte non supera comunque i test di normalità a causa dell'elevato numero di campioni in cui i taxa sono assenti), deduco che è conveniente raggruppare alcuni taxa affini. Verranno sommati insieme tutti i *Discoaster* a costituire una unica variabile, tenendo presente che *D. deflandrei* è adattato un poco diversamente dagli altri; saranno sommati in una unica variabile i *Clausicoccus* del gruppo *Cl. obrutus* (>6 µm), i *Clausicoccus* del gruppo *Cl. subdistichus* (<5,5 µm), *R. sp. B "circular"* con *R. circus* mentre non è conveniente trattare tutti gli *Sphenolithus* come variabile unica perchè mostrano correlazioni non omogenee. E' conveniente raggruppare tra loro gli *Sphenolithus* della linea filetica "*Sph. predistentus*" tenendo presente che mostrano tra loro diversi gradi di covarianza che potrebbero essere legati al "turnover" evolutivo. La covarianza negativa tra *Sph. predistentus* e *Sphenolithus cfr. Sph. predistentus* potrebbe invece essere dovuta al fatto che si tratta della stessa specie (con maggior evidenza di dissoluzione nel caso della seconda). Questo gruppo sarà indicato come *Sph. predistentus gr.* E' conveniente considerare tutti gli altri *Sphenolithus* in un unico gruppo costituito principalmente da *Sph. moriformis*, che chiameremo nel seguito *Sph. moriformis gr.*

E' possibile individuare gli indici più alti a cui sono associate covarianze maggiori, ma è necessario porre l'attenzione sul fatto che taxa con bassa varianza mostrano mediamente covarianze più basse e viceversa. Ad esempio si osserva che *B. serraculoides* ha bassi valori di covarianza con tutte le specie ad eccezione che con *Reticulofenestra sp. < 5 µm*, ma questa covarianza relativamente più alta è da attribuirsi all'alta varianza di *Reticulofenestra sp. < 5 µm*, infatti l'indice 1,54 non è un valore particolarmente alto tra quelli relativi a questa ultima specie (questo problema generale viene risolto nel seguito, con l'esame della matrice di correlazione).

Queste analisi, dunque, non consentono una facile interpretazione, ma solo l'individuazione qualitativa di gruppi di taxa che mostrano affinità od opposta distribuzione. Dopo aver individuato i gruppi, è possibile attribuire una preferenza paleoecologica ai taxa che

	B.serraculoides	Cl.fenestratus	Cl.subdistichus	Cl.obrotus5-6µm	Cl.cfr.obrotus7-8µm	C.pelagicus	Cy.floridanus	D.barbadiensis	D.saipanensis	D.deflandrei	D.tani	Discoaster spp."undeter"	E.formosa	L.minutus	Di.bisectus	R.sp.B "circular"	R.circus	Di.daviesii	Di.datr.daviesi.bisectus.c	Di.scrippsae	Di.scrippsae-bisectus	Reticul.sp.<5µm	R.umbilica	Cy.sp1 "tondo"	R.sp.A "ellittica"	single.circular.cicles	single.oval.cicles	Sph.akropodus	Sph.moniformis	Sph.predistentus	Sph.cfr.Sph.predistentus	Sph.cfr.tribulosus	Sph.tribulosus	Zy.bijugatus	
B.serraculoides	1,67	0,06	0,32	0,12	-0,33	0,07	0,30	0,36	0,19	-0,15	-0,51	-0,22	-0,33	-0,09	0,20	-0,15	0,02	-0,36	0,17	-0,11	-0,20	1,54	-0,16	0,14	-0,16	-0,46	-0,26	0,20	0,29	0,58	0,03	0,04	-0,51	-0,05	
Cl.fenestratus	0,06	1,77	1,06	1,18	-0,58	0,23	0,81	-0,02	-0,16	-0,53	-0,30	-0,47	0,46	-0,59	-0,06	-0,45	-0,30	-0,89	0,51	0,43	-0,77	-0,76	-0,34	0,33	-0,71	0,04	-0,07	0,02	0,13	0,70	-0,14	0,40	0,52	0,18	
Cl.subdistichus	0,32	1,06	9,87	2,22	0,16	0,14	1,27	-0,40	-0,29	-2,17	-3,32	-2,24	0,32	0,55	-0,17	1,37	0,25	-1,32	0,04	0,54	-1,42	-1,36	1,19	-1,46	0,78	-1,36	0,20	0,76	-0,04	-0,33	0,60	-1,27	0,75	0,88	-0,19
Cl.obrotus5-6µm	0,12	1,18	2,22	12,66	6,00	0,79	5,27	-0,74	-2,59	-0,37	-3,47	-2,79	1,16	0,03	-0,52	-0,83	1,26	-2,63	-1,39	-0,43	-4,98	-0,88	-1,03	2,06	0,83	-3,77	-3,58	1,25	0,08	2,76	-1,18	-0,65	0,51	0,55	
Cl.cfr.obrotus7-8µm	-0,33	-0,58	0,16	6,00	13,31	0,04	1,49	-1,15	-1,50	0,13	-1,94	-2,31	-1,03	0,49	-0,71	1,36	2,27	-5,42	-0,87	-3,14	-1,98	-2,01	-1,93	0,32	-0,34	0,37	1,67	1,43	-1,31	2,52	1,11	-0,85	-0,05	0,42	
C.pelagicus	0,07	0,23	0,14	0,79	0,04	0,23	0,17	0,20	0,12	0,17	-0,11	-0,15	0,28	-0,04	0,03	-0,55	-0,41	-0,28	-0,21	0,18	-0,44	-0,20	0,06	0,14	0,08	-0,52	-0,52	0,16	0,20	0,28	0,04	0,11	-0,07	0,12	
Cy.floridanus	0,30	0,81	1,27	5,27	1,49	0,17	10,20	-1,34	-0,86	-1,26	-1,48	-1,34	0,42	-0,09	-0,22	1,04	-0,31	-0,60	-0,83	0,22	-1,66	-0,21	2,29	-0,89	1,48	0,76	-1,39	-2,03	0,47	-0,11	0,89	-2,85	-0,93	-0,75	0,15
D.barbadiensis	0,36	-0,02	-0,40	-0,74	-1,15	0,20	-1,34	2,47	1,60	0,18	0,87	1,03	0,25	0,12	0,06	-2,17	-1,25	-0,14	0,45	0,01	0,55	-1,58	0,84	-1,30	-0,77	-0,06	0,24	-0,04	0,23	-0,99	0,56	0,47	-1,41	0,01	
D.saipanensis	0,19	-0,16	-0,29	-2,59	-1,50	0,12	-0,86	1,60	3,15	0,71	1,27	1,55	-0,10	0,07	0,16	-1,55	-1,94	0,47	0,54	0,31	0,45	-0,29	1,04	-1,44	-0,74	0,44	0,51	-0,21	0,27	-1,85	-0,03	0,12	-0,55	-0,07	
D.deflandrei	-0,15	-0,53	-2,17	-0,37	0,13	0,17	-1,26	0,18	0,71	9,81	1,24	-0,09	1,04	-0,55	0,06	0,01	-1,13	0,59	-0,68	0,22	-1,66	-0,21	0,83	-0,52	0,34	-0,35	-0,87	-0,41	0,19	-0,48	0,73	-2,05	0,47	-0,13	
D.tani	-0,51	-0,30	-3,32	-3,47	-1,94	-0,11	-1,48	0,87	1,27	1,24	8,57	3,31	0,98	-0,85	0,19	-2,25	-2,00	0,55	1,15	2,54	1,29	-2,55	3,35	-1,11	-1,22	-0,95	0,75	-0,61	0,02	-1,65	0,71	0,03	-0,16	0,09	
Discoaster spp."undeter"	-0,22	-0,47	-2,24	-2,79	-2,31	-0,15	-1,34	1,03	1,55	-0,09	3,31	9,23	-0,22	1,18	0,03	-0,07	-2,45	1,78	-0,24	0,20	1,16	2,13	1,32	-0,98	-0,44	-0,69	-0,75	-0,27	0,36	-3,24	0,74	-0,46	-0,63	0,11	
E.formosa	-0,33	0,46	0,32	1,16	-1,03	0,28	0,42	0,25	-0,10	1,04	0,98	-0,22	4,24	0,12	-0,05	-2,74	-1,88	-0,14	0,05	0,58	-1,31	-2,42	1,96	0,13	0,90	-1,89	-0,87	-0,86	0,36	-1,06	-0,71	0,23	-0,46	0,23	
L.minutus	-0,09	-0,59	0,55	0,03	0,49	-0,04	-0,09	0,12	0,07	-0,55	-0,85	1,18	0,12	3,70	-0,27	-0,65	-0,88	0,14	-0,61	-0,27	0,53	0,87	-0,24	0,09	0,97	-0,37	-0,74	0,05	0,18	0,08	-0,65	-0,40	-0,35	-0,01	
Di.bisectus	0,20	-0,06	-0,17	-0,52	-0,71	0,03	-0,22	0,06	0,16	0,06	0,19	0,03	-0,05	-0,27	0,32	0,35	0,12	0,53	0,02	0,40	-0,00	0,23	0,44	0,08	0,21	-0,48	-0,55	0,04	0,20	0,07	0,23	0,25	-0,03	-0,03	
R.sp.B "circular"	-0,15	-0,45	1,37	-0,83	1,36	-0,55	1,04	-2,17	-1,55	0,01	-2,25	-0,07	-2,74	-0,65	0,35	15,97	6,88	4,32	-3,05	-4,04	1,97	6,48	-2,08	0,48	-0,74	1,65	0,03	0,61	-0,98	-0,94	1,10	0,48	0,53	-0,75	
R.circus	0,02	-0,30	0,25	1,26	2,27	-0,41	-0,31	-1,25	-1,94	-1,13	-2,00	-2,45	-1,88	-0,88	0,12	6,88	11,72	-0,29	-0,96	-1,60	1,99	1,67	-0,08	0,11	-1,95	0,11	-0,39	-0,51	-1,22	1,07	0,73	0,54	-0,41	-0,59	
Di.daviesii	-0,36	-0,89	-1,32	-2,63	-5,42	-0,28	-0,60	-0,14	0,47	0,59	0,55	1,78	-0,14	0,14	0,53	4,32	-0,29	10,40	-3,32	1,24	0,54	3,18	0,82	-0,30	2,60	-1,62	-2,26	-0,28	0,56	-2,76	-0,33	-0,14	-0,09	-0,39	
Di.datr.daviesi.bisect	0,17	0,51	0,04	-1,39	-0,87	-0,21	-0,83	0,45	0,54	-0,68	1,15	-0,24	0,05	-0,61	0,02	-3,05	-0,96	-3,32	7,67	1,21	-1,47	-3,22	0,52	-0,11	-1,61	2,36	2,49	-0,54	0,02	-0,68	-0,34	-0,36	-0,06	-0,10	
Di.scrippsae	-0,11	0,43	-1,42	-0,43	-3,14	0,18	-0,62	0,01	0,31	0,22	2,54	0,20	0,58	-0,27	0,40	-4,04	-1,60	1,24	1,21	5,99	-0,23	-1,75	2,13	0,22	0,77	-1,63	-2,37	-0,25	0,51	0,28	-0,92	-0,35	0,16	0,01	
Di.scrippsae-bisectus	-0,20	-0,77	-1,36	-4,98	-1,98	-0,44	-2,41	0,55	0,45	-1,66	1,29	1,16	-1,31	0,53	-0,00	1,97	1,99	0,54	-1,47	-0,23	9,18	1,27	0,05	-1,22	-1,10	2,58	2,30	0,27	-0,77	-1,35	0,96	0,62	-1,46	-0,30	
Reticul.sp.<5µm	1,54	-0,76	1,19	-0,88	-2,01	-0,20	2,29	-1,58	-0,29	-0,21	-2,55	2,13	-2,42	0,87	0,23	6,48	1,67	3,18	-3,22	-1,75	1,27	14,39	-0,94	1,02	0,57	0,44	-0,36	0,71	-0,28	-0,28	-0,86	-2,17	0,61	-0,52	
R.umbilica	-0,16	-0,34	-1,46	-1,03	-1,93	0,06	-0,89	0,84	1,04	0,83	3,35	1,32	1,96	-0,24	0,44	-2,08	-0,08	0,82	0,52	2,13	0,05	-0,94	5,64	-0,59	-0,30	-2,17	-1,97	-1,47	0,46	-1,54	0,34	-0,09	-1,35	0,02	
Cy.sp1."tondo"	0,14	0,33	0,78	2,06	0,32	0,14	1,48	-1,30	-1,44	-0,72	-1,11	-0,98	0,13	0,09	0,08	0,48	0,11	-0,30	-0,11	0,22	-1,22	1,02	-0,59	1,86	1,33	-1,04	-1,39	0,41	0,24	1,49	-0,80	-0,23	0,96	0,16	
R.sp.A "ellittica"	-0,16	-0,71	-1,36	0,83	-0,34	0,08	0,76	-0,77	-0,74	0,34	-1,22	-0,44	0,90	0,97	0,21	-0,74	-1,95	2,60	-1,61	0,77	-1,10	0,57	-0,30	1,33	5,51	-2,55	-2,81	0,42	0,42	0,06	-0,56	-0,33	0,22	0,27	
single.circular.cicles	-0,46	0,04	0,20	-3,77	0,37	-0,52	-1,39	-0,06	0,44	-0,35	-0,95	-0,69	-1,89	-0,37	-0,48	1,65	0,11	-1,62	2,36	-1,63	2,58	0,44	-2,17	-1,04	-2,55	9,03	6,03	0,26	-1,25	-0,78	0,59	-0,61	-0,20	-0,47	
single.oval.cicles	-0,26	-0,07	0,76	-3,58	1,67	-0,52	-2,03	0,24	0,51	-0,87	0,75	-0,75	-0,87	-0,74	-0,55	0,03	-0,39	-2,26	2,49	-2,37	2,30	-0,36	-1,97	-1,39	-2,81	6,03	9,64	-0,16	-1,29	-1,15	1,79	-0,21	-0,01	-0,29	
Sph.akropodus	0,20	0,02	-0,04	1,25	1,43	0,16	0,47	-0,04	-0,21	-0,41	-0,61	-0,27	-0,86	0,05	0,04	0,61	-0,51	-0,28	-0,54	-0,25	0,27	0,71	-1,47	0,41	-1,62	0,26	-0,16	2,82	-0,43	1,06	-0,33	0,21	0,91	0,11	
Sph.moniformis	0,29	0,13	-0,33	0,08	-1,31	0,20	-0,11	0,23	0,27	0,19	0,02	0,36	0,36	0,18	0,20	-0,98	-1,22	0,56	0,02	0,51	-0,77	-0,28	0,46	0,24	0,42	-1,25	-1,29	-0,43	1,33	0,39	0,00	-0,10	-0,18	0,08	
Sph.pædistentus	0,58	0,70	0,60	2,76	2,52	0,28	0,89	-0,99	-1,85	-0,48	-1,65	-3,24	-1,06	0,08	0,07	-0,94	1,07	-2,76	-0,68	0,28	-1,35	-0,28	-1,54	1,49	0,06	-0,78	-1,15	1,06	0,39	10,55	-1,91	-0,46	0,62	0,35	
Sph.cfr.Sph.pædistent	0,03	-0,14	-1,27	-1,18	1,11	0,04	-2,85	0,56	-0,03	0,73	0,71	0,74	-0,71	-0,65	0,23	1,10	0,73	-0,33	-0,34	-0,92	0,96	-0,86	0,34	-0,80	-0,56	0,59	1,79	-0,33	0,00	-1,91	6,86	1,12	-1,71	0,01	
Sph.cfr.tribulosus	0,04	0,40	0,75	-0,65	-0,85	0,11	-0,93	0,47	0,12	-2,05	0,03	-0,46	0,23	-0,40	0,25	0,48	0,54	-0,14	-0,36	-0,35	0,62	-2,17	-0,09	-0,23	-0,33	-0,61	-0,21	0,21	-0,10	-0,46	1,12	6,02	-1,38	0,26	
Sph.tribulosus	-0,51	0,52	0,88	0,51	-0,05	-0,07	2,76	-1,41	-0,55	0,47	-0,16	-0,63	-0,46	-0,35	-0,03	0,53	-0,41	-0,09	-0,36	0,16	-1,46	0,61	-1,35	0,96	0,22	-0,20	-0,01	0,91	-0,18	0,62	-1,71	-1,38	8,97	-0,05	
Zy.bijugatus	-0,05	0,18	-0,19	0,55	0,42	0,12	0,15																												

vi appartengono, in base alla letteratura (paragrafo 1.1.3) ed al complesso di osservazioni fatte in questo studio. Per sintetizzare quanto osservato nella matrice varianza-covarianza vengono di seguito indicati i gruppi di taxa individuati unitamente alla loro interpretazione paleoecologica.

Gruppo ambientato con scarsi nutrienti (oligo-mesotrofico, acque stratificate e/o erosione legata a processi prevalentemente chimici, alta CO₂): *Discoaster*, *Dictyococcites* (*Di. scrippsae*, *Di. bisectus*, *Di. daviesii*), *R. umbilica*.

Gruppo ambientato con alti nutrienti (meso-eutrofico) e subordinatamente di acque caldo-temperate: *C. obrutus* gr., *Cy. floridanus*, *Sph. predistentus* e *Cyclicargolithus* sp. 1 "tondo".

Gruppo di acque caldo-temperate, moderata turbolenza: *C. pelagicus* e *Z. bijugatus*. Il primo ha una buona tolleranza per i nutrienti (acque anche mesotrofiche), mentre il secondo mostra intolleranza nelle associazioni più fredde.

Gruppo caldo: *Discoaster*, *E. formosa*, *Sph. moriformis*, *Di. scrippsae*.

Gruppo fresco-freddo: *Di. daviesii*, *R. sp. B "circular"*, *R. circus*, *Reticulofenestra* sp. <5µm.

Gruppo con forti evidenze di dissoluzione: singoli cicli circolari ed ovali, *Dictyococcites* cfr. *scrippsae-bisectus*, *Dictyococcites* cfr. *Di. clatrata-daviesii-bisectus*, *Sphenolithus* cfr. *Sph. predistentus*.

4.3.2 Matrice delle correlazioni

Come abbiamo visto, l'interpretazione della matrice di varianza-covarianza non è semplice a causa del variare degli indici tra $+\infty$ e $-\infty$. E' quindi opportuno analizzare la matrice delle correlazioni delle variabili (taxa) log-rapporto centrate e la matrice della probabilità di non correlazione (algoritmo in PAST, Hammer et al., 2001). Poichè gli indici di queste matrici variano tra -1 e $+1$ ¹¹, la valutazione della significatività delle affinità tra i taxa è immediata.

E' necessaria un'ulteriore semplificazione al fine di ottenere un numero di variabili ridotto e distribuzione vicina alla normale. I taxa vengono raggruppati in 24 categorie/variabili secondo le affinità emerse dalle analisi della matrice completa dei dati ed in base a criteri tassonomici (i taxa sono raggruppati in base a caratteri morfologici primari e appartenenza a generi o famiglie per i taxa meno abbondanti) (tabella 4.3.2).

In questo modo sono ridotti gli effetti dovuti al turnover evolutivo ed alla rarità delle singole specie, o in altre parole, viene ridotto il numero di zeri contenuto nella matrice delle percentuali (tabella 3 in appendice al capitolo 4). In realtà soltanto 6 delle 24 variabili selezionate (*C. pelagicus*, *Reticulofenestra* spp. "ellittica", *Sph. predistentus* gr., *Sph. moriformis* gr., *Di. bisectus*, *Z. bijugatus*), superano a pieno titolo i test di distribuzione normale (tavola A.4.4 in appendice al capitolo), mentre negli altri casi si ottengono due popolazioni: la popolazione dei campioni con abbondanza nulla¹² e quella dei campioni con abbondanza maggiore di zero che ha distribuzione normale (figura 4.3.2 e tavola A.4.4 in appendice). La presenza dei campioni con abbondanza nulla porterà una estremizzazione dei risultati relativi a queste variabili (ben visibile in figura 4.3.8).

¹¹ I coefficienti di correlazione di Pearson, che costituiscono la matrice di correlazione sono infatti ottenuti dagli indici di covarianza divisi per il prodotto delle deviazioni standard della coppia di variabili.

¹² Il numero dei campioni con abbondanza nulla può essere ridotto aumentando la dimensione del "campione statistico", cioè con un numero maggiore di individui contati per campione. In alcuni casi però, come ad esempio per l'assenza di *E. formosa* dai campioni del tratto superiore, questa dipende dal turnover evolutivo e non è stata individuata altra specie affine che a priori ne occupi la nicchia ecologica.

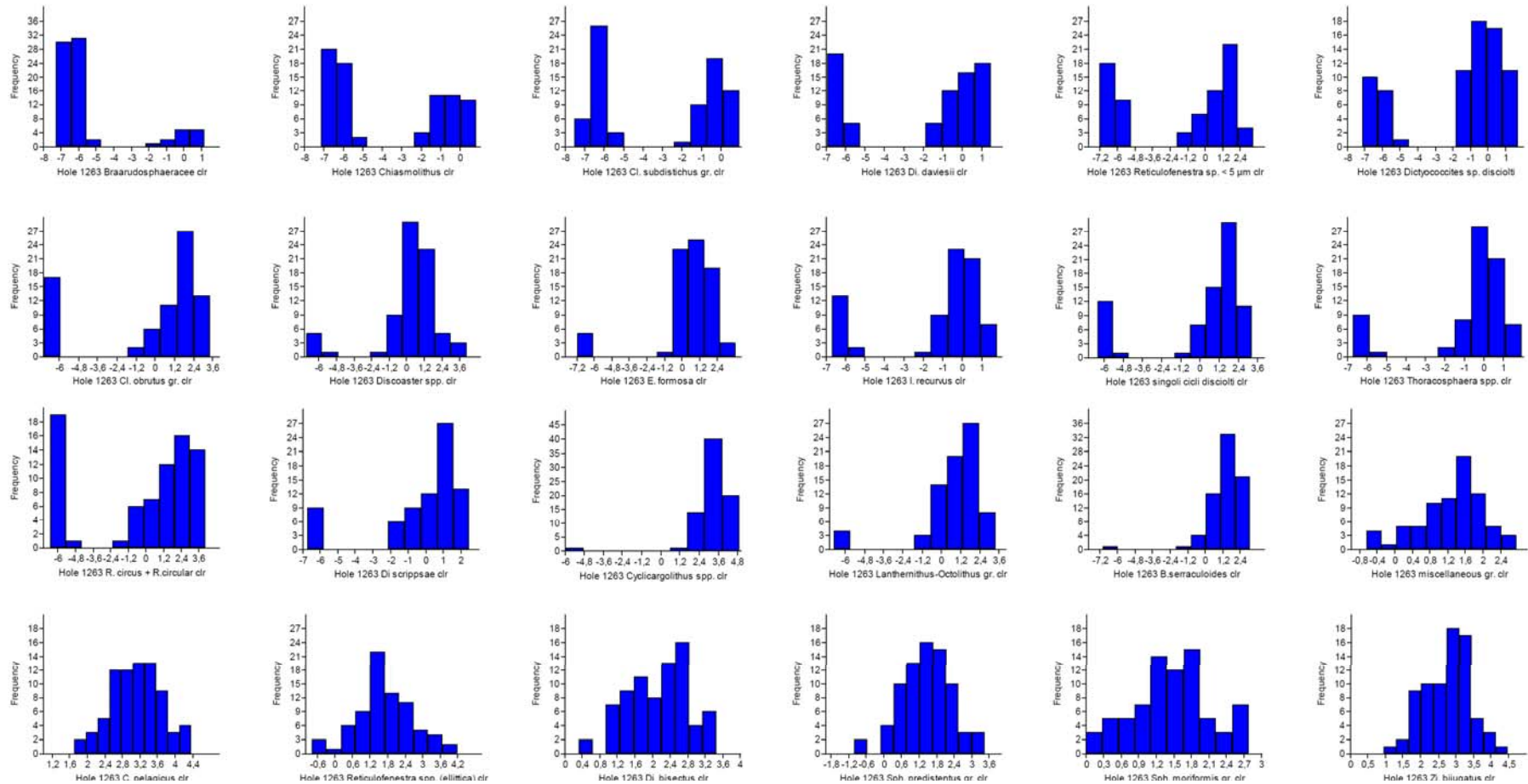


Figura 4.3.2: Istogrammi di frequenza (10 classi) delle abbondanze percentuali dei gruppi di taxa ottenuti per i 76 campioni esaminati. *C. pelagicus*, *Reticulofenestra spp.(ovale)*, *Sph. predentatus gr.*, *Sph. moriformis gr.* *Di. bisectus*, *Z. bijugatus*, superano tutti i test di distribuzione normale. Tuttavia la distribuzione di *Di. bisectus* sembra multimodale, corrispondendo a quanto si osserva nei campioni: nei conteggi sarebbe utile separare gli individui di *Di. bisectus stavensis* da quelli di *Di. bisectus bisectus*. Negli altri casi, la distribuzione non normale è dovuta alla presenza di molti campioni in cui il taxon è assente e porta ad una estremizzazione dei risultati: *Chiasmolithus spp.*, *Cl. subdistichus gr.*, *I. recurvus*, *Di. daviesii*, *Thoracosphaera spp*, *Braarudosphaeraeae* hanno distribuzione molto discontinua e perciò un alta frequenza sulla classe che corrisponde alla percentuale 0,001 (0,001 è stato sostituito allo zero per rendere possibile la trasformazione *clr*).

	Braarudosphaeraeae	B.serraculoides	Chiasmolithus spp.	Cl.obrutus.gr.(bigger)	Cl.subdistichus.gr.(smaller)	Discoaster spp.	C.pelagicus	E.formosa	I.recurvus	Lanternithus+Octolithus	Cyclicicargolithus spp.	R.circus+R.sp B "circular"	Reticulofenestra<5 µm	Reticulofenestra spp ellitt.	singoli.cicli.dissolti	Di.daviesii	Di.bisectus	Di.scrippsae	Dictyococcites.sp.disciolti	Sph.predistentus.gr.	Sph.moriformis gr.	Thoracosphaera spp.	Zy.bijugatus	miscellaneous
Braarudosphaeraeae	0,000	0,032	0,070	0,043	0,838	0,365	0,233	0,979	0,621	0,285	0,309	0,375	0,036	0,269	0,983	0,474	0,000	0,015	0,006	0,413	0,060	0,888	0,151	0,008
B.serraculoides	-0,25	0,000	0,182	0,485	0,977	0,914	0,175	0,328	0,749	0,941	0,774	0,150	0,072	0,586	0,368	0,169	0,008	0,945	0,987	0,154	0,008	0,994	0,816	0,187
Chiasmolithus spp.	0,21	-0,15	0,000	0,004	0,035	0,598	0,677	0,675	0,016	0,234	0,486	0,406	0,014	0,196	0,180	0,207	0,269	0,712	0,235	0,994	0,996	0,504	0,355	0,067
Cl.obrutus.gr.(bigge	0,23	-0,08	0,33	0,000	0,206	0,000	0,097	0,570	0,028	0,951	0,003	0,388	0,216	0,710	0,001	0,003	0,001	0,271	0,000	0,117	0,047	0,021	0,342	0,007
Cl.subdistichus.gr.(-0,02	0,00	-0,24	0,15	0,000	0,000	0,606	0,910	0,630	0,777	0,371	0,972	0,812	0,075	0,852	0,082	0,091	0,082	0,491	0,545	0,021	0,829	0,083	0,705
Discoaster spp.	-0,11	0,01	-0,06	-0,41	-0,39	0,000	0,133	0,472	0,975	0,573	0,011	0,204	0,245	0,099	0,690	0,984	0,006	0,024	0,047	0,490	0,044	0,367	0,009	0,040
C.pelagicus	-0,14	0,16	0,05	0,19	-0,06	0,17	0,000	0,007	0,812	0,840	0,197	0,000	0,003	0,000	0,005	0,013	0,000	0,021	0,251	0,000	0,000	0,820	0,000	0,000
E.formosa	0,00	-0,11	0,05	0,07	0,01	0,08	0,31	0,000	0,164	0,876	0,791	0,000	0,000	0,000	0,020	0,617	0,717	0,207	0,150	0,222	0,207	0,586	0,024	0,017
I.recurvus	-0,06	0,04	-0,28	-0,25	-0,06	0,00	-0,03	0,16	0,000	0,709	0,096	0,277	0,411	0,928	0,779	0,551	0,861	0,198	0,850	0,662	0,562	0,423	0,668	0,755
Lanternithus+Octol	-0,12	-0,01	-0,14	-0,01	0,03	-0,07	0,02	-0,02	-0,04	0,000	0,740	0,143	0,747	0,112	0,749	0,617	0,294	0,834	0,641	0,364	0,142	0,059	0,378	0,323
Cyclicicargolithus.s	-0,12	0,03	-0,08	0,34	0,10	-0,29	0,15	0,03	-0,19	0,04	0,000	0,877	0,444	0,947	0,003	0,170	0,429	0,458	0,021	0,158	0,257	0,730	0,095	0,763
R.circus+R.sp.B "c	0,10	-0,17	-0,10	-0,10	0,00	-0,15	-0,51	-0,41	-0,13	-0,17	-0,02	0,000	0,003	0,000	0,197	0,045	0,381	0,000	0,683	0,000	0,000	0,377	0,000	0,000
Reticulofenestra<5	-0,24	0,21	-0,28	-0,14	0,03	-0,13	-0,34	-0,39	-0,10	0,04	0,09	0,34	0,000	0,011	0,898	0,076	0,371	0,039	0,382	0,000	0,262	0,083	0,000	0,008
Reticulofenestra.sp	-0,13	0,06	0,15	-0,04	-0,21	0,19	0,54	0,43	-0,01	0,18	-0,01	-0,51	-0,29	0,000	0,000	0,047	0,000	0,001	0,018	0,001	0,000	0,127	0,000	0,000
singoli.cicli.dissolti	0,00	-0,10	-0,16	-0,39	0,02	0,05	-0,32	-0,27	-0,03	-0,04	-0,34	0,15	0,01	-0,50	0,000	0,008	0,037	0,012	0,000	0,320	0,047	0,086	0,150	0,787
Di.daviesii	0,08	-0,16	-0,15	-0,33	-0,20	0,00	-0,28	-0,06	0,07	-0,06	-0,16	0,23	0,20	0,23	-0,30	0,000	0,194	0,224	0,018	0,007	0,447	0,005	0,010	0,761
Di.bisectus	-0,41	0,30	-0,13	-0,38	-0,20	0,31	0,39	0,04	0,02	-0,12	0,09	-0,10	-0,10	0,48	-0,24	0,15	0,000	0,001	0,468	0,000	0,000	0,060	0,020	0,000
Di.scrippsae	-0,28	0,01	-0,04	-0,13	-0,20	0,26	0,26	0,15	0,15	-0,02	0,09	-0,46	-0,24	0,36	-0,29	0,14	0,36	0,000	0,392	0,337	0,039	0,043	0,219	0,024
Dictyococcites.sp.c	-0,31	0,00	-0,14	-0,47	-0,08	0,23	-0,13	-0,17	-0,02	-0,05	-0,26	-0,05	-0,10	-0,27	0,65	-0,27	0,08	0,10	0,000	0,960	0,604	0,499	0,889	0,298
Sph.predistentus.gr	-0,10	0,17	0,00	0,18	-0,07	0,08	0,69	0,14	-0,05	0,11	0,16	-0,44	-0,42	0,38	-0,12	-0,30	0,42	0,11	-0,01	0,000	0,000	0,769	0,000	0,000
Sph.moriformis gr.	-0,22	0,30	0,00	-0,23	-0,26	0,23	0,56	0,15	-0,07	0,17	0,13	-0,41	-0,13	0,50	-0,23	0,09	0,48	0,24	-0,06	0,54	0,000	0,169	0,000	0,000
Thoracosphaera.sp	0,02	0,00	0,08	0,26	-0,03	-0,11	-0,03	-0,06	-0,09	-0,22	-0,04	-0,10	-0,20	-0,18	0,20	-0,32	-0,22	-0,23	0,08	0,03	-0,16	0,000	0,567	0,527
Zy.bijugatus	-0,17	0,03	0,11	0,11	-0,20	0,30	0,66	0,26	0,05	0,10	0,19	-0,52	-0,43	0,44	-0,17	-0,29	0,27	0,14	0,02	0,71	0,48	0,07	0,000	0,000
miscellaneous	-0,30	0,15	-0,21	-0,30	-0,04	0,24	0,46	0,27	0,04	0,11	0,04	-0,42	-0,30	0,50	0,03	-0,04	0,49	0,26	0,12	0,41	0,57	-0,07	0,46	0,000

Tabella 4.3.2: matrice di correlazione (triangolo basso sinistro) e della probabilità di non correlazione (triangolo alto destro) della matrice log-rapporto centrata dei dati in cui sono stati raggruppati i taxa in base alle evidenze dell'analisi della matrice varianza-covarianza estesa ed a considerazioni tassonomiche.

La probabilità che non ci sia alcuna relazione tra i taxa è $\leq 0,005$ per tutte le coppie evidenziate in giallo acceso nel triangolo superiore, è inferiore a 0,030 per le coppie evidenziate in giallo chiaro. I corrispondenti coefficienti di correlazione (50 coppie con probabilità di nessuna correlazione $\leq 0,005$) sono evidenziati nel triangolo inferiore a sinistra.

In rosa le correlazioni positive. In azzurro le correlazioni negative. Il colore più intenso corrisponde a correlazione più forte.

Nella tabella 4.3.2 sono riportati due tipi di indici: gli indici di correlazione (il triangolo in basso a sinistra rappresenta la matrice di correlazione) e della probabilità di non correlazione (il triangolo in alto a destra rappresenta la matrice della probabilità di non correlazione) dei dati log-rapporto centrati. Considerando le coppie di taxa con probabilità di nessuna relazione $\leq 0,005$ (evidenziate in giallo intenso), aggiungendo poi quelle con probabilità di nessuna relazione $\leq 0,030$ (evidenziate in giallo chiaro), delimito l'intervallo degli indici di correlazione da prendere in considerazione.

Gli indici di correlazione così selezionati hanno valori assoluti maggiori di 0,25 (maggiori di 0,33 per probabilità di non correlazione $\leq 0,005$). Per comodità di lettura, in tabella 4.3.2 sono stati evidenziati gli indici selezionati: le correlazioni dirette sono evidenziate in rosa, le correlazioni inverse in azzurro. Il colore più intenso corrisponde al più ristretto intervallo di probabilità di non correlazione e quindi a correlazioni dirette o inverse più forti.

Dall'osservazione degli indici di correlazione emerge un gruppo A, in cui riunisco le coppie con i più alti indici di correlazione diretta, generalmente $> 0,5$ ed altri taxa correlati con indici un poco inferiori. Il gruppo A mostra media correlazione inversa (con indici quasi sempre $< -0,4$) con il gruppo B. Si individua un ulteriore gruppo, il gruppo C (una unica coppia con c. corr. = 0,34) che mostra correlazione inversa con altri gruppi di taxa (gruppo D e gruppo E).

L'osservazione della matrice di correlazione, consente interpretazioni paleoecologiche in buon accordo con i dati della letteratura (paragrafo 1.1.2) per la gran parte dei taxa abbondanti e continuativamente presenti nel pozzo. Sintetizzo nel seguito l'insieme dei raggruppamenti delle coppie aventi tra loro correlazione significativa, unitamente alle attribuzioni d'affinità paleoecologica.

Gruppo A. - Di acque caldo-temperate, mesotrofico, moderata turbolenza: *C. pelagicus*, *Z. bijugatus*, *Sphenolithus spp.*, *Reticulofenestra spp.* "ovale" (*R. umbilica* gr.). Con minor grado di correlazione si associano *Di. bisectus*, *Di. scrippsae* e *E. formosa*.

Gruppo B. - In mancanza di riferimenti precisi in letteratura, in base alla forte corrispondenza inversa di questo gruppo con i caldo-temperati non specializzati, si suggerisce una affinità per acque fredde e oligo-mesotrofiche: *R. sp. B "circular"*, *R. circus*, *Reticulofenestra sp. < 5 μm*.

Gruppo C. - Di acque con alti nutrienti/turbolente (*well mixed*): *Clausicoccus obrutus* gr., *Cyclicargolithus spp.*. Questo gruppo si anticorrela con i 2 gruppi seguenti.

Gruppo D. - Taxa mal riconoscibili a causa della dissoluzione: singoli cicli dissolti (tondi ed ovali), *Dictyococcites sp.* disciolti

Gruppo E. - Di acque calde oligotrofiche/stratificate/processi chimici prevalenti, alta CO₂ (correlazione inversa rispetto al gruppo C e correlazione diretta con una parte del gruppo A): *Discoaster spp.*

Tutti i taxa con scarsa e discontinua presenza nel pozzo (*Chiasmolithus spp.*, *Cl. subdistichus* gr., *I. recurvus*, *Di. daviesii*, *Thoracosphaera spp.*, Braarudosphaeraceae) non possono essere inseriti in uno dei precedenti gruppi, nè può essere valutata la loro affinità paleoecologica a causa di una distribuzione di frequenza lontana dalla normale e dei bassi valori degli indici di correlazione. Emergono comunque alcune indicazioni che non hanno pretesa di significatività statistica:

- *Di. daviesii* ha correlazione inversa rispetto a *C. obrutus gr.* e *Thoracosphaera spp.*. In grado minore si anticorrela con *Zy. bijugatus*, *C. pelagicus*, *Sph. predistentus gr.* e placoliti con evidente dissoluzione. Si correla (con bassi indici) con *R sp. B "circular"*, *R circus*, *Reticulofenestra sp. < 5 µm* e *Reticulofenestra spp. "ellittica"*. Il complesso delle correlazioni potrebbe indicare preferenza per acque oligo-mesotrofiche stratificate fresche-fredde.

- Le Braarudosphaeraceae mostrano correlazione inversa con *Di. bisectus*, *Di. scrippsae*, ne deduco una preferenza per alti nutrienti (o acque instabili).

- *Chiasmolithus spp.* si correla con *C. obrutus gr.* ed è in anticorrelazione (bassa) con *I. recurvus* e *Reticulofenestra < 5 µm*. Poiché questo genere è noto per la sua affinità con acque fredde, si potrebbe dedurre una preferenza per alti nutrienti.

Un'importante osservazione emerge da questa analisi: la matrice di correlazione è composta da indici mediamente al di sotto di 0,5 in valore assoluto e quindi la struttura di correlazione dell'associazione a nannofossili è bassa, ovvero il sistema è perturbato da una molteplicità di fattori. Questo corrisponde alla difficoltà già incontrata dagli autori nel separare il ruolo della temperatura da quello della concentrazione dei nutrienti nell'evoluzione del nantoplankton calcareo del tardo Paleogene, per la concomitanza di raffreddamento ed eutrofizzazione in risposta all'intensificarsi della circolazione ed al mescolamento delle acque (Boersma et al., 1987) e per il concorrere di questi fattori nella determinazione della profondità della zona fotica e della crescita e distribuzione dei coccolitoforidi (Aubry, 1992a). Ulteriori fattori, spesso trascurati nella letteratura classica, che sembrano aver fortemente ed attivamente influenzato l'evoluzione delle associazioni a nannofossili durante il Paleogene sono l'apporto di materiale in sospensione al largo e la concentrazione della CO₂, ma soprattutto l'insieme dei processi di feedback che regolano il sistema. Nonostante numerosi studi, non è ancora determinata una completa e coerente suddivisione dei taxa per classi di affinità paleoecologica, a causa della complessità dei legami esistenti tra i fattori ambientali che ne regolano la distribuzione biogeografica nel tempo (Agnini et al., 2007 e bibl. citata).

4.3.3 Cluster analysis o analisi dei grappoli.

Dall'esame dei grafici delle variazioni di abbondanza delle varie specie attraverso la successione è possibile individuare alcune tendenze comuni a differenti taxa ma, senza l'applicazione di metodi analitici statistici, è difficile individuare "gruppi naturali" e fattori importanti nella determinazione dell'associazione. Questa interpretazione è tanto più difficile per mezzo del semplice esame visivo, quanto più aumenta il numero delle variabili e dei fattori che dall'esterno ne influenzano l'andamento.

L'analisi dei grappoli o "cluster analysis" ci consente di identificare grappoli naturali tra i campioni in funzione delle specie presenti (figura 4.3.3) oppure grappoli naturali di specie in funzione della loro distribuzione nei campioni (figura 4.3.4).

In questo caso, come negli altri, l'analisi è eseguita sulla matrice dei dati trasformata isometricamente con l'applicazione della "centered log-ratio transformation" (*clr*) secondo quanto proposto da Aitchinson (1981, 1982, 1986) per risolvere il problema della somma chiusa, noto per i dati composizionali (Buccianti & Esposito, 2004).

E' possibile utilizzare differenti metodologie e diverse misure delle distanze tra variabili per la formazione dei grappoli. Tra i diversi metodi disponibili per la generazione dei

dendrogrammi con il software PAST, ho scelto il più conveniente in base ai risultati personali e per il confronto con precedenti studi (Wei & Wise, 1990a; Monechi et al., 2000).

Il dendrogramma prodotto utilizzando il metodo di Ward illustra convenientemente le principali variazioni d'associazione attraverso la colonna stratigrafica (figura 4.3.3).

I campioni esaminati si dividono in due grappoli naturali contrapposti (similarity \cong -180 gradi). Questi due grappoli corrispondono rispettivamente ai campioni dell'Eocene (con l'eccezione del livello 96,59 mcd, prossimo al limite E/O, che mostra affinità col gruppo dei campioni oligocenici) ed a quelli dell'Oligocene confermando che il limite, così come stabilito in base alla LO delle hantkenine, corrisponde ad un'importante evoluzione di tutto il plancton calcareo. L'associazione eocenica è infatti ben distinguibile da quella oligocenica e non è un caso se l'orizzonte a nannoplancton calcareo prossimo al limite è la base di un evento di acme (AB di *C. obrutus*).

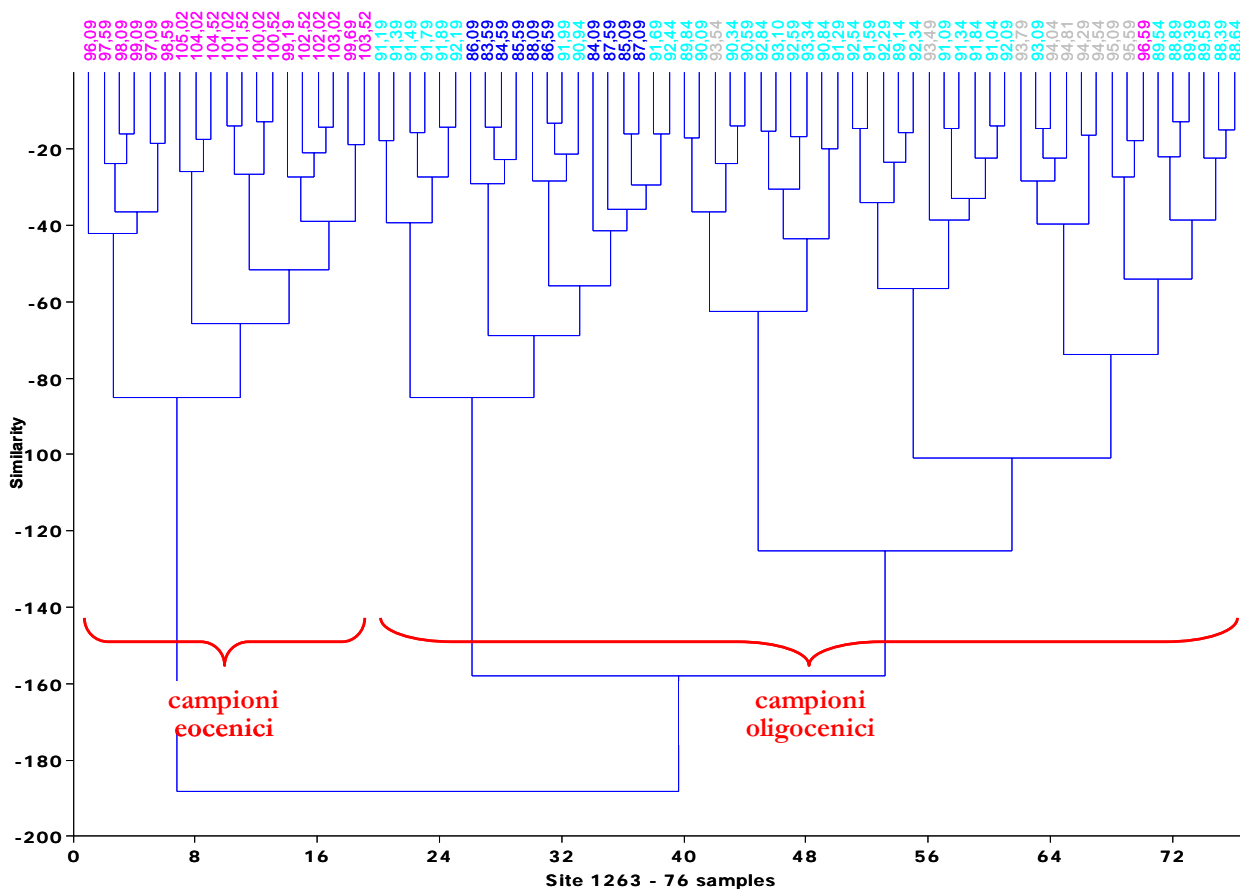


Figura 4.3.3: analisi dei grappoli per i campioni in funzione delle specie presenti. Dendrogramma ottenuto utilizzando il metodo di Ward e misura euclidea di somiglianza. In rosa sono evidenziati i campioni eocenici, in grigio sono evidenziati i campioni oligocenici corrispondenti alla fase di crescita del $\delta^{18}\text{O}$, in turchese i campioni corrispondenti alla fase di elevato $\delta^{18}\text{O}$, in blu i campioni che seguono l'episodio di alto $\delta^{18}\text{O}$.

Ciascuno dei due grappoli si suddivide in sottograppoli di campioni che hanno tra loro maggiore somiglianza. Risulta un maggiore livello di somiglianza tra i sottograppoli eocenici rispetto al livello di somiglianza tra i sottograppoli oligocenici. Inoltre, da un esame dei campioni appartenenti ai grappoli del secondo livello, i gruppi eocenici sono costituiti da campioni contigui mentre i gruppi oligocenici mostrano parecchi "outliers" ed una relazione

non semplice dal punto di vista spazio-temporale. Questo risultato corrisponde ad una maggiore variabilità ed instabilità dell'associazione dopo il limite E/O, che suggerisce una maggiore variabilità ambientale peraltro osservabile sotto forma di oscillazioni quasi-periodiche nell'abbondanza di alcune specie. Con l'inizio dell'Oligocene, infatti, l'associazione diviene più instabile e dinamica: si modifica rapidamente attraverso vari *steps* d'incremento e cicli di "Dominance Reversal" tra le specie più abbondanti.

Per l'analisi dei grappoli delle specie in base alla loro distribuzione nei campioni, ho lavorato con i taxa raggruppati come nel precedente paragrafo. Ho utilizzato un algoritmo con "mean linkage", conosciuto come UPGMA (Unweighted Pair-Group Moving Average) e misura della correlazione tra le specie in base al coefficiente di Pearson "*r*". I gruppi sono formati basandosi sulla distanza media tra tutti i membri dei due gruppi.

La matrice delle percentuali è stata prima trasformata secondo la *clr* e poi trasposta, per lavorare in R-mode.

Il dendrogramma ottenuto (figura 4.3.4) ha permesso di individuare dei

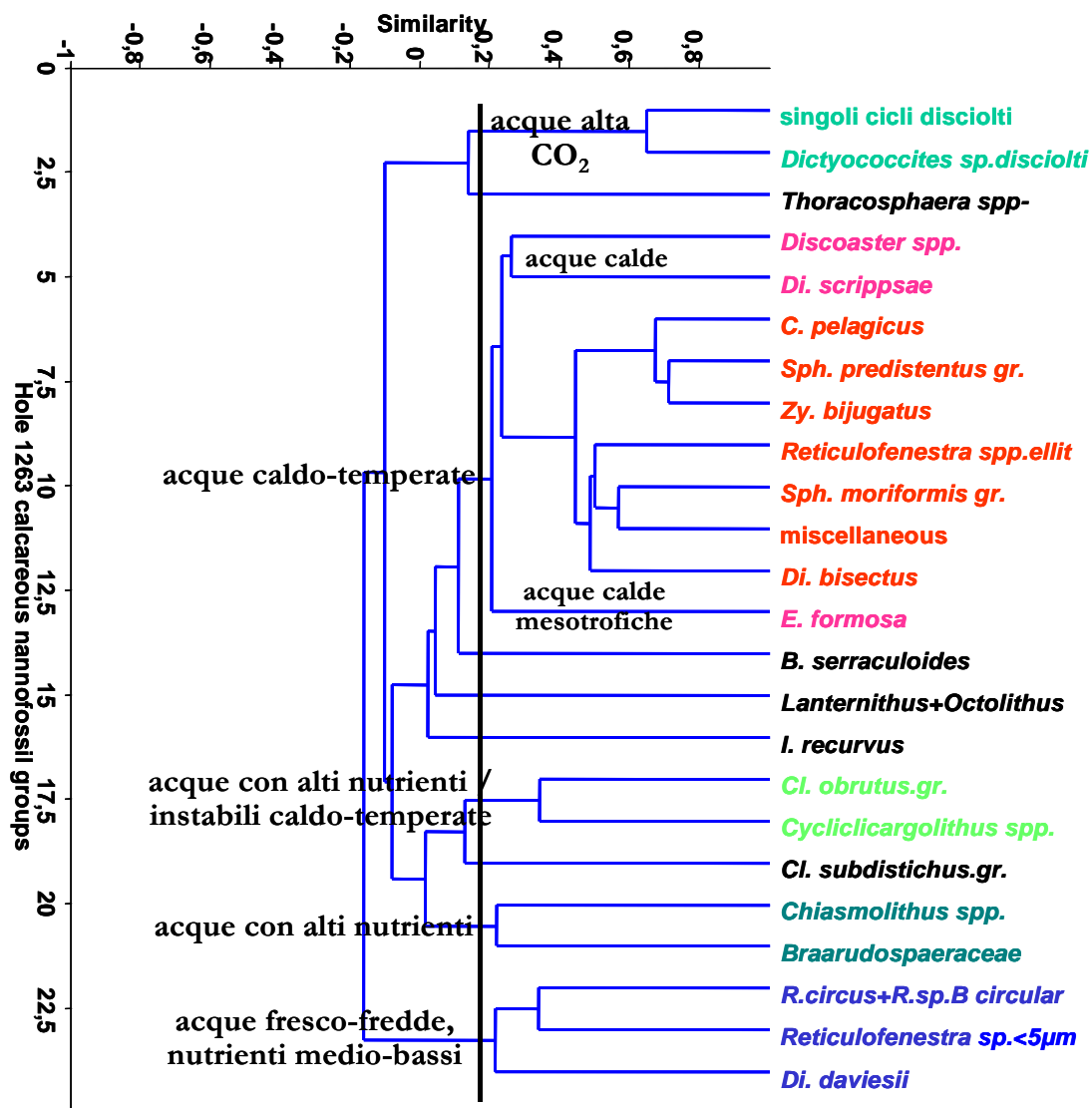


Figura 4.3.4 - Analisi dei grappoli per taxa raggruppati dal Pozzo ODP 1263. Il dendrogramma utilizza l'algoritmo UPGMA e la matrice delle distanze è calcolata sulla base della correlazione tra le specie, utilizzando il coefficiente di Pearson "*r*".

Sono state utilizzate le analisi percentuali dei 76 campioni raggruppate per taxa covarianti. La matrice dei dati percentuali è stata trasformata secondo la *clr*.

raggruppamenti la cui interpretazione parte dai dati della letteratura, ma tiene anche conto di quanto osservato in questo studio.

Dalla combinazione di queste analisi con quanto noto da precedenti analisi dei *cluster* (Wei & Wise, 1990a; Wei et al., 1992; Monechi et al., 2000; Persico & Villa, 2004 e riferimenti in paragrafo 1.1.2) anche in questo caso è possibile attribuire un'affinità paleoecologica a quattro principali gruppi di taxa.

Taxa di acque caldo-temperate con diversi gradi di concentrazione della CO₂/temperatura/ stratificazione/ nutrienti: sono di acque caldo-temperate mesotrofiche *Z. bijugatus*, la linea filetica di *Sph. predistentus* e *C. pelagicus* con il maggior grado di affinità; poi il gruppo *Sph. moriformis* gr., *Reticulofenestra* spp.(ellittica) *Di. bisectus*¹³; di acque calde *Discoaster* spp., *Di. scrippsae*; con affinità minore, e preferenza caldo-mesotrofica *E.formosa*.

Sono taxa di acque con alti nutrienti/instabili temperate: *Cyclicargolithus* spp., *Cl. obrutus* gr., e con minor similitudine *Cl. subdistichus* gr.. Sono taxa di acque con alti nutrienti/instabili: *Chiasmolithus* spp., Braarudosphaeraceae.

Sono taxa di acque fresche/fredde e oligo-mesotrofiche: *R. circus.*, *R. sp. B "circular"*, *Reticulofenestra* spp. <5µm e *Di. daviesii*.

Un quarto gruppo è costituito dai nannofossili con evidenti segni di dissoluzione, anche se non strettamente correlati da punto di vista tassonomico.

L'analisi dei *cluster* ha consentito di individuare uno schema sintetico e coerente con i risultati dei vari autori, delle affinità esistenti tra i principali taxa. Quest'analisi, tuttavia, tenendo conto soltanto delle più forti relazioni tra coppie di taxa, lascia emergere un problema di eccessiva semplificazione e perdita d'informazione rispetto alla matrice varianza-covarianza.

4.3.4 Analisi delle componenti principali (PCA, Principal Component Analysis).

Attraverso l'analisi delle componenti principali (PCA) è possibile ricercare le ipotetiche variabili (le componenti principali) che spiegano la maggior parte della varianza contenuta nell'insieme di dati analizzato (Davis, 1986). Le nuove variabili, che sono una combinazione lineare di quelle originarie (specie o campioni), consentono di realizzare un'economia descrittiva, riducendo il numero di variabili necessarie per descrivere una certa popolazione, seppure con una perdita di informazioni.

Con l'ausilio di prospetti grafici, la PCA ci indirizza nella verifica dell'ipotesi che le più importanti componenti del nostro set di dati, siano correlate con altre variabili sottostanti (nella nostra associazione, possono essere fattori fisici o chimici, come la temperatura o i nutrienti).

Nel caso del Pozzo 1263, lavorando nello spazio dei campioni (Q-mode) sulla matrice dei dati completa, osserviamo che le prime tre componenti spiegano appena il 27% della varianza e che dunque non è possibile attribuire la variabilità dei campioni a pochi fattori come turnover evolutivo, diagenesi, temperatura, insolazione e nutrienti (figura 4.3.5).

Il risultato della PCA sulla matrice completa, ci mostra la scarsa probabilità di spiegare tutte le variazioni delle associazioni a nannofossili registrate nella successione stratigrafica mediante pochi parametri semplici, come temperatura ed abbondanza dei nutrienti nelle acque

¹³ I sei taxa coincidono con quelli aventi distribuzione puramente normale, che sono infatti quelli più stabili nel tempo, con varianza più bassa.

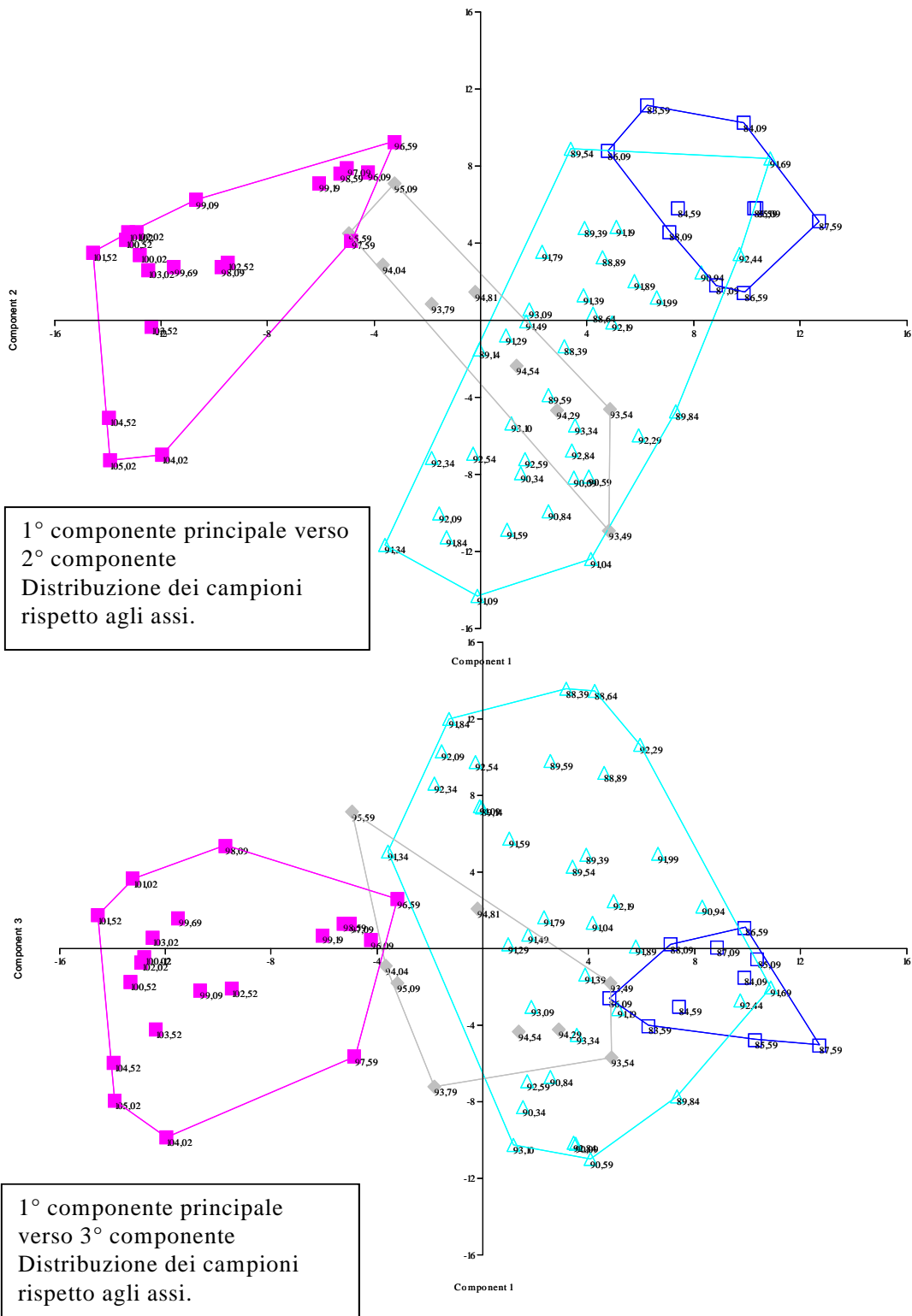


Figura 4.3.6: Distribuzione dei campioni rispetto agli assi delle prime componenti principali. Sono evidenziati mediante poligoni colorati, i campi di appartenenza di gruppi di campioni consecutivi, rispetto agli assi principali.

quadrato pieno rosa: Eocene da 105 a 96,09 mcd

diamante pieno grigio: base Oligocene da 95,59 a 93,49 mcd

triangolo vuoto turchese: Oi-1 da 93,34 a 88,39 mcd

quadrato vuoto blu: Oligocene post Oi-1 da 88,09 a 83,59.

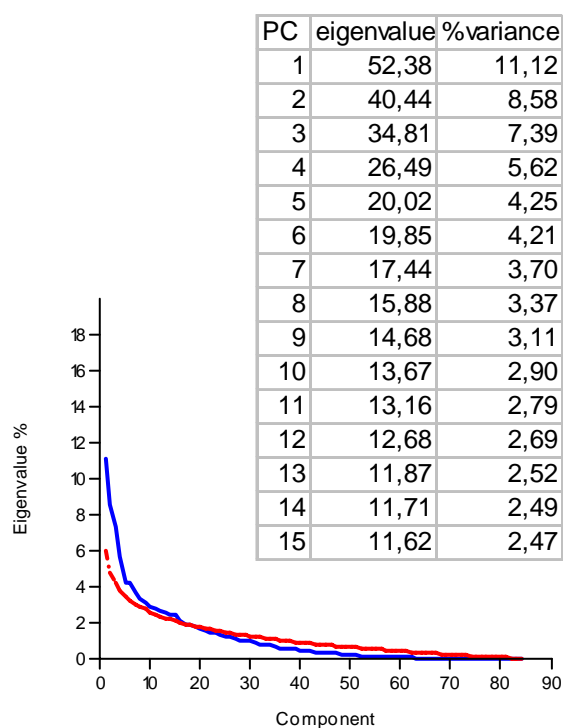


Figura 4.3.5: Scree plot e tabella degli autovalori delle prime 15 componenti della PCA sulla matrice log-centrata delle abbondanze nei campioni. Si nota l'alto numero di fattori non trascurabili.

cambiamento dell'associazione, che al termine di questa fase, durante l'evento Oi-1 (Miller et al., 1991; Zachos et al., 1992) (poligono turchese in figura 4.3.6) è assai differenziata dalla associazione eocenica precedente l'inizio della crescita del $\delta^{18}\text{O}$ (poligono rosa in figura 4.3.6) e che diviene ancora più marcato dopo il termine di Oi-1 (poligono blu in figura 4.3.6).

Passiamo poi all'analisi PCA in R-mode, sulla matrice di varianza-covarianza, come per l'analisi dei cluster delle specie. Mediante la PCA viene analizzato il comportamento dei 24 gruppi di taxa, identificati in precedenza. Possiamo rappresentare le relazioni tra i taxa sulle tre dimensioni delle prime componenti principali (figura 4.3.8). Il risultato, simile a quello mostrato dalla *cluster analysis*, ma in differente forma grafica e con una dimensione in più, ci aiuta a meglio comprendere quali sono le distanze e quindi le relazioni tra i taxa.

Benchè il raggruppamento dei taxa possa apparire una potenziale perdita di dettaglio, il vantaggio è evidente rispetto a quello dell'analisi in Q-mode, nel quale non lo si è utilizzato. In questo caso, infatti, le prime tre componenti spiegano il 67 % della varianza (figura 4.3.7, confronta con figura 4.3.5). Questo consente nel seguito, un'interpretazione dei fattori ambientali che controllano l'associazione (figura 4.3.8), coerente con le deduzioni fatte nell'analisi della matrice varianza-covarianza e con i dati della letteratura. E' bene tuttavia ricordare, che le altre componenti, come la quarta e la quinta, non sembrano trascurabili e potrebbero spiegare alcune singolarità come la correlazione (debole) tra *Reticulofenestra spp.* "ellittica" e *Di. daviesii* che è evidenziata nella matrice delle correlazioni, ma non nell'analisi

superficiali oceaniche. Osservando le specie che hanno i punteggi più estremi sugli assi principali, troviamo che il contributo di molte specie scarsamente abbondanti è alto, e che dunque l'associazione si modifica con forte interazione tra i singoli taxa. Questa osservazione rafforza la necessità di lavorare con gruppi di specie (riducendo la massima variabilità riportata nei dati), per il successivo studio paleoecologico dei taxa in R-mode.

Tuttavia, in parallelo con le variazioni dalla curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$ e con il risultato della *cluster analysis* per i campioni, il raggrupparsi dei campioni (poligoni colorati in figura 4.3.6) evidenzia la presenza di differenti associazioni a nannofossili nella successione. Una importante modificazione dell'associazione avviene durante la fase di crescita del $\delta^{18}\text{O}$ (tra 95,05 e 93,49 mcd, poligono grigio in figura 4.3.6). Si tratta di un rapido

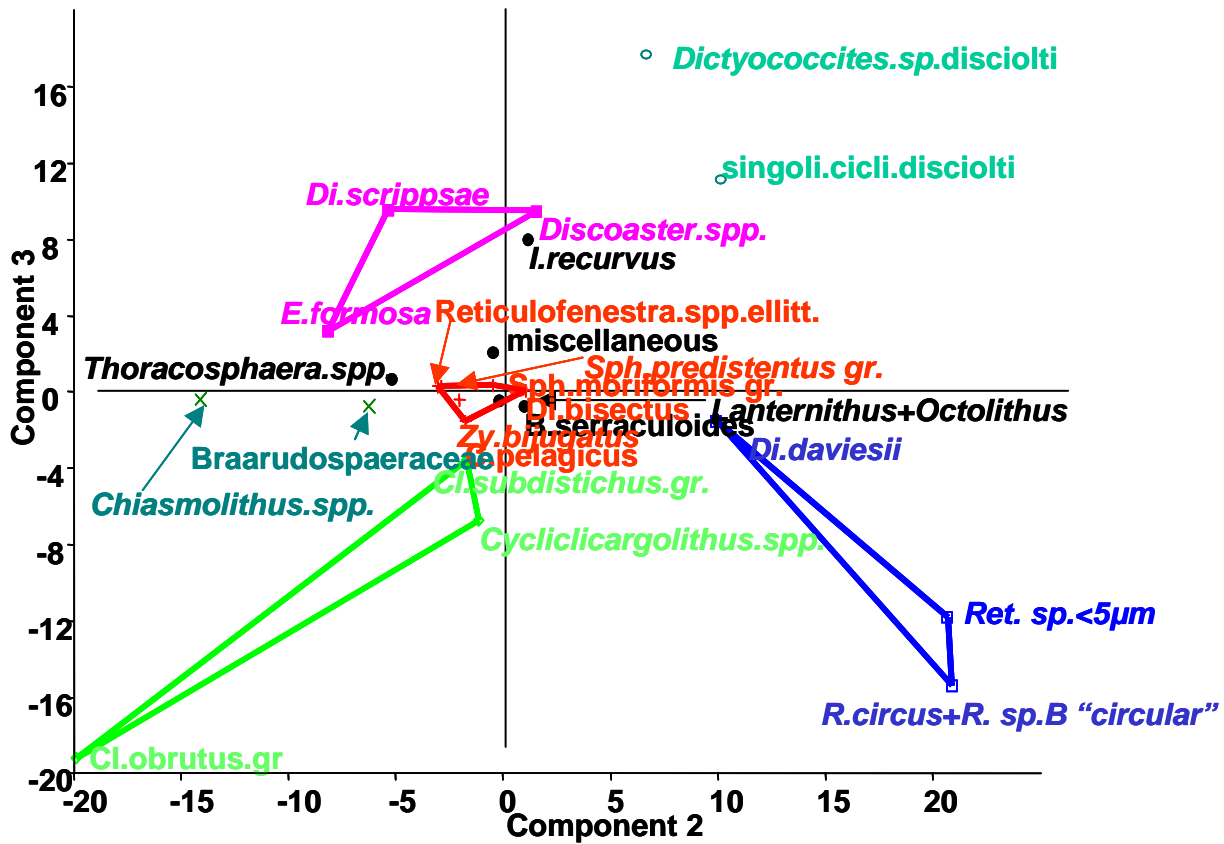
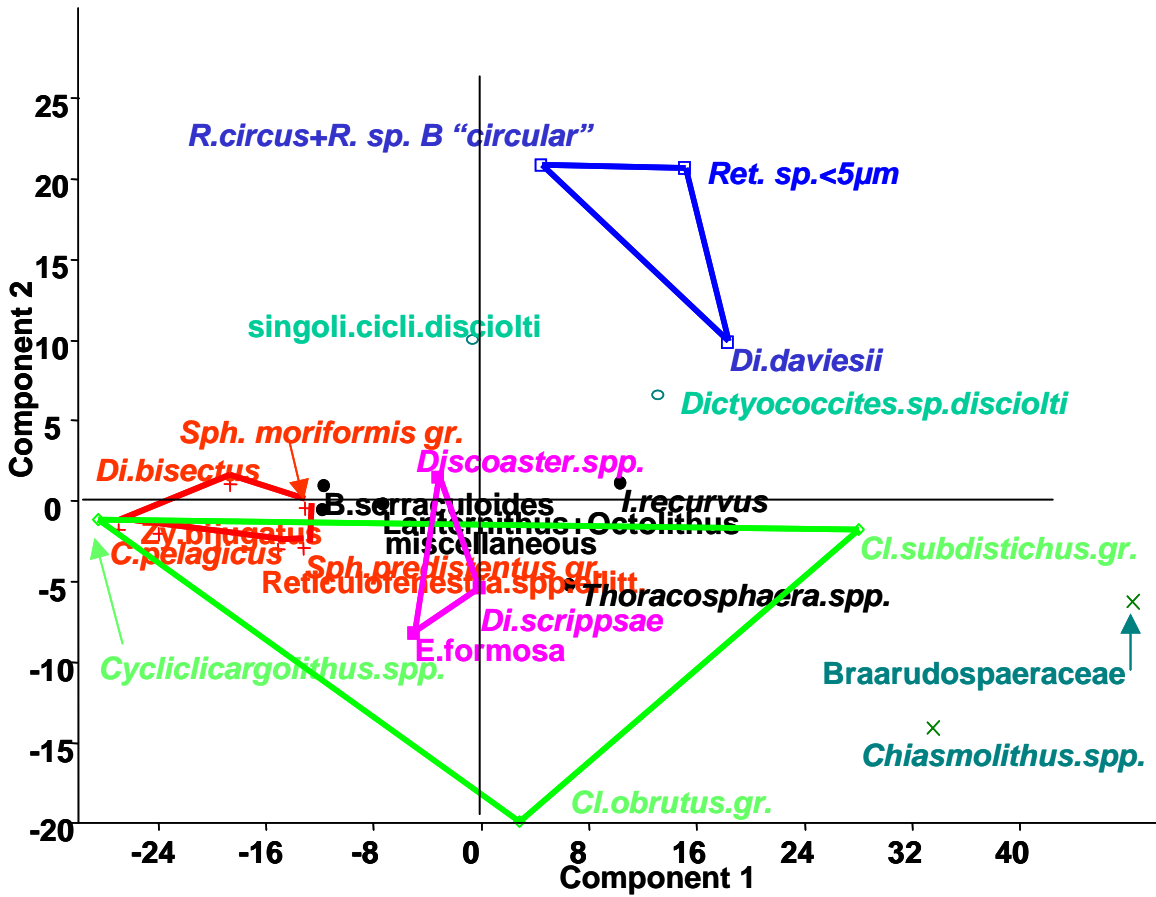


Figura 4.3.8: analisi delle componenti principali sulla matrice varianza-covarianza dei dati percentuali raggruppati per taxa selezionati per il Pozzo 1263. La matrice delle abbondanze percentuali è stata trasformata *clr* e poi trasposta per l'analisi R-mode.

delle prime tre componenti principali o nella *cluster analysis*.

Costituiscono un gruppo ben differenziato rispetto alle prime 3 componenti *Di. daviesii*, *R. circus*, *R. sp. B "circular"* e *Reticulofenestra sp.* <5µm (colore blu nelle figure 4.3.4 e 4.3.8); un sottogruppo che si associa a questi rispetto alla seconda componente, ma è opposto rispetto alla terza componente è costituito dai singoli cicli disciolti e *Dictyococcites sp.* disciolti (colore azzurro acqua nelle figure 4.3.4 e 4.3.8).

Cyclicargolithus. spp., *Clausiococcus obrutus gr.*, *Cl. subdistichus gr.*, costituiscono un gruppo rispetto alla seconda e terza componente ma non rispetto alla prima (colore verde chiaro nelle figure 4.3.4 e 4.3.8).

Discoaster spp., *E. formosa*, *Di. scrippsae* (colore rosa nelle figure 4.3.4 e 4.3.8), costituiscono un gruppo distinto dagli altri taxa rispetto alla prima ed alla terza PC, mentre rispetto alla seconda PC *Discoaster spp.* si associa con i singoli cicli e *Dictyococcites* disciolti.

C.pelagicus, *Z.bijugatus*, *Di. bisectus*, *Sph predistentus gr.*, *Sph moriformis gr.*, *Reticulofenestra sp.* "ellittica" (colore rosso arancio nelle figure 4.3.4 e 4.3.8) costituiscono un gruppo distinto dalle altre specie rispetto alla prime tre PC e molto vicino allo zero della seconda e terza componente.

Da un esame delle coordinate dei singoli taxa ("PCA loadings") nell'Analisi delle Componenti Principali e da quanto noto dalla letteratura è possibile formulare delle ipotesi a proposito dei fattori principali che influenzano la distribuzione.

La determinazione della posizione di due variabili scarsamente significative dal punto di vista percentuale e tassonomico come i "singoli cicli disciolti" e *Dictyococcites sp.* disciolti (si tratta di individui poco definiti, poco calcificati o mal conservati e con abbondanza media al di sotto di 1%), le loro coordinate rispetto alla seconda e terza componente principale, suggeriscono in questo caso di considerare il fattore che controlla la dissoluzione (la concentrazione della CO₂) come fattore importante nella variabilità dell'associazione a nannofossili e di associarlo al significato paleoecologico delle componenti stesse.

La prima componente principale sembra essere associata alla distribuzione ed abbondanza media dei taxa. Questo è dovuto al fatto che le variabili sono misurate su scale

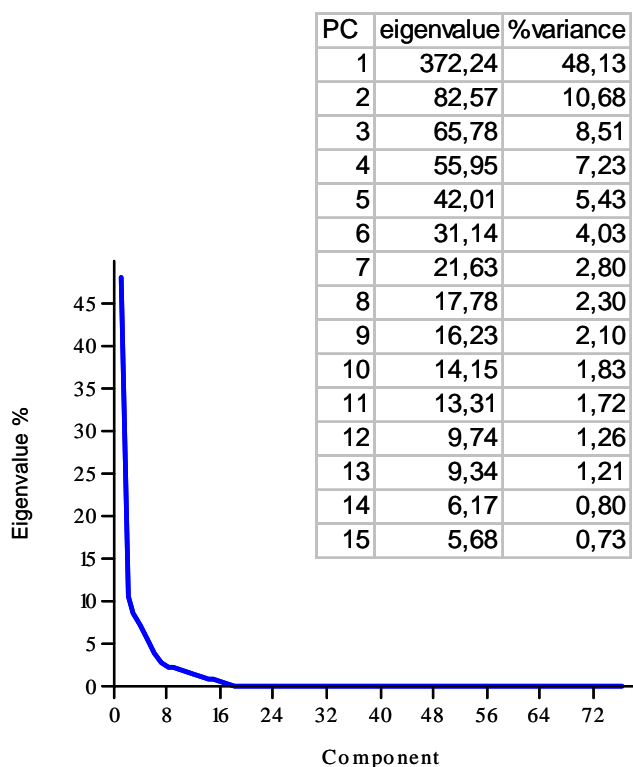


Figura 4.3.7: Scree plot della PCA e tabella degli autovalori delle prime 15 componenti sulla matrice log-rapporto centrata delle abbondanze nei campioni dei gruppi di taxa precedentemente stabiliti selezionati. I fattori determinanti sono in questo caso in numero limitato.

diverse, ovvero alcuni taxa sono molto più abbondanti di altri ¹⁴. La seconda componente principale appare indicativa del trofismo e della quantità di precipitazioni (legata ai cicli umido-secco). La terza componente principale sembra associata alla stratificazione delle acque ed alla dissoluzione del carbonato, quindi legata almeno in parte alla concentrazione della CO₂ nelle acque superficiali. L'influenza della temperatura non appare determinante in questo set di dati ed è parzialmente connessa con la dissoluzione del carbonato: essa sembra trasversale rispetto alla seconda ed alla terza componente principale e la sua interpretazione è largamente basata su quanto noto dalla letteratura.

I taxa che all'interno dell'intervallo esaminato attraversano periodi di relativa abbondanza e di grande scarsità e che nella distribuzione di frequenza (figura 4.3.2) mostrano una seconda popolazione corrispondente ai campioni con abbondanza zero, occupano posizioni estreme rispetto alla seconda ed alla terza componente principale (l'abbondanza e la varianza dei vari taxa influiscono quindi sul valore assoluto dei vettori che li rappresentano sui piani principali).

In definitiva la PCA consente di identificare cinque gruppi di taxa:

acque fresche fredde oligo-mesotrofiche: *R. circus*, *R. sp. B "circular"*, *Reticulofenestra sp.<5 μm* e *Di. daviesii*;

acque calde relativamente acide e oligotrofiche: *Discoaster spp.*, specie mal conservate, cicli sciolti, *Dictyococcites* poco calcificati o disciolti;

acque eutrofiche e/o turbolente, bassa p CO₂: *Cl. obrutus gr.*, *Cyclicargolithus spp.*, *Cl. subdistichus gr.*

acque calde mesotrofiche: *E. formosa*, *Di. scrippsae*.

acque temperate mesotrofiche: *C. pelagicus*, *Z. bijugatus*, *Sph. predistentus gr.*, *Sph. moriformis gr.*, *B. serraculoides*, *Di. bisectus*, *L. minutus* + *Octolithus spp.*, *Reticulofenestra spp.* "ellittica".

4.3.5 Sintesi delle analisi statiche e della loro interpretazione.

Lavorando nello spazio dei campioni (Q-mode), le analisi statistiche del nostro set di dati, mostrano che la maggiore riorganizzazione dell'associazione a nannofossili avviene al passaggio Eocene/Oligocene, con una importante variazione che inizia intorno al livello 96 mcd della composita del pozzo, in coincidenza del limite. La riorganizzazione dell'associazione nel suo insieme intorno al limite E/O, avviene tuttavia nello spazio di alcuni metri e modifica i rapporti di dominanza tra i vari taxa senza che ci sia una forte risposta in termini di *turnover* evolutivo per tutta la durata dell'evento Oi-1.

L'analisi delle correlazioni esistenti all'interno del set di dati mostra una struttura di correlazione perturbata da molti fattori, con indici medio-bassi.

L'interpretazione paleoecologica delle affinità esistenti tra le coppie dei maggiori gruppi di taxa, è resa difficile dalla complicata risposta del nannoplancton alle mutevoli variazioni ambientali associate con la transizione E/O. Tuttavia le analisi statistiche, oggettive e libere dal problema della somma chiusa dei dati compositazionali consentono una coerente

¹⁴ Operando sulla matrice di correlazione, anziché su quella di varianza-covarianza, quest'effetto dovrebbe essere corretto dal fatto che tutte le variabili sono rapportate ad avere varianza unitaria. In realtà eseguendo la PCA con PAST si ottengono risultati analoghi sia che si lavori con la matrice varianza-covarianza, che con quella di correlazione.

interpretazione paleoecologica, consistente con la maggior parte dei risultati della letteratura, che getta nuova luce sulle preferenze di taxa poco conosciuti da questo punto di vista.

Il genere dei *Dictyococcites*, ad esempio, mostra complessivamente affinità per acque oligo-mesotrofiche temperate, ma mostra anche diversi gradi di adattamento dalla specie relativamente più fredda/oligotrofica (*Di. daviesii*) alla specie relativamente più calda/mesotrofica (*Di. scrippsae*).

Per concludere, riassumiamo con uno schema (tabella 4.3.3), l'interpretazione paleoecologica e climatica delle affinità mostrate dai principali gruppi di nannofossili calcarei studiati.

Taxon	Affinità paleoecologica dai risultati di questo studio: Pozzo ODP 1263
<i>Braarudosphaeraeae</i>	clima caldo umido / acque iposaline, alti nutrienti
<i>B. serraculoides</i>	clima temperato
<i>Chiasmolithus spp.</i>	clima fresco umido / alti nutrienti
<i>Cl. obrutus gr.</i>	clima caldo temperato turbolento / alti nutrienti
<i>Discoaster spp.</i>	clima caldo secco/ oligotrofico/ alta p CO ₂
<i>C. pelagicus</i>	clima temperato caldo / mesotrofico
<i>E. formosa</i>	clima caldo umido / mesotrofico
<i>Lanternithus + Octolithus</i>	clima fresco / oligo-mesotrofico
<i>Cyclicicargolithus spp.</i>	clima caldo temperato turbolento / alti nutrienti / r-selezionato
<i>R. circus + R. sp. B "circular"</i>	clima fresco-freddo / oligo-mesotrofico
<i>Reticulofenestra <5µm</i>	clima fresco-freddo / oligo-mesotrofico
<i>Reticulofenestra spp. ellitt.</i>	clima temperato
<i>singoli cicli disciolti</i>	alta dissoluzione/ alta p CO ₂
<i>Di. daviesii</i>	clima freddo – secco / oligo-mesotrofico
<i>Di. bisectus</i>	clima fresco temperato - secco
<i>Di. scrippsae</i>	clima caldo-temperato / mesotrofico
<i>Dictyococcites spp. disciolti</i>	alta dissoluzione/ alta p CO ₂
<i>Sph. predistentus gr.</i>	clima caldo / mesotrofico
<i>Sph. moriformis gr.</i>	clima caldo / mesotrofico
<i>Zy. bijugatus</i>	clima caldo temperato / oligo-mesotrofico

Tabella 4.3.3: riepilogo delle interpretazioni paleoecologiche e delle affinità climatiche identificate in base ai dati della letteratura ed alle affinità mostrate da alcuni taxa selezionati in questo studio.

4.4 Studio dell'evoluzione paleoambientale.

4.4.1 Indici di diversità.

Lo studio delle variazioni degli indici di diversità attraverso la successione stratigrafica è molto importante per l'interpretazione paleoecologica, per la capacità di questi indici di sintetizzare la struttura dell'associazione rispetto ai rapporti di forza intraspecifici.

In natura la grande diversità è spesso correlata inversamente con l'alta produttività; inoltre, è stato spesso osservato che un aumento della produttività, legato ad esempio all'aggiunta di nutrienti, porta ad una diminuzione della ricchezza (R), perchè le specie più produttive sarebbero in grado di svilupparsi molto di più di quelle meno produttive.

Nella figura 4.4.1 sono state evidenziate in forma di grafico la variazione della diversità semplice o ricchezza (R) corrispondente al numero di specie per campione, dell'indice di Shannon (H) e di dominanza (D). L'evento Oi-1 (rettangolo celeste in figura) è stratigraficamente ben inquadrato nell'intervallo delimitato dalla base dell'acme dei *Clausiacoccus* (linea blu), che coincide con l'inizio della crescita del $\delta^{18}\text{O}$ (vedi figura 4.4.4), e dalla LO di *E. formosa* (linea rossa); si colloca cioè all'interno della Zona CP16b.

I principali indici di diversità, osservati nel contesto dell'intero intervallo studiato ed in parallelo con le variazioni di abbondanza dei taxa indicativi per alti livelli di nutrienti e del $\delta^{13}\text{C}$ nei foraminiferi planctonici di superficie, mostrano una prima fase a relativa stabilità sino a 101,52 mcd (banda gialla in figura 4.4.1). Inizia da qui un più deciso incremento della dominanza e diminuzione dell'indice di Shannon sino a 94,29-93,49. L'interpretazione dell'insieme di questi segnali, suggerisce un ambiente con acque relativamente stratificate e calde sino a 101,52 mcd in cui l'unica tendenza ben definita è quella dell'incremento di nutrienti.

I tre grafici indicano una diminuzione della diversità, dell'indice di Shannon ed un aumento della dominanza durante la transizione E/O. Benchè gli indici H e D mostrino ampie oscillazioni anche dopo la transizione, l'Oligocene si caratterizza qui rispetto all'Eocene con una diminuzione della diversità (R). Come nella sezione del Monte Cagnero (figura 3.2.1); e nei pozzi ODP 707-711 (Okada, 1990; Wei et al., 1992) dell'Oceano Indiano, l'indice di Shannon mostra una tendenza verso valori inferiori, che nel pozzo inizia a 98,5 mcd e precede di poco il limite E/O (linea verde tratteggiata: circa 96,25 mcd, E. Thomas pers.com.). In particolare si osserva che l'intervallo associato alla maggiore oscillazione isotopica Oi-1 ed al suo "onset" è caratterizzato da alta dominanza e basso indice di Shannon rispetto al periodo che precede la fine dell'Eocene, ma l'evento Oi-1 può essere suddiviso in due fasi: durante la prima fase di Oi-1 la dominanza è minore e l'indice di Shannon maggiore rispetto a quanto si osserva nella seconda fase.

Il maggiore incremento della dominanza avviene all'interno di Oi-1, in seguito alla diminuzione della diversità e dopo una fase di maggiore variabilità degli indici. Oi-1 è essenzialmente un evento a carattere oligotipico. Questo ci suggerisce che nell'intervallo ad alta dominanza, coincidente con la fase terminale di Oi-1, abbiano maggiore sviluppo le specie opportuniste (MacArthur & Wilson, 1967) che traggono vantaggio da una maggiore disponibilità di nutrienti in seguito al *forcing* del processo biotico di competizione all'interno d'intervalli oligotipici (Thierstein et al., 2004).

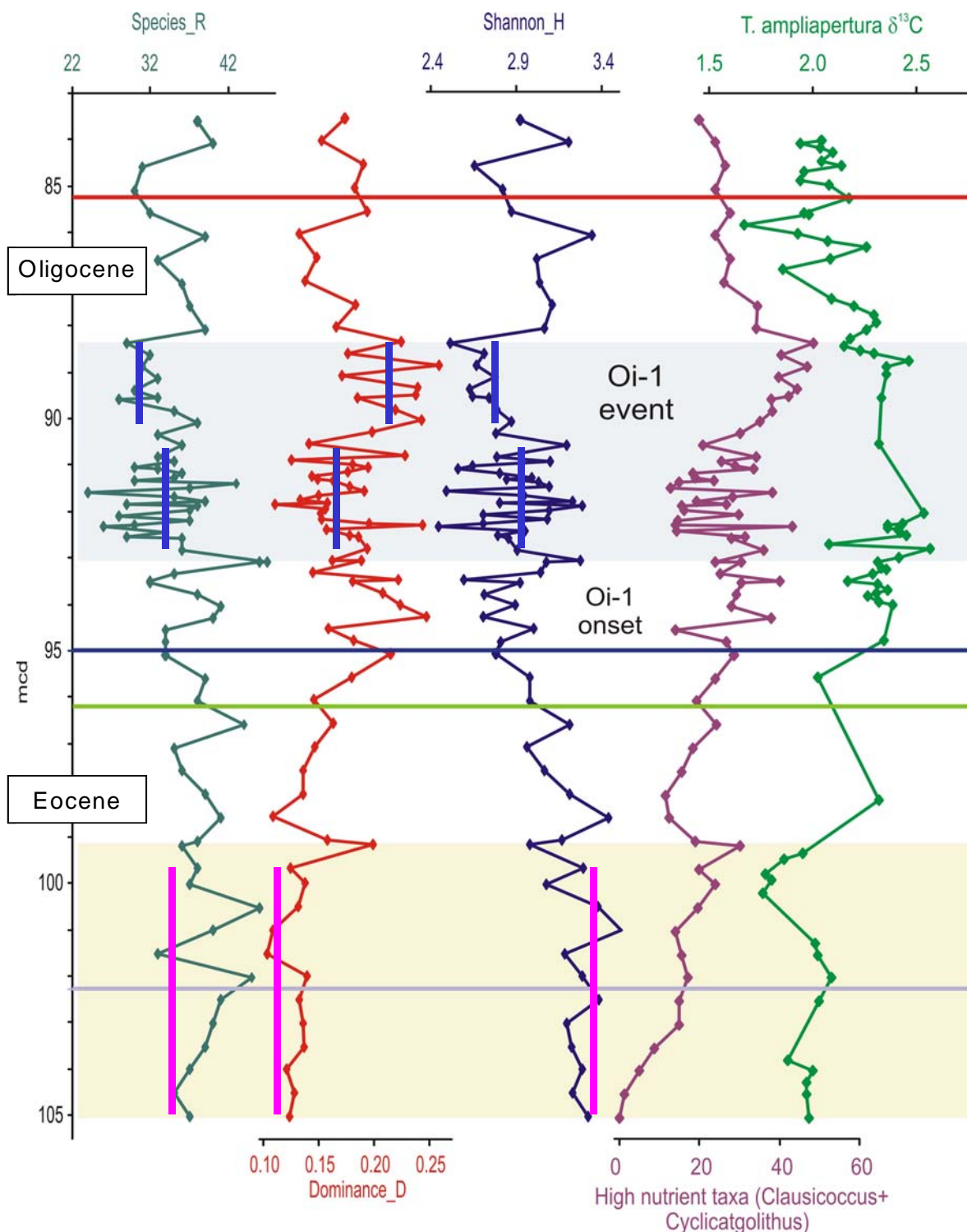


Figura 4.4.1 – Pozzo ODP 1263. Confronto tra le variazioni dei principali indici di diversità, le variazioni di abbondanza dei taxa che preferiscono acque ricche di nutrienti e le variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ nei foraminiferi planctonici di acque superficiali (*Turborotalia ampliapertura*, V. Peck in Tori et al., 2008 abstract).

La banda gialla indica una prima fase in cui gli indici di diversità si mantengono stabili. La banda celeste indica la fase di massimo $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 event). La linea verde indica il limite E/O stabilito da LO di *Hantkenina* spp. (E. Thomas pers.com.). La linea color lilla indica LO di *D. saipanensis*. La linea blu indica AB di *C. obrutus*. La linea rossa indica LO di *E. formosa*.

Durante l'intervallo 99-95 mcd, intorno al limite E/O, si ha il maggiore e definitivo cambiamento nel livello medio degli indici e quindi nelle associazioni a nanfossili.

Le variazioni di abbondanza dei *Cyclicargolithus* seguono solo in parte le variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ planctonico e questo genere esprime poi la sua dominanza durante la fase terminale di Oi-1, quando il numero dei taxa è stato ridotto, mostrando quindi un adattamento opportunista (figura 4.4.3).

4.4.2 Affinità paleoecologiche e importanti variazioni nelle associazioni a nannofossili calcarei durante la transizione E/O.

La parte basale della successione, sino a 99,19 mcd è caratterizzata dal declino dei *Discoaster*, con l'estinzione di due delle principali specie eoceniche, una drastica riduzione di *R. umbilica*, il trend negativo di *E. formosa* e *C. pelagicus*, e da un ciclo, con incremento e successiva diminuzione di *I. recurvus* e degli olococcoliti *L. minutus* e *Z. bijugatus* che all'acme raggiungono il 28% dell'intera associazione (figura 4.4.2). Deciso ed importante è l'incremento di *Cyclicargolithus* (figura 4.4.3) e di *Di. bisectus*, mentre anche *Di. daviesii* è in aumento. Gli indici di diversità in questa fase oscillano senza mostrare un *trend* definito. Le complessive variazioni di abbondanza dei nannofossili indicano una brusca diminuzione di temperatura e relativo aumento dei nutrienti che è già in atto alla base di questo intervallo.

Le analisi a media risoluzione relative al rapporto Mg/Ca ed ai rapporti isotopici su foraminiferi planctonici caratteristici di differenti profondità nella colonna d'acqua (figura 4.4.5) disponibili grazie alla collaborazione con V. Peck (Tori et al., 2008 abstract), hanno consentito un confronto tra *proxies*. Il rapporto Mg/Ca è un indicatore della paleotemperatura, mentre la differenza tra i rapporti isotopici misurati a differenti profondità indica variazioni relative nella omogeneità delle acque superficiali. Questi dati suggeriscono una transizione da acque superficiali stratificate ad acque ben mescolate durante quest'intervallo.

Il livello 99,19 mcd è un particolare livello di colore relativamente più scuro in cui si nota un minimo del carbonato, alta dominanza e basso indice di Shannon. In prossimità di questo livello sono state osservate la variazione litologica dalla unità IB alla unità IA associata ad importanti variazioni di parametri fisici come la riflettanza (Zachos et al., 2004).

L'associazione a nannofossili calcarei eocenica sta collassando. La riorganizzazione delle associazioni intorno a questo livello è evidenziata nell'analisi dei cluster dei campioni (figura 4.3.2).

I nostri dati suggeriscono un massimo relativo di eutrofizzazione e temperature in diminuzione al livello 99,19 mcd. Si ha un massimo di *B. serraculoides*, *Cyclicargolithus* spp. (*Cyclicargolithus* sp.1 "tondo" particolarmente), e *Di. bisectus*, mentre l'abbondanza di specie temperate *C. pelagicus*, *Z. bijugatus* e *Di. scrippsae* diminuisce od è al minimo (figura 4.4.2). Come in altri orizzonti che costituiscono soglie di passaggio tra diverse tendenze climatiche, il livello 99,19 mostra un'associazione con insolite contemporanee abbondanze di taxa ad opposta affinità. Siamo al centro di un periodo freddo che dura circa 200.000 anni: la specie ad affinità fredda *Di. daviesii*, per quanto mai abbondante in questo pozzo, supera il 3% nel campione 98,59 mcd.

Dal livello 98,59 mcd in poi, inizia una fase di ritorno a condizioni caldo-temperate che dura sino a 94,54 mcd, ma che attraversa un ulteriore gradino a 96,09 mcd dove la associazione eocenica maggiormente diversificata cede all'associazione oligocenica. Nei successivi campioni, continua la crescita dimensionale nella famiglia delle Noelaerhabdaceae

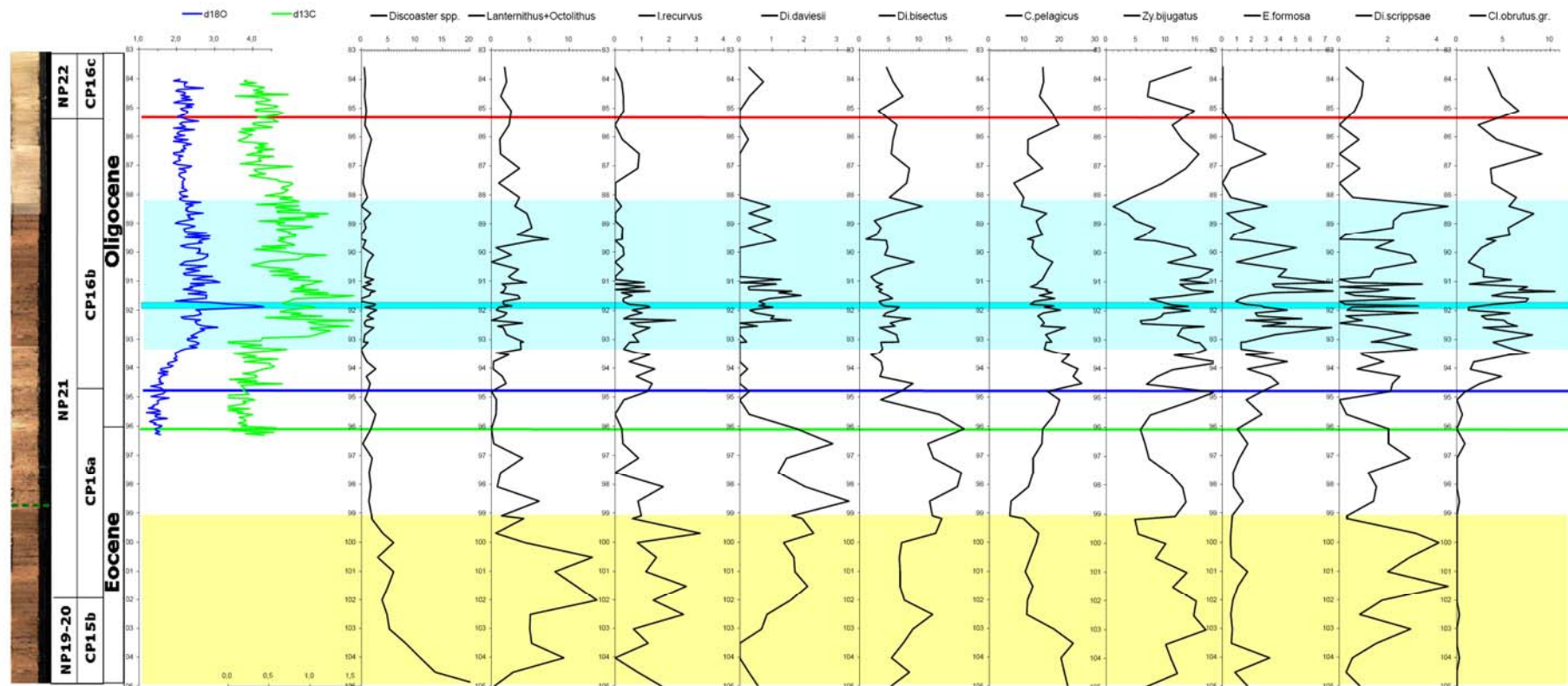


Figura 4.4.2: distribuzione percentuale di alcuni taxa selezionati a confronto con le variazioni dei rapporti degli isotopi stabili nei bentonici (*Oridorsalis umbonatus*) (Riesselmann et al., 2007). A sinistra immagine composta del relativo intervallo e biozonazione secondo Martini (1971) e Okada & Bukry (1980).

La banda gialla indica la fase corrispondente alla parte terminale della sub unità litologica IB (figura 4.1.3), in cui le specie oligotrofiche (*Discoaster*) diminuiscono e si affermano specie mesotrofiche. La banda celeste indica la fase di massimo $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 event); in azzurro intenso è evidenziato il massimo picco di $\delta^{18}\text{O}$ che appare come un carattere centrale dell'evento Oi-1 essendo preceduto e seguito da coppie di incrementi percentuali di vari taxa. La linea verde indica il limite E/O stabilito da LO di *Hantkenina spp.* (E. Thomas pers.com.). La linea blu indica AB di *C. obrutus*. La linea rossa indica LO di *E. formosa*.

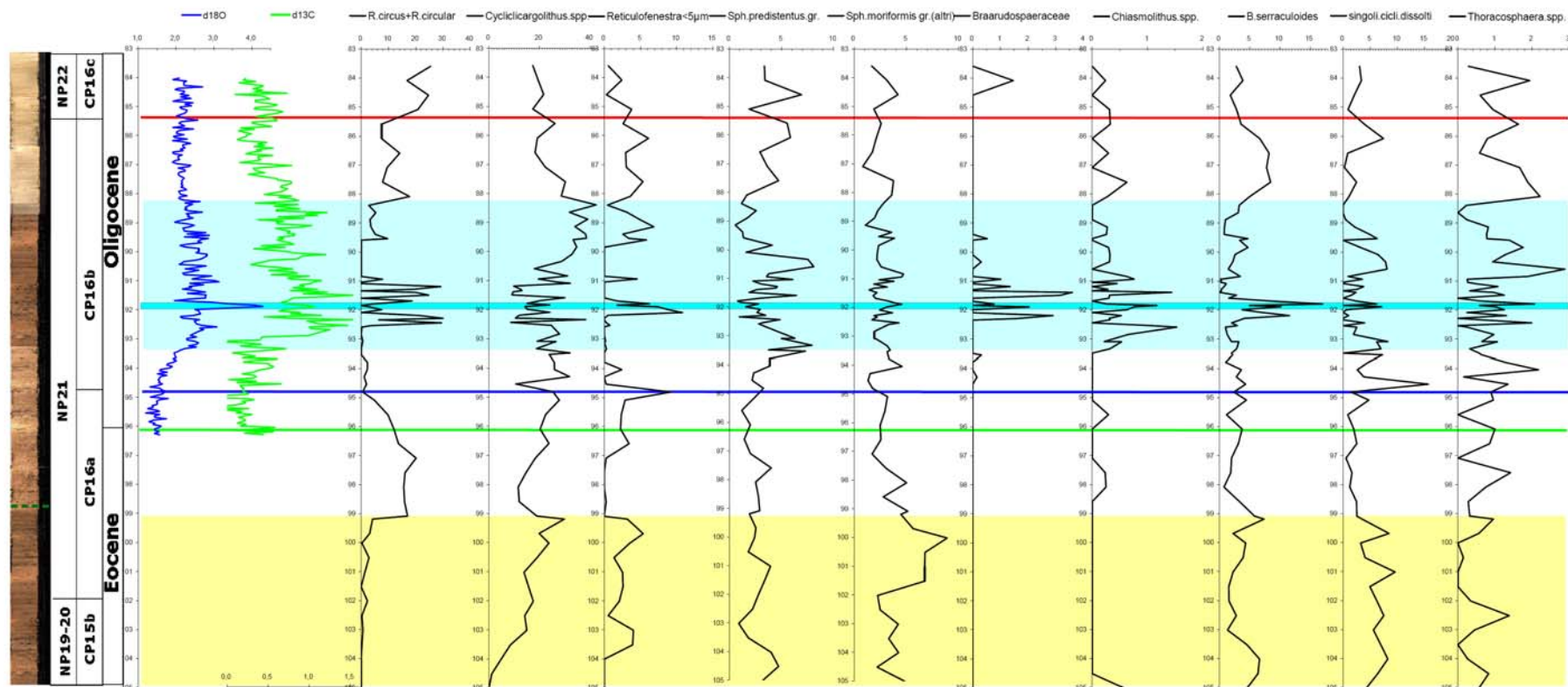


Figura 4.4.3: distribuzione percentuale di alcuni taxa selezionati a confronto con le variazioni dei rapporti degli isotopi stabili nei bentonici (*Oridorsalis umbonatus*) (Riesselmann et al., 2007). A sinistra immagine composta del relativo intervallo e biozonazione secondo Martini (1971) e Okada & Bukry (1980).

La banda gialla indica la fase corrispondente alla parte terminale della sub unità litologica IB (figura 4.1.3), in cui le specie oligotrofiche (*Discoaster*) diminuiscono e si affermano specie meso-eutrofiche (*Cyclicargolithus spp.*). La banda celeste indica la fase di massimo $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 event); in azzurro intenso è evidenziato il massimo picco di $\delta^{18}\text{O}$ che appare come un carattere centrale dell'evento Oi-1 essendo preceduto e seguito da coppie di incrementi percentuali di vari taxa. La linea verde indica il limite E/O stabilito da LO di *Hantkenina spp.* (E. Thomas pers.com.). La linea blu indica AB di *C. obrutus*. La linea rossa indica LO di *E. formosa*.

(aumenta la percentuale di *R. sp. B "circular"* e *R. circus* a spese di *Cyclicargolithus sp.1 "tondo"*) e *Di. bisectus* giunge ad un nuovo massimo. *Di. bisectus* che già in altri studi ha mostrato incerta affinità (Persico & Villa, 2004), è una specie che pur se dichiarata "di acque temperate" (Wei & Wise, 1990a), mostra alte percentuali in questa fase relativamente fredda. Come si evince dall'analisi della matrice varianza-covarianza e delle correlazioni, in questa successione *Di. bisectus* mostra soprattutto affinità per acque stratificate oligo-mesotrofiche (clima secco), mentre, per quanto riguarda la temperatura, sembra essere la forma temperato-fresca dei *Dictyococcites*.

L'intorno del livello 96,09 mcd (in prossimità della LO di *Hantkenina* = limite E/O) corrisponde alla maggiore variazione dell'associazione, evidenziata nell'analisi dei cluster dei campioni (figure 4.3.2) e dalla variazione del livello medio degli indici statistici di diversità (figura 4.4.1). La LO di *Hantkenina* (Thomas, pers. com) e la base della fase di aumento del $\delta^{18}\text{O}$ ("onset" di Oi-1) (Riesselman et al., 2007) anticipano di poco la fine dei relativi acme di *Di. daviesii* e di *Di. bisectus* al livello 95,09 mcd, mentre l'indice di dominanza e l'indice di Shannon variano rapidamente verso un gradino rispettivamente più alto e più basso (figura 4.4.1. e 4.4.2).

Dal livello 95,59 in poi i campioni sono caratterizzati dall'associazione oligocenica. Sia dall'analisi dei cluster dei campioni, dalla PCA (figure 4.3.2 e 4.3.5), che dalla distribuzione delle abbondanze dei singoli taxa (figure 4.2.3, 4.4.2 e 4.4.3) si osserva che l'associazione, dopo una iniziale differenziazione caratterizzata da AB di *C. obrutus*, ripresa di *E. formosa* e di *Sphenolithus predistentus* gr., diminuzione di *Di. bisectus*, *Di. daviesii*, *R. sp. B "circular"*, non raggiunge uno stato stabile, ma oscilla ripetutamente con tutte le sue componenti.

Il livello 94,54, che si trova subito dopo la base dell'acme dei *Clausicoccus* e l'aumento del gradiente del $\delta^{18}\text{O}$, è costituito da un'associazione mesotrofica temperata e transiente, come si osserva anche per il campione 90,59 (abbondante *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus* spp. meno abbondante, compresenza di *E. formosa* e *Di. daviesii*). Nel livello 94,54 sono contemporaneamente osservabili anche un miglioramento nella conservazione generale dei nannofossili, ed un'alta percentuale di cicli e *Dictyococcites* disciolti. Entrambe i livelli appaiono essere delle soglie critiche per le variazioni dell'associazione.

I campioni che costituiscono l'intervallo Oi-1 (da 93,34 a 88,39 mcd) sono disomogenei, e testimoniano una continua instabilità ambientale soggetta ad oscillazioni relativamente rapide. In particolare si osservano variazioni di abbondanza nei *Cyclicargolithus* e nelle altre principali specie della famiglia Noelaerhabdaceae (*Cyclicargolithus sp.1 "tondo"*, *R. sp. B "circular"*, *Reticulofenestra* spp <5 μm , *R. circus*, *R. sp. A ellittica*, *Dictyococcites*), dei *Clausicoccus* e di *B. serraculoides*. *C. pelagicus* e *Z. bijugatus* proseguono invece il loro andamento di ampia oscillazione (figure 4.4.2 e 4.4.3).

Le variazioni divengono più ampie ed i trend più decisi sopra il livello 90,59 mcd. Contemporaneamente anche le oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$ tornano entro livelli contenuti, benchè i valori medi rimangano alti sino a 88,27 mcd. In questa fase le caratteristiche dell'associazione sembrano stabilizzate su condizioni relativamente estreme: massima dominanza ed abbondanza di specie adattate ad alti nutrienti e, possibilmente, strategia opportunistica (*Clausicoccus* spp., *Cyclicargolithus* spp.). Interpreto queste variazioni, in accordo con i risultati dei rapporti Mg/Ca e del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ dal guscio di foraminiferi planctonici (figura 4.4.5) come una fase

di maggiore turbolenza ed eutrofizzazione, corrispondente alla parte finale di Oi-1, dove inizia una lenta decrescita del $\delta^{18}\text{O}$ (figure 4.4.1 e 4.4.3).

L'alta variabilità che si osserva (figure 4.4.2 e 4.4.3) nella prima fase di Oi-1 (93,54-90,59 mcd) solo in parte può essere attribuita alla più alta risoluzione del campionamento e suggerisce un'interpretazione correlata con l'attivazione di una circolazione oceanica bipolare ed oscillazione del volume delle calotte glaciali. L'associazione appare, infatti, ricca di specie caldo-temperato-mesotrofiche (figura 4.4.5), il valore dell'indice di dominanza è relativamente basso, mentre l'indice di Shannon e la ricchezza di specie sono relativamente alti rispetto alla fase terminale di Oi-1 (90,59-88.39 mcd) (figura 4.4.1).

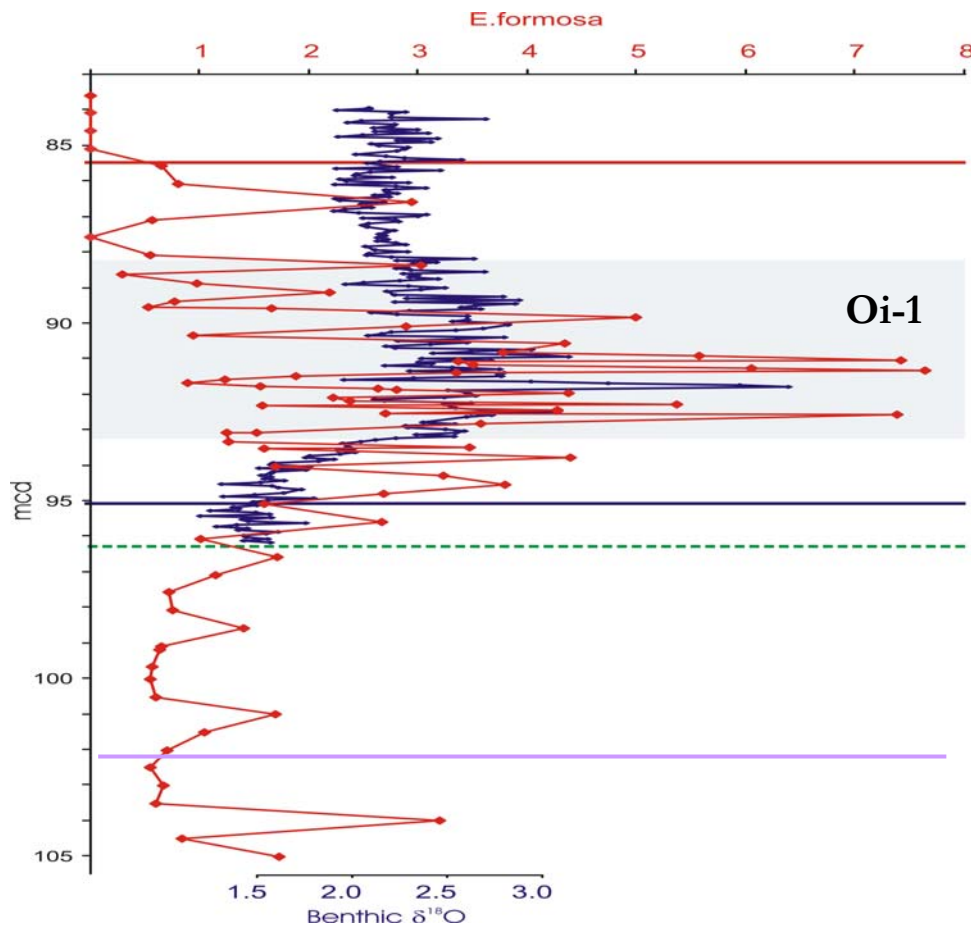


Figura 4.4.4: ripetuti episodi di riscaldamento delle acque oceaniche superficiali durante l'intervallo Oi-1 testimoniati da brevi ma significativi incrementi dell'abbondanza percentuale di *E. formosa*.

Dati relativi al $\delta^{18}\text{O}$ bentonico (*Oridorsalis umbonatus*) da Riesselman et al., 2007.

La banda celeste indica la fase di massimo $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 event). La linea verde tratteggiata indica il limite E/O stabilito da LO di *Hantkenina spp.* (E. Thomas pers.com.). La linea color lilla indica LO di *D. saipanensis*. La linea blu indica AB di *C. obrutus*. La linea rossa indica LO di *E. formosa*.

La prima fase di Oi-1 si presenta dunque come una fase caratterizzata da abbondanza di specie spesso dominanti nelle associazioni dell'Eocene medio e superiore in cui le abbondanze di specie ad affinità calda come *E. formosa* (figura 4.4.2), oscillano con diversi e progressivi incrementi. La parte centrale di questa fase, corrispondente alle maggiori variazioni

isotopiche (max $\delta^{18}\text{O}$ a 91,89 mcd) è caratterizzata da un brevissimo episodio con caratteristiche temperate ed eutrofiche: nell'intorno di 92,34 mcd si ha alta dominanza, bassa percentuale di olococcoliti e di *E. formosa*, *Di. bisectus* oscilla intorno a 3-8 % (si tratta di medie inferiori a quelle rilevate nella parte basale della successione), forti variazioni degli indicatori meso-eutrofici (*Cyclicargolithus* sp.1 "tondo", *R. sp. A* "ellittica"). Il massimo picco del $\delta^{18}\text{O}$ coincide con un livello in cui le Braarudosphaeridae, generalmente assenti, raggiungono il 2% ed è anticipato a 91,99 (cioè nel campione immediatamente precedente) da un picco di *E. formosa*. Il picco di *E. formosa* è tuttavia a sua volta anticipato e seguito da incrementi degli indicatori temperati meso-eutrofici a 92,34 e 91,59 e da incrementi (≈ 3 %) delle Braarudosphaeridae a 92,19 e 91,39 mcd (figure 4.4.2 e 4.4.3).

In sintesi si osservano delle variazioni cicliche in cui il maggior incremento del $\delta^{18}\text{O}$ è preceduto da un transiente incremento di taxa caldi (*Discoaster* + *E. formosa*), che è contenuto all'interno di un periodo con relativo incremento di taxa freddi ed a sua volta all'interno di un doppio ciclo con incremento del taxon *E. formosa* sino al 7%. E' all'interno di queste oscillazioni che si riconoscono due livelli relativamente ricchi di Braarudosphaeridae anticipatori dei livelli oligotipici a *B. bigelowii*, riconosciuti come periodici da Kelly et al. (2003) in livelli oligocenici dell'Atlantico meridionale.

Queste oscillazioni, che sembrano legate alle periodicità dell'eccentricità breve, costituiscono il nocciolo dell'Oi-1 come meglio si può vedere in figura 4.4.4.

Un consistente aumento della percentuale di *E. formosa* (specie adattata ad acque calde) caratterizzato da ampie oscillazioni su breve periodo (banda della precessione), indica, che durante l'intervallo Oi-1 non ci fu un consistente raffreddamento delle acque superficiali. La mancanza di una consistente diminuzione di temperatura è confermata dai risultati preliminari del rapporto Mg/Ca e del $\delta^{18}\text{O}$ misurato dei foraminiferi planctonici (figura 4.4.5; dati di V. Peck in Tori et al., 2008 abstract). Gran parte delle oscillazioni di *E. formosa*, se analizzate con sufficiente risoluzione, si correlano od anticipano di pochi centimetri gli incrementi del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico (figura 4.4.4). La sovrapposizione di un noto indicatore caldo (aumento di *E. formosa*) con un indicatore di condizioni fredde/glaciali (incremento del $\delta^{18}\text{O}$), riflette probabilmente la differenza tra le dinamiche che controllano le variazioni nelle associazioni a nannofossili nelle acque superficiali e le caratteristiche del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico legato alla circolazione profonda. E' possibile infatti che a questa latitudine dell'Atlantico meridionale le variazioni del nannoplancton riflettano principalmente il ruolo della locale insolazione¹⁵, modulata dall'interazione tra eccentricità e precessione, mentre il $\delta^{18}\text{O}$ bentonico riflette a sua volta l'origine delle acque profonde e le variazioni globali del volume dei ghiacci.

L'intervallo Oi-1 è interpretabile a Walvis Ridge, come una fase di maggiore turbolenza, incremento della produttività ed eutrofizzazione delle acque superficiali che ebbe inizio gradualmente, sotto la spinta del *forcing* orbitale, sin da circa 800.000 anni prima (estinzione dei *Discoaster* a rosetta). Una generale diminuzione della ricchezza di specie,

¹⁵ Alla latitudine di Walvis ridge, l'insolazione (dall'inglese "INcident SOLar radiATION") ovvero la misura dell'energia dovuta alla radiazione solare ricevuta su di una certa area in un certo tempo (W/m^2) varia nella banda di Milankovitch, principalmente con le frequenze della precessione. La forza dell'effetto della precessione è a sua volta modulato dall'ampiezza della eccentricità dell'orbita terrestre che varia con le sue proprie frequenze. Una forte obliquità invece, riduce la differenza nella radiazione solare ricevuta alle alte od alle basse latitudini, mentre una bassa obliquità ha per risultato una maggiore insolazione nell'area tropicale ed una minore ai Poli. In totale, l'effetto dell'obliquità sull'insolazione è maggiore nelle regioni polari.

dell'indice di Shannon ed un aumento della dominanza (figura 4.4.1), avviene distintamente nella fase di crescita del $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 onset) e nella fase finale di Oi-1. Durante la fase iniziale di Oi-1, in cui $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ raggiungono i valori più estremi (tra 93,50 e 90,50 mcd), l'indice di dominanza è invece relativamente basso; contemporaneamente l'indice di Shannon e la ricchezza sono molto variabili ed oscillano rapidamente. Come abbiamo visto, infatti, durante Oi-1 predominano le specie caldo temperate ben tolleranti per acque ricche di nutrienti e soltanto in un intorno di circa un metro dal massimo picco del $\delta^{18}\text{O}$ si hanno dei leggeri incrementi di *Chiasmolithus spp.*, *Reticulofenestra spp.* $< 5\mu\text{m}$, *R. circus* + *R. sp. B* "circular", *Di. daviesii* (specie ad affinità fresca/fredda), ma anche di *B. serraculoides*, *Z. bijugatus* e *Braarudosphaera* (specie ad affinità caldo/temperata).

Le variazioni della nannoflora durante quest'episodio portano dunque ad escludere la predominanza di basse temperature delle acque superficiali durante Oi-1 e la risposta del paleotermometro Mg/Ca sui foraminiferi planctonici lo conferma (figura 4.4.5).

4.4.3 Confronto sintetico tra differenti proxy.

I dati relativi al $\delta^{18}\text{O}$ misurato su foraminiferi bentonici (Riesselman et al., 2007), ci hanno permesso di individuare l'evento Oi-1 e di studiare in dettaglio le corrispondenti variazioni in superficie attraverso il confronto con le variazioni del nannofossili.

I dati delle variazioni del Mg/Ca e degli isotopi stabili nei foraminiferi planctonici permettono la ricostruzione delle variazioni della temperatura delle acque superficiali che in questo pozzo non superarono 0,5 °C durante l'intervallo Oi-1 (dati preliminari da Peck et al., 2007 abstract) e convalidano le interpretazioni paleoecologiche di questo studio.

Nell'intervallo esaminato si possono riconoscere 5 fasi (figure 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.5):

Eocene superiore (da 105 a 99 mcd; banda gialla nelle figure). Il drammatico crollo nell'abbondanza relativa di *Discoaster spp.* (affinità caldo-oligotrofica) e le estinzioni di *D. barbadiensis* e di *D. saipanensis* (base Zona NP22) sono accompagnate dal passaggio da condizioni di acque stratificate ad acque ben mescolate, come confermato dalle variazioni del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ rilevato sui foraminiferi planctonici di superficie (*T. ampliapertura*) e del termocline (*S. angiporoides*). Solo successivamente un leggero incremento di *Di. daviesii* (affinità fredda) suggerisce una leggera diminuzione della temperatura delle acque superficiali che è accompagnata da una leggera diminuzione del Mg/Ca di *T. ampliapertura*. Col procedere del "mixing" della parte superiore della colonna d'acqua (diminuzione del $\Delta \delta^{18}\text{O}$) si osserva un incremento dei taxa meso-eutrofici (*Cyclicargolybus spp.*, *C. obrutus* gr., *Reticulofenestra spp.* di taglia piccola e media) ed un'ulteriore diminuzione dell'abbondanza di *Discoaster spp.* (figure 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.5). La successione degli eventi è temporalmente congruente con la decrescita della concentrazione di CO_2 indotta su lungo termine dai processi di erosione e dissoluzione dei silicati (Raymo & Ruddiman, 1992) e perturbata, a scala temporale ridotta, da episodi ravvicinati di dissoluzione del carbonato e piccole oscillazioni della temperatura delle acque superficiali, necessari per consentire la crescita della calotta antartica secondo i modelli di Zachos & Kump (2005) e De Conto et al. (2008) (figura 1.0.2b).

Eocene terminale, sino al limite Eocene/Oligocene (da 99 a 96 mcd). Le specie fredde (*Di. daviesii* e *Chiasmolithus spp.*) pur rimanendo presenti, diminuiscono leggermente, le specie temperate (*Di. bisectus*) e caldo-temperate (*C. pelagicus* e *Z. bijugatus*) hanno un leggero recupero, le specie calde sono quasi assenti, il Mg/Ca di *T. ampliapertura* (foraminifero

planctonico di acque superficiali) rimane su medie relativamente basse mentre l'aumento del $\delta^{13}\text{C}$ planctonico suggerisce un incremento della produttività (figure 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.5).

Limite E/O ed Oi-1 “onset” (da 96 a 93,3 mcd). La percentuale dei taxa freddi (*Di. daviesii* + *Chiasmolithus spp.*) diminuisce, mentre quella delle specie caldo-temperate (*C. pelagicus* + *Z. bijugatus*) torna a crescere, così come il Mg/Ca di *T. ampliapertura* (figure 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.5).

Evento Oi-1 (da 93,3 a 88,3 mcd; banda celeste). Il $\delta^{18}\text{O}$ del bentos aumenta mediamente di ~ 1.2 ‰, ma non si hanno importanti variazioni negli indicatori della paleotemperatura superficiale (specie di nannofossili e/o Mg/Ca) ad eccezione di un breve e leggero decremento del Mg/Ca nella fase iniziale dell'evento e di un comparabile incremento di specie fredde in corrispondenza del massimo $\delta^{18}\text{O}$. La fase relativamente più fredda attorno a 91,89 (massimo del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico) divide in due Oi-1 ed è seguita da un breve ritorno ad acque relativamente stratificate (figura 4.4.5). Questa suddivisione di Oi-1 potrebbe rappresentare gli episodi Oi-1a ed Oi-1b (Zachos et al., 1996), che sono ben evidenti nel $\delta^{18}\text{O}$ bentonico delle alte latitudini meridionali, ma non in quello dei pozzi 1263 o 522. Il complessivo segnale planctonico mostra che a Walvis Ridge non ci fu un raffreddamento delle acque di superficie associato con l'espansione globale del volume dei ghiacci. Oi-1 è invece caratterizzato dall'aumento di taxa adattati ad alti nutrienti (*Cyclicargolithus spp.* e *C. obrutus gr.*), da rapide e ripetute variazioni delle associazioni a nannofossili che testimoniano instabilità ambientale, alto $\delta^{13}\text{C}$ sia nei foraminiferi bentonici che nei planctonici e da un basso valore del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ dei foraminiferi planctonici (acque di superficie ben mescolate) (figure 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.5).

Oligocene inferiore post Oi-1 (da 88,3 a 83 mcd). Si tratta di una fase di recupero dopo le condizioni estreme di Oi-1. I valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ bentonici e planctonici iniziano a scendere e tornano a livelli più bassi mentre nei nannofossili si ha una ripresa delle specie caldo-temperate ed una discesa delle specie “high nutrient”. Quest'ultimo indicatore, tuttavia, mantiene valori più alti di quelli eocenici e non si ha una ripresa delle specie “calde”, ma al contrario, segue l'estinzione di *E. formosa*.

4.5 Conclusioni.

I risultati biostratigrafici dell'Initial Report (Zachos et al., 2004) sono stati migliorati ed integrati con il riconoscimento di alcuni bioeventi secondari (figura 4.2.1). Il confronto con i dati di altre successioni di medie e basse latitudini (Massignano GSSP e Monte Cagnero, pozzi ODP 522, 1090, 1218) ha generalmente fornito un'ottima correlazione biostratigrafica con comparabili tassi di sedimentazione.

Un importante *turnover* del nannoplancton calcareo è stato osservato nell'intervallo di due milioni d'anni intorno alla transizione E/O; la più rilevante riorganizzazione delle associazioni, con la sostituzione dei generi dominanti e la diminuzione della taglia dei singoli nannoliti (*Discoaster*, *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* ben calcificati sono sostituiti da *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* di piccola taglia e da *Cyclicargolithus*), è centrata attorno al limite E/O e si accompagna con una progressiva diminuzione della diversità.

E' stato osservato per mezzo di alcuni studi, basati sulle variazioni di associazione dei nannofossili con la latitudine, che le fluttuazioni di abbondanza dei *Discoaster* non sono associate alla sola variazione di temperatura, ma che possono in larga misura dipendere da

variazioni di produttività e profondità della zona fotica (Chapman & Chepstow Lusty, 1997; Gibbs et al., 2004). Questo studio conferma la tendenza dei *Discoaster* ad essere controllati dalla fertilizzazione e dalla stratificazione delle acque e suggerisce un simile controllo per i *Dictyococcites*, interpretando in questi termini le variazioni generali nelle associazioni delle medie latitudini al passaggio E/O osservate da Haq & Lohmann (1976).

L'esame delle variazioni dell'associazione e l'analisi statistica multivariata del corrispondente set di dati, hanno consentito una interpretazione paleoecologica delle affinità tra i taxa maggiormente rappresentativi (tabella 4.3.3). Questa interpretazione è coerente con i dati della letteratura ed il quadro delle variazioni ambientali osservato a Walvis Ridge per mezzo delle variazioni del Mg/Ca e del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi planctonici.

I dati relativi ai nannofossili indicano che, se vi fu un raffreddamento delle acque oceaniche superficiali delle basse latitudini, esso iniziò molto prima del limite Eocene/Oligocene e dell'evento globale Oi-1 registrato dai foraminiferi bentonici. Assai più influente delle variazioni di temperatura, appare l'effetto di riduzione dello spessore della zona fotica ed il progressivo aumento della produttività. I dati del Mg/Ca e del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi planctonici suggeriscono parallelamente una tendenza d'incremento dello spessore del *mixed layer* e la mancanza di consistenti diminuzioni della temperatura delle acque superficiali oceaniche nell'Oligocene basale. I dati relativi al Mg/Ca ed al $\delta^{18}\text{O}$ dei foraminiferi planctonici adattati a diverse profondità della colonna d'acqua, mostrano che i loro gusci furono calcificati a temperature sempre più simili, a partire dall'Eocene terminale e durante la transizione Eocene/Oligocene sino nell'Oligocene inferiore. Questo implica che l'approfondimento del *mixed layer* fu uno dei meccanismi operanti sino alle latitudini medio basse, nel guidare le variazioni delle associazioni a nannoplancton calcareo, la diminuzione della diversità, le estinzioni delle specie adattate ad acque profonde e stratificate ed il pullulare di specie ad alto tasso di riproduzione (piccoli coccoliti). Questo suggerisce anche un significativo incremento della turbolenza all'interfaccia oceano/atmosfera nella fascia tropicale durante l'Oligocene basale.

Subito dopo il limite E/O le condizioni climatiche a Walvis Ridge subirono infatti un ulteriore cambiamento. Le variazioni delle associazioni a nannofossili calcarei mostrano un aumento dell'instabilità climatica (possibilmente associata all'attivazione di una circolazione bipolare), aumento della ricchezza dei nutrienti e/o della turbolenza, sinchè col passaggio alla seconda fase di Oi-1, da 90,50 a 88,20, gli alti rapporti isotopici indicano una fase di più decisa eutrofizzazione e raffreddamento. Questi risultati suggeriscono che gli alti valori del $\delta^{18}\text{O}$ nella prima parte di Oi-1, siano dovuti più all'aumento delle precipitazioni nevose (umidità) ed alla concomitanza di estati relativamente fresche, che a un raffreddamento globale.

E' possibile che la presenza di estese calotte durante l'Oligocene inferiore, inserendo un deciso gradiente termico latitudinale, giochi un ruolo importante nel rinforzare sia la circolazione atmosferica che quella oceanica (Brickman et al., 1999). Questo meccanismo può essere modulato dalla fluttuazione di calotte polari e determinare variazioni nella chimica e nella circolazione oceanica impartendo un segnale ciclico al sedimento. Tuttavia le evidenze di glaciazioni bipolari sono deboli, e le attuali conoscenze non sono sufficienti per decidere se e quanto le glaciazioni dell'Oligocene basale interessarono l'emisfero boreale. Secondo il recente modello di De Conto et al. (2008) i livelli di CO_2 dell'Eocene e dell'Oligocene erano ancora troppo alti per consentire glaciazioni bipolari (figura 1.0.2), ma l'attivazione di una circolazione

con sprofondamento di acque fredde alle alte latitudini, suggerita da alcuni autori è sufficiente per spiegare le variazioni osservate.

L'intervallo corrispondente alla crescita del $\delta^{18}\text{O}$ e dell'abbondanza dei *Clausicoccus* (fase 3 in figura 4.4.5), sembra rappresentare una rapida acidificazione delle acque superficiali che potrebbe aver contribuito sostanzialmente ad una ulteriore discesa della concentrazione di CO_2 atmosferica.

Il modello geocronologico che sarà discusso nel prossimo capitolo fornisce una adeguata cornice alla successione degli eventi.

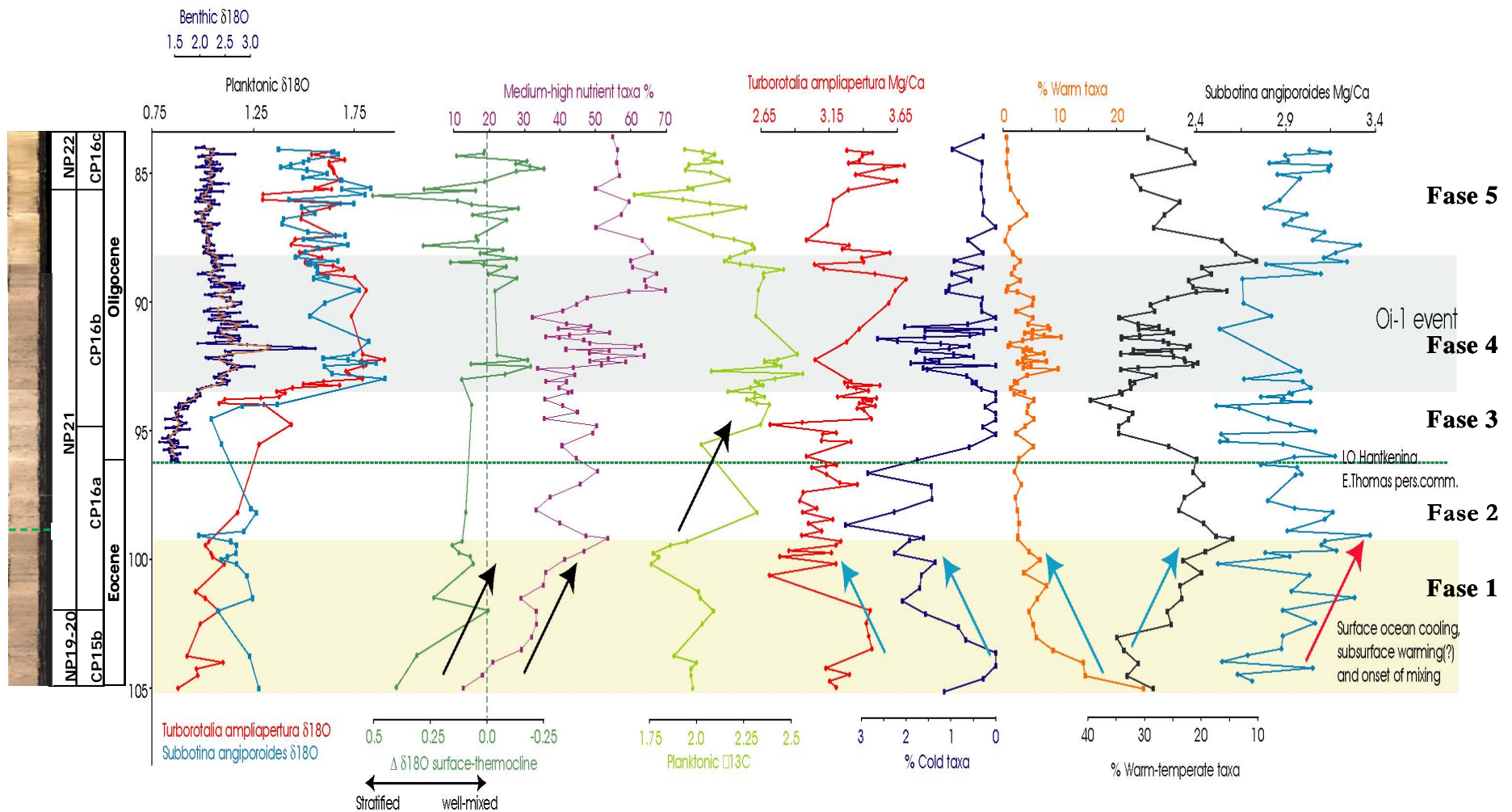


Figura 4.4.5: condizioni della superficie oceanica registrate nel Pozzo 1263 in base al confronto tra i nannofossili calcarei, gli isotopi stabili ed il Mg/Ca dei foraminiferi planctonici di diverse profondità (*T. ampliapertura* di superficie, *S. angiporoides* del termocline; dati preliminari pers.com. V.Peck) ed il segnale del $\delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi bentonici (*O. umbonatus*; dati da Riesselman et al,2007). Due importanti processi sono evidenti: la tendenza all'incremento della turbolenza delle acque superficiali registrato da $\Delta \delta^{18}\text{O}$ tra *T. ampliapertura* e *S. angiporoides* e dall'incremento di specie adattate a nutrienti medio-alti; l'andamento variabile della temperatura superficiale mostrata dall'opposto trend del gruppo freddo rispetto al gruppo caldo temperato dei nannofossili, confermato dal Mg/Ca di *T. ampliapertura*.

CAPITOLO 5: Ciclostratigrafia orbitale.

5.1.1 Note storiche

Le intuizioni basilari della ciclostratigrafia risalgono alla prima metà dell' '800 (Herschel 1830; Adhemar 1842). Croll (1867) riconobbe i cicli del Pleistocene e applicando le nozioni di astronomia del tempo propose una relazione tra glaciazioni e cicli orbitali dell'eccentricità. Successivamente, fatti salvi alcuni importanti studi di fine '800 la ciclostratigrafia fu totalmente ignorata sino al contributo di Milankovitch (1941), che rese disponibile il primo modello astronomico quantitativo.

Schwarzacher, sin dal 1964 studiò l'applicazione di metodi matematici di analisi statistica delle serie temporali alle sequenze ritmiche di marne e calcari, ma il modello di Milankovitch rimase inapplicato sino al 1976, quando, per mezzo del fondamentale lavoro di Hays et al., fu dimostrata l'importanza del controllo astronomico ("*forcing*" orbitale) sulle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ degli ultimi 500.000 anni.

Diversi e sempre più accurati modelli sono stati preparati e proposti per rappresentare le variazioni dei parametri orbitali e della corrispondente insolazione alle varie latitudini nel tempo (Milankovitch 1941; Vernekar 1972; Berger 1978; Berger 1988; Laskar 1990; Quinn et al. 1991; Laskar et al. 1993; Varadi et al. 2003; Laskar et al. 2004).

Grazie ai progetti internazionali di perforazione oceanica (IODP, ODP, ACEX) sono inoltre stati collezionati ed esaminati grandi quantità di dati da vari tipi di proxies che meglio sembrano rispondere al *forcing* orbitale e che sono utilizzati nella stratigrafia marina per la ricostruzione di una scala del tempo legata ai cicli astronomici (ATS, Astronomic Time Scale):

- proxies per la chemostratigrafia sono gli isotopi (rapporti degli isotopi stabili) ed alcuni minerali (silice biogenica, carbonato, etc.);
- per la stratigrafia fisica le variazioni di facies (cicli carbonatici subtidali-sopratidali), contenuto di polveri, mineralogia delle argille, variazioni granulometriche e parametri geofisici di log;
- per la magnetostratigrafia la suscettività magnetica;
- per la biostratigrafia il rapporto freddo/caldo (*N. pachyderma coiling ratios*) o le variazioni delle associazioni nella microfauna e nella microflora.

Ogni tipo di proxy si adatta diversamente in differenti situazioni spazio temporali e presenta differenti pregi ma anche limiti e difetti con varia capacità di risoluzione, risposta alla diagenesi ed alla rapidità ed economia della ricerca.

La ciclostratigrafia è oggi in pieno sviluppo essendosi rivelata uno strumento in grado di soddisfare le esigenze di miglioramento della stratigrafia. Sono in corso progetti integrati al fine di rendere disponibile per la comunità scientifica migliori strumenti analitici ed ampi *database* (CHRONOS, NEPTUNE).

L'ipotesi di lavoro di base è che l'accomodamento delle sequenze di dati, sui modelli astronomici teorici della ciclostratigrafia possa dar luogo ad una scala del tempo molto precisa almeno per il Cenozoico.

La costruzione di una scala temporale astrogeocronologica ha da tempo raggiunto condizioni di stabilità per il Pleistocene (Imbrie et al., 1984) ed è stata costruita una scala ATS per gli ultimi 10 milioni di anni (Schackleton et al., 1990, 1995; Hilgen 1991a, 1991b; Hilgen et al., 1995; Lourens et al., 1996) poi estesa all'intero Neogene (Schackleton et al., 1999, 2000;

Zachos et al., 2001). Sempre maggiori sforzi vanno nella direzione della costruzione e della estensione verso il passato di una scala del tempo assoluta. Per quanto riguarda il Paleogene i punti oscuri sono ancora molti ed i modelli astronomici sono ancora ampiamente da verificare nonostante siano già pubblicate estensioni della ATS nell'Oligocene (Billups et al., 2004; Pälike et al., 2006) e studi sul Paleocene-Eocene (Norris & Röhl, 1999; Lourens et al., 2005; Raffi et al., 2005, Westerhold et al., 2008). Le difficoltà sono principalmente dovute alla incompletezza delle registrazioni: nei sedimenti paleogenici esistono, infatti, lacune diffuse e ricorrenti, tra cui quella in prossimità del limite E/O (Shafik et al., 1998).

5.1.2 Calibrazione astrogeocronologica della transizione Eocene Oligocene.

Il Pozzo ODP 1263 ed il Pozzo ODP 1090, rappresentano due rare registrazioni complete della transizione Eocene/Oligocene nell'Oceano Atlantico. Purtroppo, come già riportato nel capitolo 4, per il Pozzo 1263 manca un buon segnale magnetostratigrafico.

I modelli del tempo relativi al Pozzo ODP 1263 (Zachos et al., 2004; Riesselman et al., 2007) presentano diverse incongruenze quando si vada a considerare l'età assoluta di Oi-1 e di alcuni dei bioeventi determinati. Con l'intenzione di far luce sulle relazioni tra il *forcing* orbitale ed il susseguirsi degli eventi registrati nel sedimento del pozzo durante il periodo in esame, ho cercato di costruire un modello temporale che rispondesse con maggior dettaglio alle esigenze di correlazione stratigrafica ed in grado di fornire il "*timing*" di variazioni e bioeventi. Uno degli obiettivi di questo studio è infatti l'identificazione di un'eventuale risposta al *forcing* orbitale dei differenti taxa del nannoplancton calcareo.

Esistono due studi relativi alla ciclostratigrafia della transizione E/O nella sezione di Massignano (GSSP per il limite E/O), che hanno utilizzato due differenti approcci per la costruzione della scala ciclostratigrafica. Il primo metodo, utilizzato da Jovane et al. (2006) consiste in un'interpretazione ciclostratigrafica delle alternanze marne/calcarei e nella sintonizzazione di queste alternanze rispetto ad una soluzione astronomica precalcolata per l'obliquità. Il secondo metodo utilizzato da Brown et al. (in stampa) consiste nel calibrare la successione stratigrafica, per mezzo di dati ad altissima risoluzione, rispetto ad una soluzione astronomica teorica precalcolata per l'eccentricità.

Il secondo di questi metodi è potenzialmente più preciso, perché utilizza i cicli dell'eccentricità lunga per la calibrazione a lungo termine ed è stato perciò adottato per questo lavoro. Utilizzando i cicli dell'eccentricità lunga (circa 406.000 anni) che sono assai più brevi di quelli dell'obliquità lunga (circa 1,2 milioni di anni) si ha infatti un maggiore controllo su intervalli di pochi milioni di anni.

5.1.3 Metodo generale.

Ogni sequenza stratigrafica è rappresentabile in funzione del tempo, una volta che questa sia stata calibrata mediante datazioni radiometriche dirette od indirette (orizzonti biomagnetostratigrafici per i quali sia disponibile una datazione assoluta). Il passo successivo, che porta alla determinazione di un modello astrogeocronologico, consiste nello stabilire la corrispondenza tra una successione di misure che rappresentano la serie stratigrafica e la funzione associata ad un parametro astronomico (eccentricità, obliquità, precessione del moto terrestre). Non sempre è scontato quale sia il parametro astroclimatico confrontabile con un

certo proxy misurato sulla sequenza; occorre procedere per tentativi, associando massimi e minimi della successione di misure con le curve dei parametri orbitali (Schwarzacher, 2000) in modo da ottenere una relazione di fase costante tra le due curve.

Per applicare una corrispondenza tra la serie dei dati ed una soluzione teorica dei movimenti orbitali ed ottenere un modello astrogeocronologico sono necessarie le seguenti assunzioni: i dati sono stazionari, le oscillazioni sono sinusoidali, i possibili *trend* di ogni ordine sono stati rimossi o sono rimosibili, la campionatura è appropriata ed è stato risolto il problema della “somma chiusa” nel caso di dati composizionali.

Una volta individuati alcuni orizzonti di riferimento per i quali esista una indipendente calibrazione assoluta del tempo (orizzonti biomagnetostratigrafici) la serie di dati misurati (susceptività magnetica, percentuale di CaCO₃ nel sedimento) con un’ampia risoluzione rispetto al periodo del sistema forzante, viene collocata nel tempo e comparata con un modello teorico riferibile al *forcing* orbitale. Esistono diverse soluzioni matematiche per i movimenti orbitali della Terra, tra cui le recenti soluzioni di Laskar et al. (2004) (correntemente indicate come La2004) per la eccentricità, obliquità e precessione da cui è anche possibile ricavare un modello delle variazioni dell’insolazione ad una determinata latitudine.

Nel caso esista un’evidente correlazione (o anticorrelazione) tra i dati sperimentali e la curva orbitale di riferimento sarà possibile procedere ad un adattamento della curva ottenuta dalle misure, in modo da rendere massimo il valore assoluto del coefficiente di correlazione tra serie misurata e serie di riferimento. Questo procedimento richiede un certo intuito perchè consiste nel variare idealmente il tasso di sedimentazione della successione misurata, attenendosi a variazioni ragionevoli e che abbiano riscontro con gli eventi naturali. Nello stesso tempo dà la possibilità di formulare delle ipotesi sulle motivazioni della variabilità del tasso di sedimentazione che possono o meno corrispondere a quanto ipotizzato o conosciuto sulla base degli altri proxies.

La procedura porta alla definizione di un preciso modello del tempo che ha però alcuni punti deboli dovuti alle ipotesi di partenza:

- avendo ipotizzato che i dati misurati siano influenzati dal controllo astronomico, l’adattamento dei dati al modello orbitale potrebbe fornire un risultato che risponde al *forcing* orbitale soltanto in virtù di un ragionamento circolare;

- i modelli matematici di riferimento (nel nostro caso La2004) potrebbero essere significativamente errati essendo tuttora in corso di verifica per la parte più antica di 25 milioni di anni¹⁶.

Il tentativo di stabilire un nuovo modello del tempo per il Pozzo 1263, confrontandosi essenzialmente con il modello dell’eccentricità orbitale di Laskar (2004), è comunque fondato sulle numerose osservazioni naturali che suggeriscono la presenza del controllo astronomico nella registrazione dei sedimenti di tutte le epoche, sulla corrispondenza delle successioni del Neogene al modello La2004 (Lourens et al., 2004), sulla stabilità che sembra avere il ciclo dell’eccentricità lunga nel tempo (Varadi et al., 2003; Laskar et al., 2004).

¹⁶ La soluzione La2004 è sensibilmente implementata rispetto alla soluzione La93 (Laskar et al., 1993). Queste due soluzioni per la eccentricità sono significativamente sfasate tra loro già a 25 milioni di anni fa come mostrato in Laskar et al.(2004) (figura 5.1.1): un simile scarto tra la soluzione La2004 ed i reali parametri orbitali di 34 milioni di anni fa inserirebbe errori non trascurabili nei modelli e nelle interpretazioni risultanti dal suo utilizzo.

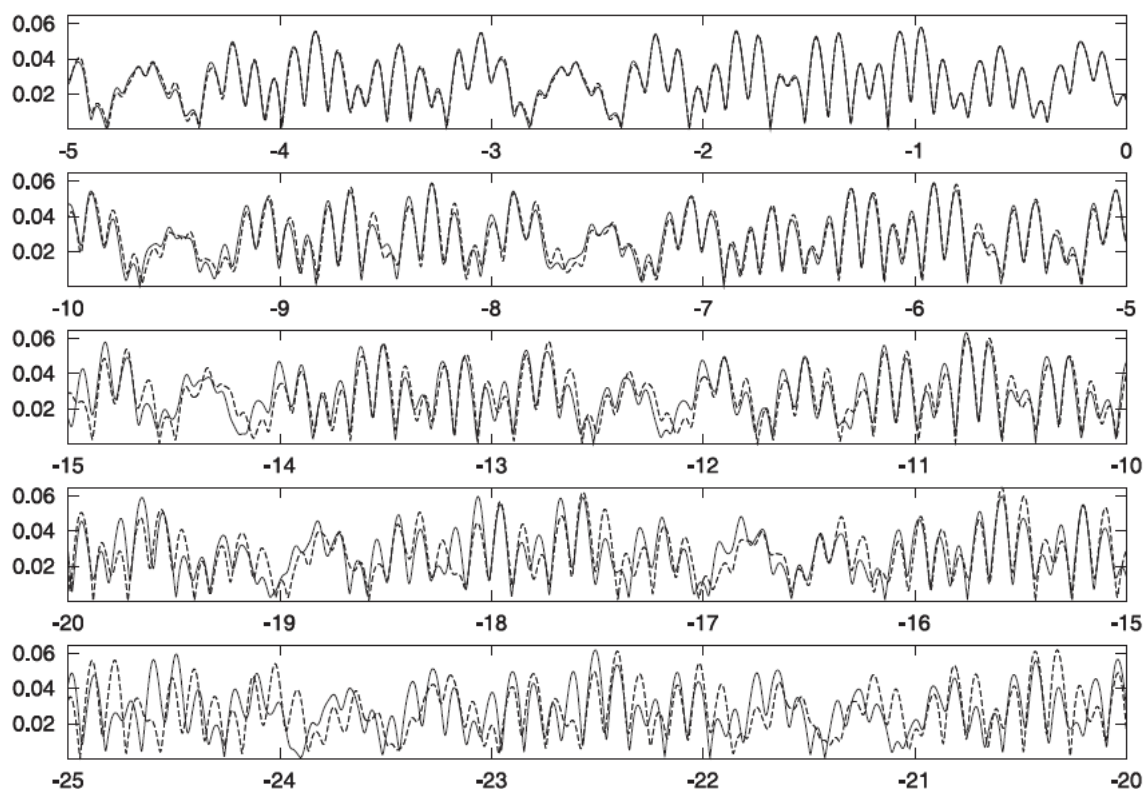


Figura 5.1.1: Eccentricità dell'orbita terrestre nei 25 Ma passati (il tempo è indicato su scala negativa a partire dall'epoca standard riferita all'anno giuliano J2000). La linea continua rappresenta la soluzione La2004 mentre la linea tratteggiata rappresenta l'eccentricità nella soluzione La93 (Laskar et al., 1993). La differenza tra le due soluzioni è apprezzabile già dopo 10 Ma e diviene significativa dopo 15-20 Ma con uno sfasamento che si estende anche ai cicli dell'eccentricità lunga. Modificata da Laskar et al., 2004.

5.1.4 Problemi e aspettative inerenti l'analisi delle serie temporali.

Le oscillazioni dei sistemi reali come il clima o la biosfera possono essere mantenute soltanto se viene fornita energia al sistema, cosa che avviene tramite i meccanismi di "feedback". Questi sistemi sono non lineari ed il loro comportamento può portare nel tempo ad instabilità e caos (Schwarzacher, 2000).

Le soluzioni per i moti orbitali ottenute mediante integrazione numerica divergono sul lungo periodo e la divergenza diviene esponenziale dopo un certo tempo. Laskar (1989, 1990) ha infatti dimostrato che il moto dei pianeti del sistema solare, in particolare di quelli interni, è imprevedibile oltre un certo periodo. Per quanto riguarda la soluzione La1988, la divergenza è esponenziale dopo circa 30 Ma (Schwarzacher 2000) e quindi la scala del tempo calibrata su questa soluzione non può essere attendibile oltre circa 20 Ma. La speranza di ottenere una soluzione astronomica esatta che si estenda indietro nel passato (o nel futuro) oltre qualche decina di milioni d'anni è dunque vana (Laskar et al., 1999, 2004) anche se la modellizzazione del sistema solare è divenuta assai più precisa per mezzo degli enormi progressi compiuti nel campo degli elaboratori elettronici. Benchè esistano delle limitazioni alla costruzione di una scala assoluta dei tempi geologici attraverso la registrazione paleoclimatica, man mano che il *database* delle registrazioni paleoclimatiche viene migliorato in durata e qualità, è attraverso di

esso che possono essere controllati e individuati i limiti per il modello dinamico del sistema solare (Laskar, 2003; Pälike et al., 2004).

I principi di gravitazione universale implicano che i cambiamenti nelle distribuzioni delle masse del Pianeta, quali quelli che avvengono con i periodi glaciali o in seguito ad importanti eventi tettonici, possano causare variazioni nell'ellitticità dell'orbita e portare ad esempio all'allungamento del periodo dell'obliquità e della sua ampiezza. Schwarzacher (2000) ci avverte che questo effetto potrebbe essere non trascurabile in relazione ad alcuni eventi più importanti.

Ad esempio, andando indietro nel tempo l'interferenza con eventi tettonici potrà dare origine ad effetti poco prevedibili. L'attrito climatico, legato alla presenza o meno di masse glaciali ai poli, ha ad esempio, un effetto di *feedback* positivo e dissipativo tra l'obliquità ed il clima, ma la sua entità è difficilmente modellabile su lunghi tempi a causa della reazione visco-elastica della Terra (Laskar et al., 2004). Nel modello La2004 sono state usate delle semplificazioni e l'attrito climatico è stato considerato trascurabile nell'ipotesi di assenza di

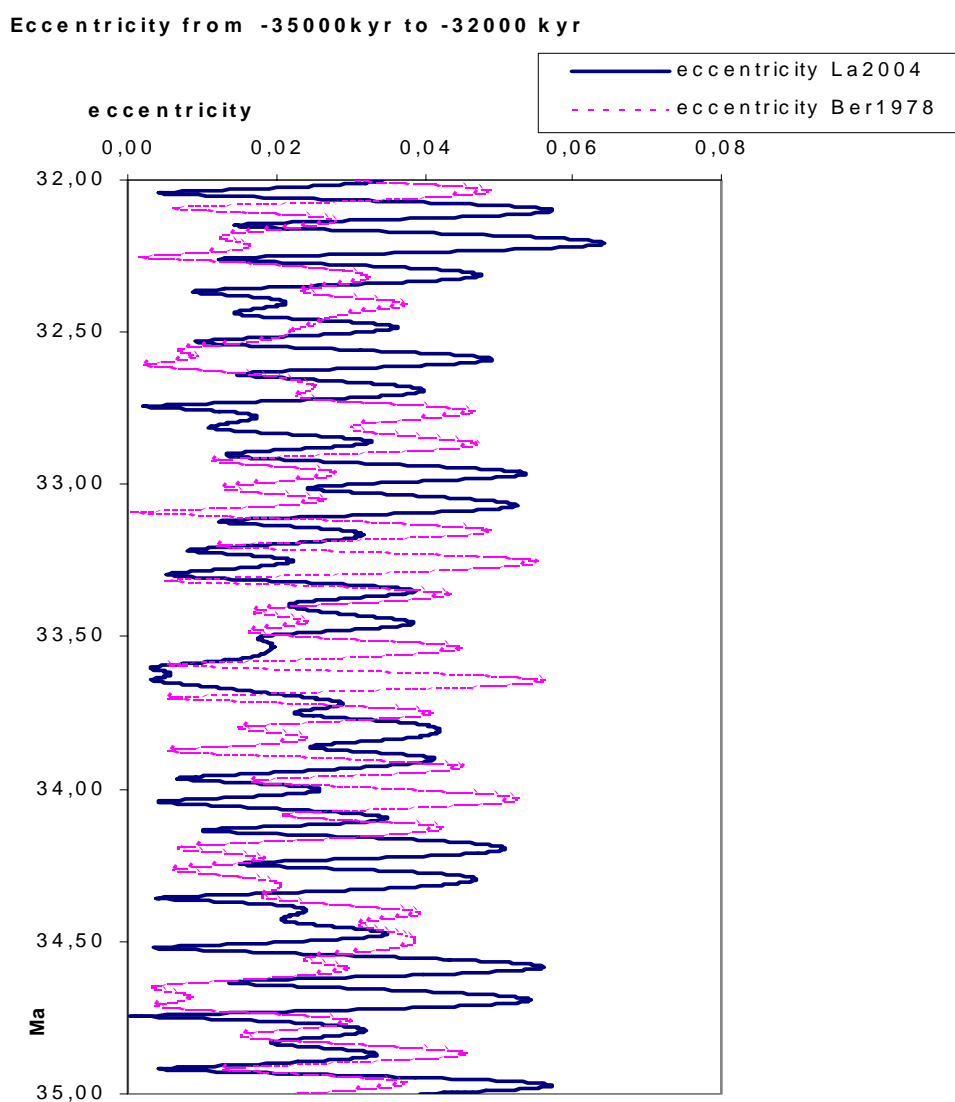


Figura 5.1.2: confronto tra le soluzioni di Berger (1978) e di Laskar et al. (2004) nell'intervallo di tempo in esame.

grosse masse glaciali oltre 3 Ma fa (Laskar et al., 2004). Tuttavia la presenza di grandi masse glaciali polari, a partire dall'Eocene medio e con particolare persistenza durante l'Oligocene è supportata da alcuni autori (Tripathi et al., 2005; Moran et al., 2006a, b; Eldrett et al., 2007; Tripathi et al., 2008).

L'insolazione fornisce un segnale che dà origine alle variazioni climatiche ed alla risultante registrazione nei sedimenti. Durante la trasmissione del segnale ci si devono aspettare degli sfasamenti (Schwarzacher 2000) e saranno inoltre presenti una serie di disturbi, che renderanno difficile l'identificazione dei cicli di Milankovitch.

Nonostante queste premesse, Laskar et al. (2004) ritengono che la soluzione La2004 sia significativamente migliorata rispetto alle precedenti (figure 5.1.1 e 5.1.2) e che possa essere utilmente utilizzata per il tempo passato, almeno sino a 30-40 Ma (Pälike et al., 2004).

Nel caso esista una relazione tra la registrazione sedimentaria ed il segnale astronomico, ci si potrà aspettare che, in caso di condizioni favorevoli, frequenze ed ampiezze delle corrispondenti curve siano confrontabili.

La possibilità pratica di operare questo confronto risiede nella risoluzione dei dati e nella sensibilità alle variazioni paleoclimatiche, del proxy in esame.

5.2 Analisi delle serie temporali da misure della suscettività magnetica, del contenuto in CaCO₃ e bioeventi a nannofossili calcarei nel Pozzo ODP 1263.

Metodi e materiali.

A partire dallo studio di elementi di ciclostratigrafia ho applicato le linee guida stabilite negli ultimi decenni (Schwarzacher, 2000) e per mezzo del software Analyseries, versione 1.1.1 (Paillard et al., 1996; Paillard, 1996) ho impostato la costruzione di un autonomo modello del tempo. Benchè siano stati studiati metodi analitici per creare una corrispondenza automatizzata tra differenti curve attraverso la ricerca della massima correlazione incrociata (Yu & Ding 2001; Lisiecki & Lisiecki 2002; Pälike, PhD Thesis 2002), ho preferito invece utilizzare Analyseries (Paillard et al., 1996) che aiuta a stabilire una corrispondenza visiva tra due curve e ad effettuare una sintonizzazione manuale. Analyseries permette, per ottenere la migliore corrispondenza, di verificare in tempo reale le variazioni del coefficiente di correlazione e del tasso di sedimentazione, associate alle successive compressioni e dilatazioni applicate alla serie di misure sperimentali.

E' stata esaminata una porzione del Pozzo ODP 1263, comprendente l'intervallo già analizzato per il contenuto in nannofossili: da circa 105 a circa 75 mcd.

Le misure disponibili per questo intervallo riguardano da una parte analisi delle proprietà fisiche del sedimento: suscettività magnetica, colore, percentuale della frazione grossolana (maggiore di 63 µm); dall'altra delle proprietà chimiche: contenuto percentuale in peso del carbonato di calcio, rapporti isotopici $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nei gusci di foraminiferi bentonici selezionati.

L'analisi statistica univariata delle serie temporali è stata eseguita sulle misure della suscettività magnetica, rilevata durante la perforazione con una spaziatura di 2,5 cm e sui dati

relativi all'analisi del contenuto del carbonato di calcio (Riesselmann et al., 2007) limitatamente all'intervallo 104,17-84,02 con una spaziatura di 5 cm.

I dati utilizzati per costruire un modello geocronologico tarato sui cicli orbitali costituiscono delle serie di qualche centinaio di misure ad alta risoluzione, proprietà che ne consente il trattamento statistico.

I set di dati sono stati trattati mediando i punti, rimuovendo i *trend*¹⁷ ed estraendo il logaritmo naturale del rapporto carbonato/non carbonato al fine di poter elaborare correttamente le successioni temporali, evidenziarne le caratteristiche e permettere la ricostruzione di una doppia curva sperimentale confrontabile con le più recenti soluzioni matematiche relative ai movimenti orbitali (Laskar et al., 2004).

5.2.1 Calibrazione astrogeocronologica della transizione Eocene/Oligocene nel Pozzo ODP 1263.

Grazie all'integrazione fra i bioeventi a nanofossili calcarei identificati (capitolo 4), la correlazione di questi su scala globale, in particolare la correlazione con le successioni della Serie Umbro-Marchigiana (Massignano GSSP e Monte Cagnero) e le serie temporali relative alle variazioni delle caratteristiche fisico-chimiche del sedimento, è possibile stabilire una calibrazione astrogeocronologica del pozzo. Questo consente a sua volta di prospettare nuovi scenari per le grandi modificazioni paleoambientali che hanno accompagnato la transizione E/O nell'Oceano Atlantico.

La ricerca delle frequenze caratteristiche nelle serie di misure della suscettività magnetica e della percentuale di carbonato del Pozzo ODP 1263 è stata effettuata per mezzo del Lomb Periodogram che è ampiamente utilizzato per la stima degli spettri di frequenza su serie di dati non equispaziati (Lomb, 1976; Scargle, 1982, 1989), senza la necessità di ricorrere all'interpolazione¹⁸. Lo spettro dei dati crudi mostra raggruppamenti di frequenze che si distribuiscono attorno a quelle tipiche associate al *forcing* orbitale (figura 5.2.1) senza che queste frequenze emergano al di sopra dei limiti di significatività usualmente utilizzati¹⁹. La dispersione può essere attribuita a variazioni ripetute e di piccola entità del tasso di sedimentazione della serie.

La distribuzione di frequenza dei dati sperimentali e del loro logaritmo appare multimodale come accade anche per i parametri orbitali teorici, indicando che essi appartengono a diverse popolazioni, ovvero che ci sono diversi valori ricorrenti. Nei dati naturali la distribuzione multimodale è da attribuirsi sia all'effettiva presenza di frequenze caratteristiche, legate al *forcing* orbitale, che a variazioni non casuali del tasso di sedimentazione nella successione.

¹⁷ La rimozione delle tendenze (*trend*) contenute nelle serie di dati, operata separatamente sui 3 intervalli della successione, consente di raggiungere migliore correlazione incrociata tra la curva di riferimento (eccentricità secondo La2004) e le curve sperimentali (suscettività magnetica e CaCO₃).

Le curve derivate dai dati sperimentali grezzi sono state smussate, con un processo di mediazione lineare ("smoothing") su 15 punti per mezzo di Analyseries. Questo ha consentito un leggero incremento del coefficiente di correlazione incrociata, perchè i dati grezzi contengono un segnale ben chiaro e sintonizzabile con la soluzione dell'eccentricità La2004, anche a prescindere da questo trattamento (figura 5.3.2).

¹⁸ L'interpolazione potrebbe introdurre nei dati false periodicità (Kirchner & Weil, 1998, 2000)

¹⁹ In figura 5.2.1 è mostrato lo spettro di frequenza relativo al carbonato, ma risultati analoghi sono stati ottenuti per la suscettività magnetica

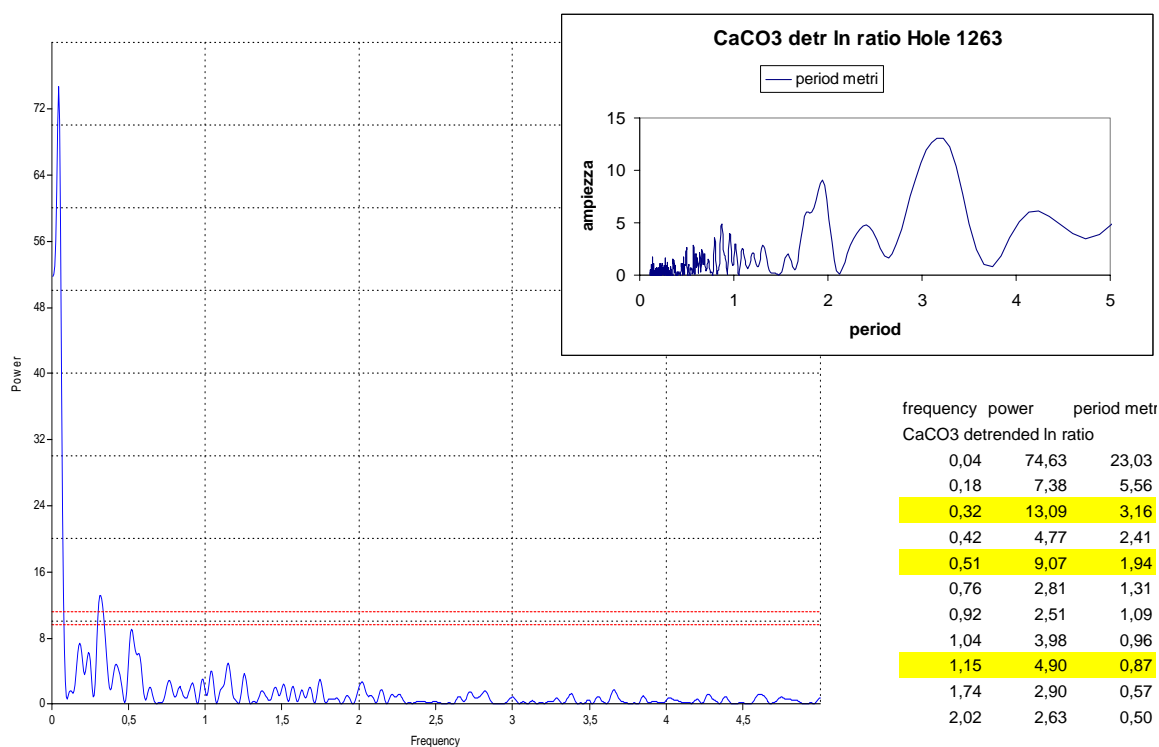


figura 5.2.1. Spettro delle frequenze insite nella successione di dati del logaritmo del rapporto del carbonato; a destra grafico e tabella dei periodi corrispondenti in metri. Le linee rosse tratteggiate indicano la probabilità che il picco sia casuale (livelli del rumore bianco): livelli di significatività rispettivamente di 0,01 e 0,05.

Nella tabella in basso a destra sono evidenziati in giallo i picchi che emergono dal fondo indipendentemente dalla loro significatività. Il picco più alto dello spettro, associato ad una bassa frequenza è dovuto alla non corretta rimozione del trend: è un artefatto da non considerare in quanto il suo periodo è maggiore dell'intero intervallo esaminato (in questa analisi preliminare, il trend è stato rimosso linearmente dall'intera successione di dati senza valutare la possibilità di diverse modalità di sedimentazione dei vati intervalli).

Al fine di formulare un corretto modello delle età per questo pozzo, sono stati esaminati separatamente i set di dati disponibili nell'ipotesi di un tasso di sedimentazione costante ed è stata fatta una stima preliminare della durata del tempo corrispondente a tre diversi segmenti individuati nella sequenza stratigrafica (figura 5.2.2 e appendice al capitolo 5). I risultati delle analisi dei dati suggeriscono che il tasso di sedimentazione non sia costante, e che durante la transizione E/O esso inverta la sua tendenza (appendice al capitolo 5). I tre differenti segmenti, con differenti *trend* rappresentano tre diverse fasi della transizione (figura 5.2.2):

- **segmento A (Eocene terminale)**, corrispondente alla parte più antica, da 105 a 95 mcd, dove si osserva una chiara tendenza di diminuzione della suscettività magnetica e di aumento del CaCO_3 ;

- **segmento B (Oi-1 onset)**, corrispondente ad un modesto spessore di sedimenti, da 95 a 93 mcd. Si osserva prima incremento e poi diminuzione della suscettività magnetica,

mentre si hanno delle ben definite oscillazioni del carbonato ²⁰ interrotte da fasi di recupero in successione crescente: è la parte dell'Oligocene basale corrispondente alla fase di aumento del $\delta^{18}\text{O}$. Questo segmento termina nel punto in cui la curva del $\delta^{18}\text{O}$ raggiunge il *plateau* dell'evento Oi-1, corrispondente con importanti variazioni ed impostazione di una nuova associazione a nannoplancton calcareo (figura 4.4.3);

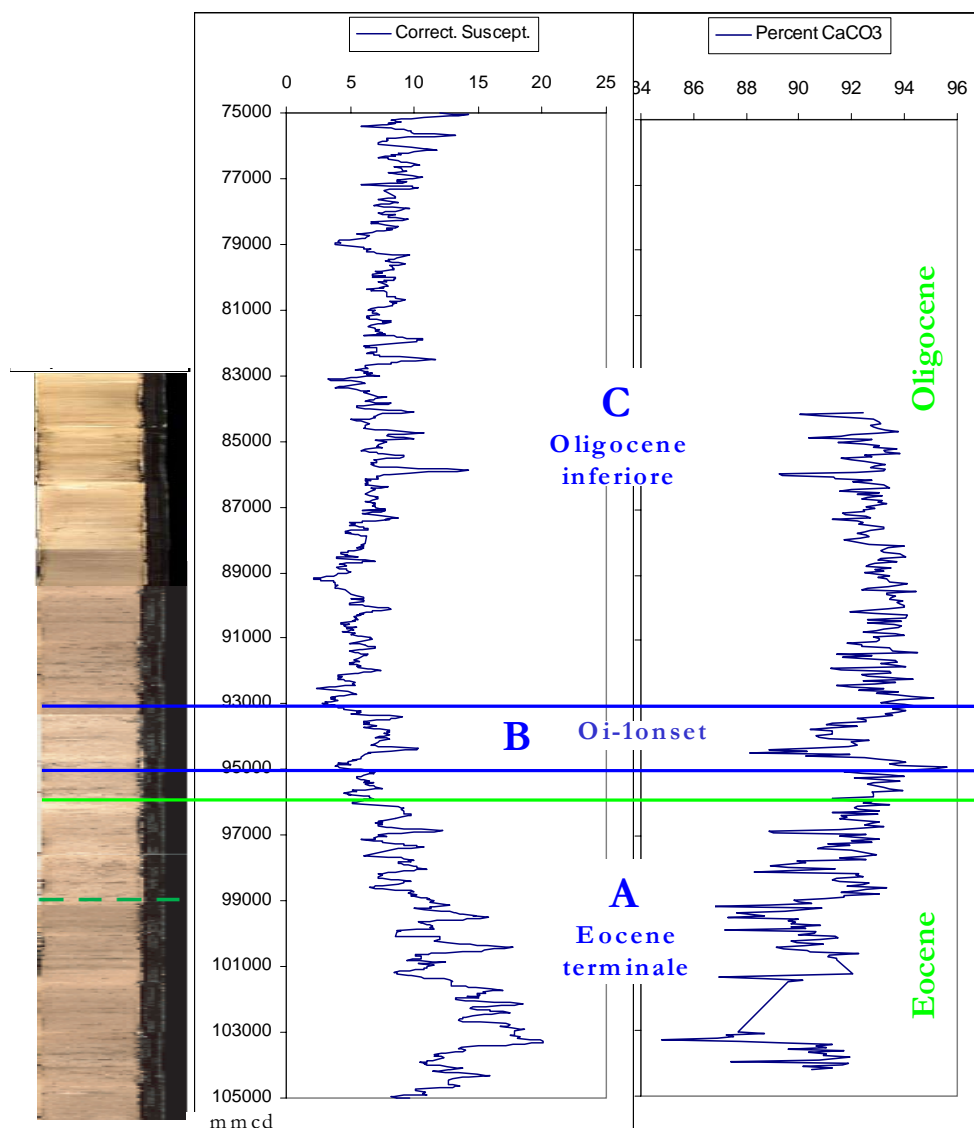


Figura 5.2.2. A sinistra: immagine digitale composta della porzione del Pozzo 1263 esaminata nel capitolo 4. Al centro: grafico delle misure della suscettività magnetica (Zachos et al., 2004). A destra: grafico delle misure relative alla percentuale di carbonato (Riesselman et al., 2007). Le linee blu dividono la successione in tre segmenti caratterizzati da differenti tendenze dei parametri misurati.

- **segmento C (Oligocene inferiore** dall'inizio della fase di alto $\delta^{18}\text{O}$ in poi), corrispondente alla parte più recente, da 93 a 75 mcd, in cui dalla base al tetto si osserva una tendenza di incremento della suscettività magnetica e diminuzione del contenuto in CaCO_3 .

²⁰ Analogamente, ma con drammatica evidenza, un evento di maggiore dissoluzione del carbonato nei Pozzi 1262 e 1265 avviene appena sopra il limite Eocene/Oligocene, sino al raggiungimento dell'evento globale Earliest Oligocene Glacial Maximum (EOGM) (Liu et al., abstract AGU Fall 2004).

L'esame separato dei tre segmenti, consente di ottenere una minore dispersione per le frequenze individuate dal Lomb Periodogram confermando la possibilità di differenti modalità di sedimentazione nei tre distinti intervalli (appendice al capitolo 5). La rimozione del *trend* operata separatamente sui tre diversi segmenti consente inoltre di eliminare dallo spettro le false periodicità a bassa frequenza (figura 5.2.1).

Il modello teorico delle variazioni dell'eccentricità orbitale (La2004) è stato sintonizzato in modo diretto, con la curva delle variazioni della suscettività magnetica ed in modo inverso con la curva del carbonato, seguendo Cleaveland et al. (2002). I punti di riferimento temporale (*tie points*) utilizzati preliminarmente, sono orizzonti associati a bioeventi a nannofossili calcarei identificati in questo studio (capitolo 4), datati per interpolazione sulla GPTS (Geomagnetic Polarity Time Scale) con età assolute da Berggreen et al. (1995) e Lyle et al. (2002). Il processo iterativo di aggiustamento dei minimi e dei massimi delle successioni di misure è stato operato per mezzo di Analyseries (Paillard et al., 1996) sul modello teorico di Laskar et al. (2004) per la eccentricità. Questo ha consentito di passare da un coefficiente di correlazione incrociata prossimo a zero, ad un coefficiente prossimo a 0,70 tra la curva sottesa dalle singole misure della suscettività magnetica e l'eccentricità orbitale di riferimento. In misura un poco inferiore (correlazione $\approx -0,60$) si ottiene anticorrelazione tra la curva del contenuto in CaCO_3 e l'eccentricità orbitale. La corrispondenza diretta ed inversa, della suscettività magnetica (Zachos et al., 2004) e del contenuto di CaCO_3 (Riesselmann et al., 2007) rispettivamente, con la soluzione della eccentricità La2004 durante il periodo in esame, appare rilevante dopo la sintonizzazione operata (figura 5.3.2, d, e).

Qualsiasi diverso tentativo di sintonizzazione tra i dati sperimentali e la soluzione La2004, porta ad un deciso peggioramento della correlazione incrociata e questo è un buon indizio di qualità ed unicità per il modello del tempo ottenuto.

Dopo la sintonizzazione della serie rispetto all'eccentricità ho tentato un ulteriore miglioramento del modello per mezzo della sintonizzazione rispetto all'obliquità ed alla precessione, ma non ho ottenuto i risultati sperati, determinando talvolta una sensibile diminuzione della correlazione incrociata con l'eccentricità. Una possibile spiegazione per questo fatto è che le soluzioni teoriche per i moti orbitali siano sfasate l'una rispetto all'altra e rispetto ai reali parametri orbitali del Paleogene. Per questo motivo il risultato proposto è calibrato essenzialmente sull'eccentricità.

Il modello del tempo/tasso di sedimentazione scelto è quello con la più alta correlazione, tra quelle ottenute, rispetto alla suscettività magnetica. Esiste un piccolo sfasamento tra la migliore sintonizzazione della suscettività magnetica e quella del CaCO_3 in modo che la massima correlazione tra eccentricità e suscettività magnetica non corrisponde esattamente al massimo dell'anticorrelazione col CaCO_3 .

5.2.2 Discussione: calibrazione orbitale e modello del tasso di sedimentazione.

La calibrazione dei dati della suscettività magnetica e del contenuto di carbonato, ha portato alla determinazione di un nuovo modello del tempo e del tasso di sedimentazione per la transizione Eocene/Oligocene nel Pozzo 1263 (figure 5.3.1 e 5.3.2.a).

I risultati dell'analisi spettrale dei dati calibrati mostrano un significativo miglioramento nella potenza delle frequenze caratteristiche dei moti orbitali nella banda di Milankovic. I

risultati dell'analisi spettrale, effettuata per mezzo del Lomb Periodogram sono significativi sia per la suscettività magnetica che per il carbonato. Benchè lo spettro di frequenza presenti una certa dispersione anche dopo la calibrazione, le principali frequenze osservate sono consistenti con quelle teoriche della soluzione La2004 (figure 5.2.3.a, b).

Lo spettro della suscettività magnetica è dominato dalle frequenze dell'eccentricità lunga e breve, ma anche le frequenze dell'obliquità e della precessione emergono dal livello di significatività. Lo spettro del carbonato, a differenza di quello della suscettività magnetica, è dominato dalle frequenze dell'obliquità anzichè da quelle dell'eccentricità breve. Le frequenze dell'eccentricità sono anch'esse significative nello spettro del carbonato ed appena più basse di quelle teoriche (periodi teorici principali secondo La2004: circa 406.000, 95.000, 124.000 anni) (figura 5.2.3. b).

Nell'intervallo corrispondente all'Eocene superiore dove, per mezzo della sintonizzazione, è stato determinato il più alto tasso di sedimentazione e si ha quindi maggiore risoluzione, si raggiunge un coefficiente di correlazione prossimo a 0,75, mentre nella parte superiore della successione e negli intervalli condensati, la correlazione incrociata rimane intorno a 0,60.

Nel segmento A (Eocene terminale) il tasso di sedimentazione è alto, ma in diminuzione; segue un intervallo condensato costituito dal segmento B (Oi-1 "onset"), ed una ripresa della sedimentazione nel segmento C (figure 5.2.2 e 5.3.3, e). Il tasso di sedimentazione segue grossolanamente l'andamento della suscettività magnetica ed in buona parte è opposto a quello del contenuto in carbonato. Nei segmenti A e C la suscettività magnetica cresce in corrispondenza della diminuzione del carbonato e vice versa (figure 5.2.2), confermando l'idea che l'abbondanza dei minerali magnetici nei sedimenti oceanici sia legata all'alternanza di cicli caldo/umidi e fresco/secchi od a cicli erosivi legati a variazioni del livello marino (Einsele & Ricken, 1991; Ellwood et al., 2000) come osservato da Jovane et al. (2004, 2006) nella sezione di Massignano. Nel segmento B, tuttavia, questa corrispondenza è imprecisa (figura 5.2.2) e, con un tasso di sedimentazione ridotto a 2-5 metri per milione di anni, sembrano aver operato altri agenti, come una diminuzione della produttività, o la dissoluzione del carbonato dovuta all'acidificazione delle acque superficiali e/o l'attivazione di correnti erosive profonde.

Un alto numero di singoli cicli dissolti si accompagna, nei campioni 94,54-94,44, (capitolo 4, pagina 36), con la buona conservazione generale di altre specie. Contemporaneamente si osserva un minimo del tasso di sedimentazione e la discesa della percentuale di carbonato. Sorprendentemente, i campioni 94,54-94,44 che hanno il migliore stato di conservazione e contemporanee evidenze di alta dissoluzione e si collocano durante l'intervallo B, a basso tasso di sedimentazione, corrispondente all'Oi-1 "onset".

Analogamente, al livello 93,10-93,09 mcd si ha un incremento dei singoli cicli dissolti e contemporaneamente un alto indice di Shannon. Il ridotto tasso di sedimentazione di questo intervallo, ci suggerisce che ciò sia dovuto alla condensazione temporale nel sedimento che determina la sovrapposizione di diverse associazioni. I campioni 90,59-90,09 rappresentano un terzo livello con abbondanza di cicli dissolti e tasso di sedimentazione più basso dei campioni circostanti (33,350-33,400 Ma); si tratta di un intervallo di passaggio verso alta dominanza e corrisponde ad una relativa diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ all'interno dell'intervallo Oi-1.

Nella parte superiore della successione la percentuale di coccoliti disciolti aumenta in corrispondenza o poco prima dei minimi nel tasso di sedimentazione, confermando la validità

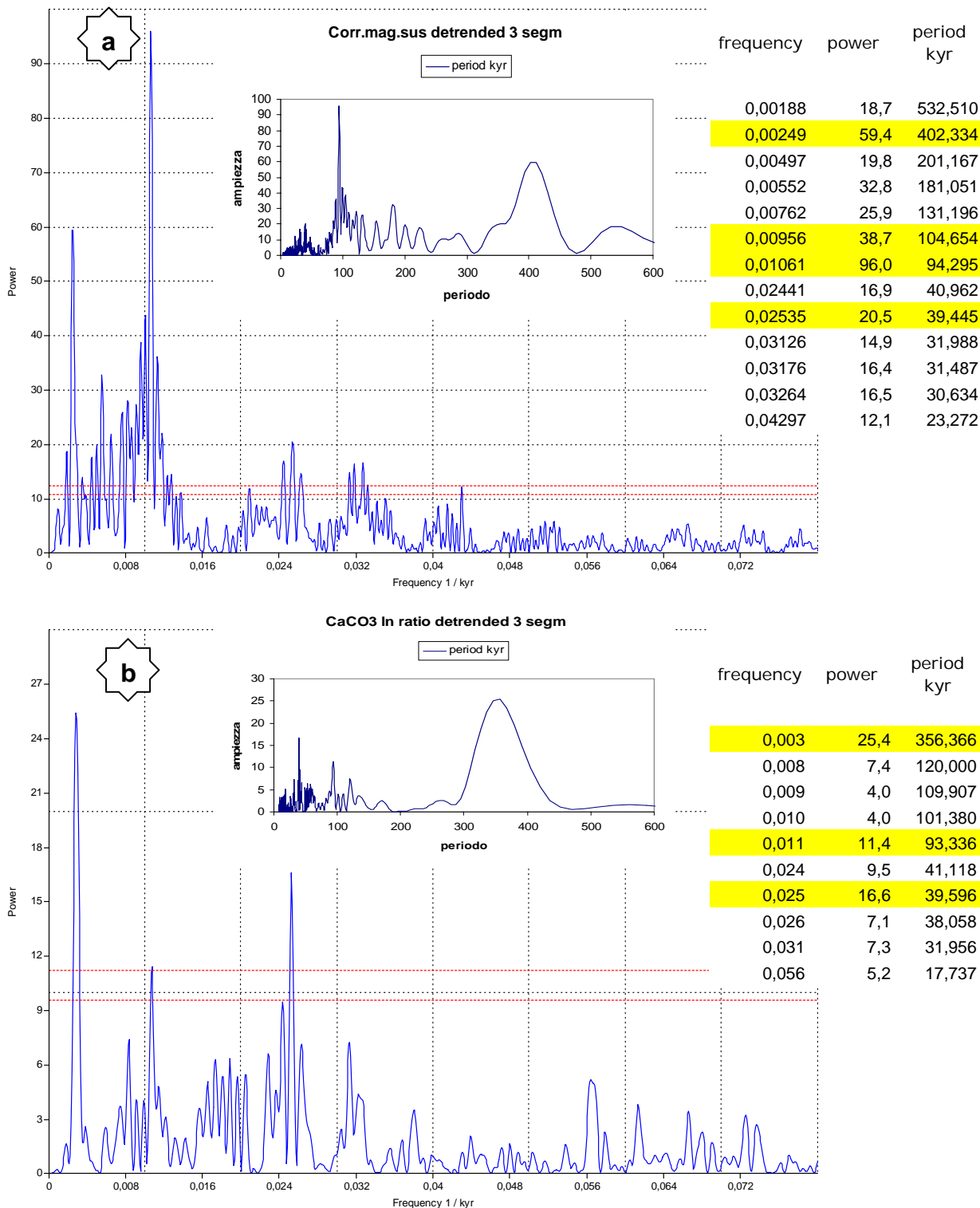


Figura 5.2.3.a,b Spettro delle frequenze dei dati della suscettività magnetica (a) e del carbonato (b) calibrati sul modello del tempo proposto in questo studio. In alto ed a destra rispetto a ciascuno dei due spettri, grafico e tabella dei periodi corrispondenti in migliaia di anni. Le linee rosse tratteggiate sullo spettro, indicano la probabilità che il picco sia casuale (livelli del rumore bianco): livelli di significatività rispettivamente di 0,01 e 0,05.

Nella tabella sono evidenziati in giallo i principali picchi che corrispondono alle frequenze orbitali. La rimozione del *trend* operata separatamente sui tre diversi intervalli della successione ha consentito la rimozione delle alte frequenze altrimenti presenti nel risultato del Lomb Periodogram.

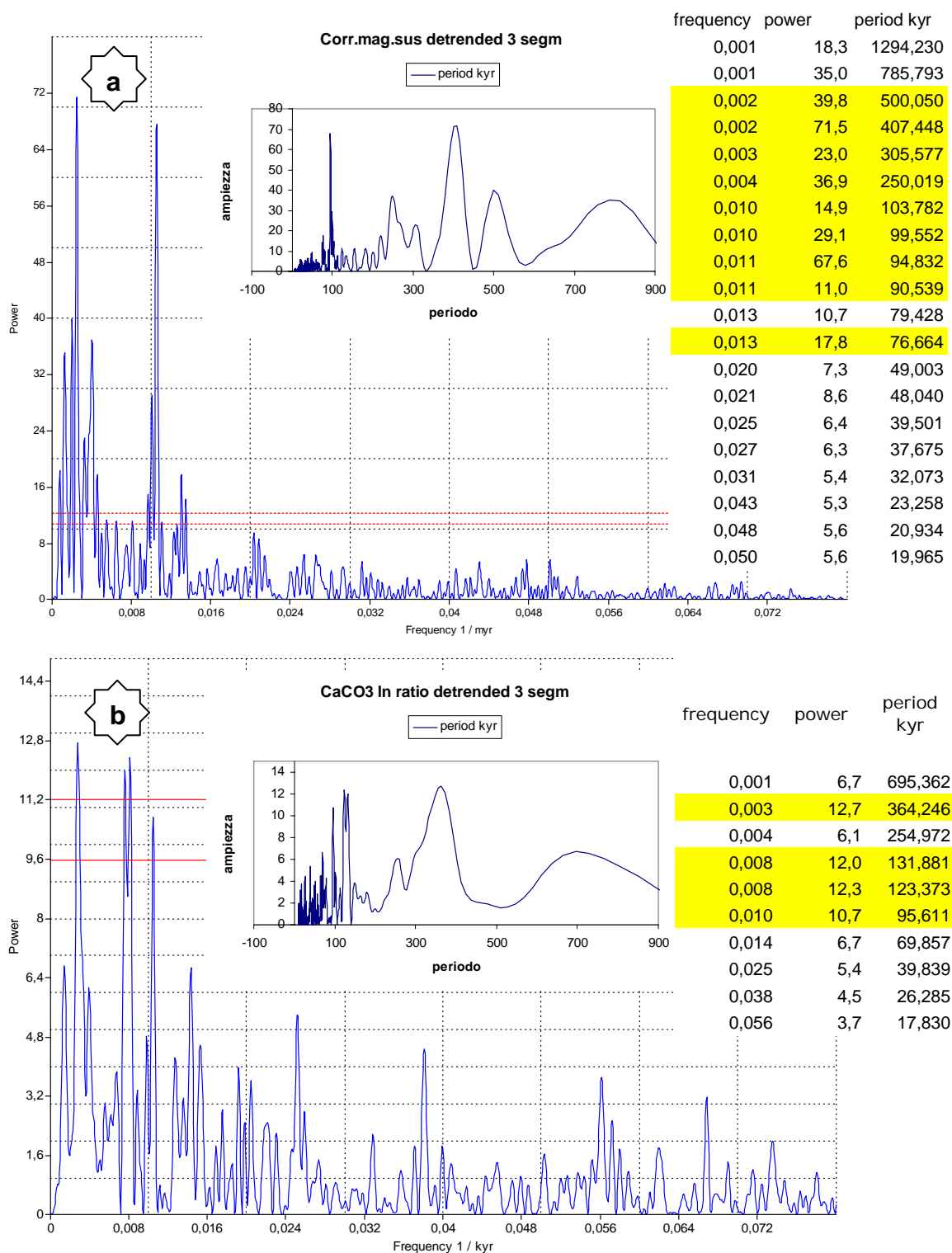


Figura 5.2.4.a,b. Spettro delle frequenze dei dati suscettività magnetica (a) e del carbonato (b) calibrati su di un modello del tempo alternativo (coeff.corr. mag.sus-eccentricità = 0,603; carbonato-eccentricità = -0,480) a quello già proposto (figura 5.2.3). In alto ed a destra grafico e tabella dei periodi corrispondenti in migliaia di anni. Le linee rosse tratteggiate indicano la probabilità che il picco sia casuale come in figura 5.2.3.

Nella tabella sono evidenziati in giallo i principali picchi. La rimozione del *trend* è stata operata come in precedenza. Lo spettro di questo modello è disperso, le frequenze caratteristiche dell'obliquità non emergono significativamente e tutte le frequenze sono spostate verso bassi valori rispetto a quelle orbitali, suggerendo per confronto col precedente modello, che la parte inferiore della successione è stata, in questo caso, eccessivamente dilatata.

del modello. Nella parte basale della successione, invece, dove il numero di coccoliti disciolti è relativamente elevato, si nota un tasso di sedimentazione molto alto in corrispondenza delle estinzioni nei *Discoaster*, circa il doppio di quello previsto nel modello del tempo stabilito per interpolazione lineare dei bioeventi (Zachos et al., 2004 in figura 4.1.4). Poichè questo mette in dubbio la validità del modello sin qui discusso abbiamo cercato di riprodurre un modello temporale in cui la scomparsa di *D. barbadiensis* sia calibrata intorno a 34,7 Ma, come risulta nello studio di Pälke et al. (2006) per il Pozzo 1218.

E' stato predisposto un modello del tempo alternativo, che prevede un minore tasso di sedimentazione, per testare la possibilità di ridurre l'apparente anomalia dell'alto tasso di sedimentazione. Seguendo in parte il modello proposto da Pälke et al. (2006) per il Pozzo 1218, si ottiene un'età di 34,714 Ma per LO di *D. barbadiensis*, di 34,630 Ma per LO di *D. saipanensis* e 34,086 Ma per LO di *Hantkenina* spp., mentre rimane invariato il modello per la parte superiore della successione. Queste datazioni sono ancora compatibili, nei limiti di errore conosciuti, con le datazioni dei livelli a biotite prossimi a questi bioeventi nella sezione di Massignano (Montanari et al., 1993). Per contro, confermando le previsioni delle analisi dei dati (appendice al capitolo 5), i coefficienti di correlazione di questo modello sono decisamente inferiori rispetto a quelli del modello precedente (0,603 anzichè 0,672, tra logaritmo della suscettività magnetica e eccentricità; - 0,480 anzichè - 0,574 tra logaritmo del rapporto del carbonato ed eccentricità). I risultati del Lomb Periodogram (figura 5.2.4, a, b), inoltre, mostrano uno spettro con frequenze caratteristiche disperse e le frequenze caratteristiche dell'obliquità, che dominano lo spettro del carbonato nel caso del modello precedente, non superano qui i livelli di significatività (figura 5.2.4, b).

Il modello del tempo alternativo, che collocherebbe gli eventi d'estinzione dei *Discoaster* (LO *D. barbadiensis* e LO *D. saipanensis*) intorno a 34,700 Ma è dunque da scartare, ed è confermata la validità del primo modello proposto.

L'apparente contraddizione legata alla contemporanea presenza di cicli dissolti ed alto tasso di sedimentazione nella parte basale della successione (fase 1 in figura 4.4.5), suggerisce un incremento del passaggio in soluzione della CO₂ nelle acque superficiali durante il loro temporaneo raffreddamento che seguirebbe l'immissione di materiale in sospensione al termine dell'ultimo periodo caldo (ed umido) del tardo Eocene (figura 1.0.1). Le variazioni nelle associazioni a nannofossili e nel Mg/Ca dei foraminiferi planctonici mostrano infatti, che durante la fase 1 (figura 4.4.5), col procedere del mescolamento (riduzione del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi planctonici), la temperatura delle acque superficiali diminuisce, mentre quella delle acque del termocline aumenta sino alla variazione litologica evidenziata da Zachos et al. (2004)²¹. L'ipotesi è suffragata dalle oscillazioni del contenuto di carbonato osservate (figure 5.2.2 e 5.3.3c) e dalle forti oscillazioni della concentrazione della CO₂ (figura 1.0.2) evidenziate dagli studi di Pagani et al. (2005) e De Conto et al. (2008) per questo intervallo di tempo.

²¹ A 99.1 mcd si ha il passaggio dalla sub unità litologica IB alla sub unità IA, corrispondente alla variazione di molti parametri del pozzo (Zachos et al., 2004) (figure 4.1.1 e 4.1.3).

5.3 Risultati.

5.3.1 Nuove datazioni dalla calibrazione astronomica.

La calibrazione orbitale ha fornito un nuovo modello del tempo che permette una precisa determinazione della durata degli eventi e di indipendenti datazioni assolute per i bioeventi (tabelle 5.1 e 5.2 e figura 5.3.2.a).

Le datazioni assolute ottenute (tabella 5.1), appaiono spostate verso il passato di circa 100.000 – 300.000 anni rispetto alle datazioni stimate per interpolazione da Berggren et al. (1995), da Lyle et al. (2002) e rispetto alla compilazione isotopica di Zachos (Zachos et al., 2001a; Nilsen et al., 2003) (tabella 5.2) con riferimento alla GPTS (Cande e Kent, 1995). Le datazioni assolute dei bioeventi di questi autori, sono stimate per interpolazione rispetto a livelli datati radioisotopicamente e riferiti alla scala geocronologica. La differenza nei risultati ottenuti può essere, in tutto od in parte, dovuta ad un reale miglioramento delle datazioni, oppure alla non definitiva stabilità della soluzione La2004 per età così antiche. Uno sfasamento di qualche ciclo di eccentricità breve nella La2004, corrisponderebbe anche a sfasamento dei cicli di eccentricità lunga portando ad un'errata interpretazione del tasso di sedimentazione nel tempo. La differenza è comunque piccola, rispetto all'attuale precisione²² dei dati radiocronologici relativi alla transizione E/O e la calibrazione astrogeocronologica costituirà un solido riferimento quando la ATS per l'Oligocene sarà completata ed agganciata al Neogene.

L'entità dei progressi nelle soluzioni teoriche dei moti orbitali è ben illustrata dalle grandi differenze tra la soluzione Berger 1978 e la soluzione Laskar 2004 (figura 5.1.2), e tra La93 (Laskar et al., 1993) e La2004 (figura 5.1.1). Con queste premesse è possibile concludere che il modello di età ottenuto dai due set di dati esaminati conferma l'utilità e la validità della La2004, entro limiti di errore relativamente ridotti rispetto all'attuale risoluzione dei dati per la transizione Eocene/Oligocene.

I risultati di questo studio indicano una datazione di 34,070 Ma per il limite E/O (LO *Hantkenina spp.*), che è un poco più antica di quella (34 Ma) suggerita da Luterbacher et al. in Gradstein et al. (2004) e risultato di una recentissima calibrazione astrocronologica relativa alla sezione del Monte Cagnero (33,950 Ma secondo Hyland et al., in stampa). Due recenti calibrazioni astronomiche del GSSP di Massignano forniscono per il limite E/O datazioni più giovani, che differiscono dalla presente di 170.000 e 360.000 anni rispettivamente: Brown et al. (in stampa) ottengono una datazione di 33,900 Ma per il limite E/O, più antica di quanto stimato in Berggren et al. (1995) e Lyle et al. (2002), mentre la calibrazione di Jovane et al. (2006, 2007b), a 33,714 Ma, conferma i dati di Berggren. La datazione proposta con questo studio è più antica di quelle ora esaminate, ma più giovane di quella che si può dedurre dal modello astrogeocronologico del Pozzo 1218 (che utilizza i soli bioeventi a nannofossili, mancando il dato corrispondente a LO *Hantkenina spp.* in Lyle et al., 2002). Dal modello astrogeocronologico del Pozzo 1218 (Pälike et al., 2006) si deduce, infatti, una stima del limite E/O a 34,130 Ma²³.

²² Le datazioni dei livelli a biotite della sezione di Massignano (GSSP per il limite E/O) hanno errori stimati in qualche centinaio di migliaia di anni (Montanari et al., 1993). I limiti di risoluzione dell'astrocronologia per il Cenozoico sono migliori di circa un fattore 10 rispetto a quelli della GPTS (Raffi et al., 2006).

²³ Questa stima è ottenuta valutando la LO di *Hantkenina spp.* di circa 300.000 anni più giovane della LO di *D. saipanensis* (Lyle et al., 2002), a sua volta calibrata a 34,430 Ma in Pälike et al. (2006) (tabella 5.2).

age map Hole 1263

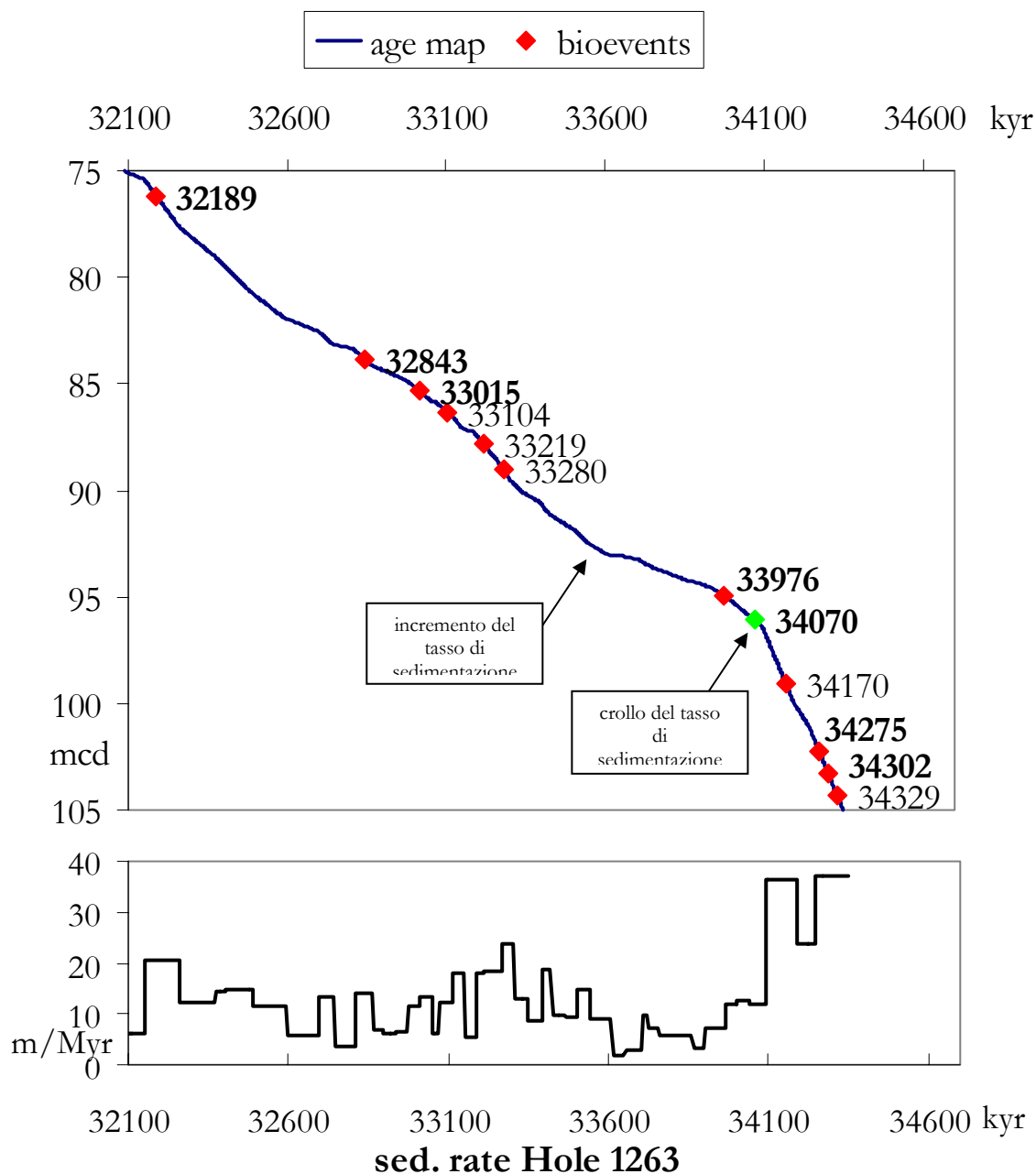


Figura 5.3.1: Modello del tempo/profondità e del tasso di sedimentazione derivati dalla calibrazione astrogeocronologica del Pozzo ODP 1263 con la soluzione per l'eccentricità di Laskar et al. (2004).

Tabella 5.1: riepilogo degli eventi a nannofossili calcarei determinati. Per ogni evento sono indicati il livello medio corrispondente alla composita del pozzo e l'età assegnata in base alla calibrazione astrogeocronologica

tempo medio Myr	liv. medio mcd	bioeventi
32,189	76,19	LO <i>R. umbilica</i>
32,843	83,84	LO <i>I. recurvus</i> (?)
33,015	85,34	LO <i>E. formosa</i>
33,104	86,34	FCO <i>Sph.akropodus</i>
33,219	87,84	FO <i>Ch.altus</i> (?)
33,280	89,02	FO <i>Sph.akropodus</i>
33,976	94,95	AB <i>Cl.obrutus</i>
34,070	96,27	LO <i>Hantkenina</i>
34,170	99,14	FO <i>R. circus</i>
34,275	102,27	LO <i>D.saipanensis</i>
34,302	103,27	LO <i>D.barbadiensis</i>
34,329	103,77	FO <i>Sph.tribulosus</i>

La correlazione tra il Pozzo 1263 e le sezioni dell'Umbria-Marche operata per mezzo dei bioeventi a nannofossili calcarei, mostra una buona congruenza temporale tra la calibrazione ciclostratigrafica e le datazioni radioisotopiche dei livelli a biotite contenuti nella successione di Massignano e Monte Cagnero (Montanari et al., 1993; Montanari & Koeberl, 2000, e bibliografia citata, Coccioni et al., 2008).

L'episodio Oi-1 ha una durata di circa 450.000 anni, ed il suo centro nel punto di massimo $\delta^{18}\text{O}$ è calibrato a 33,505 Ma (figura 5.3.3, a), ben confrontabile con il recente risultato ($\approx 33,560$ Ma) di Miller et al. (2008) dalla Cava St. Stephens in Alabama e con la stratigrafia isotopica del Pozzo 1218 (figura 3.3.1).

bioevento	profondità	tempo assoluto migliaia di anni						
		Pozzo 1263 val.medio mcd	Pozzo 1263 man. Cyclostr.	Bergreen et al.1995	Lyle et al. 2002 (I.R. Leg 199)	Massignan o GSSP	Pozzo 1218 Pälike man Ciclostr.	Pozzo 1218 Pälike auto Ciclostr.
FO Sph.distentus	n.d.				30.400		29.910	29.892
LO R.umbilicus (dato IR)	76,19	32.189	32.300		31.700		32.167	32.180
AE C.obrutus	n.d.				32.200			
LO I.recurvus (provv.)	83,84	32.843	31.800-33.100		32.700			
LO E.formosa	85,34	33.015	32.800		32.900		32.968	32.975
AB C.obrutus	94,95	33.976	n.d.		33.700	33.850	n.d.	n.d.
LO Hantkenina (Thomas)	96,09	34.070	33.700		33.700	34.000	n.d.	n.d.
LO D.saipanensis	102,27	34.275	34.200		34.000	34.350	34.430	34.430
LO D.barbadiensis	103,27	34.302	34.300		34.200	34.450	34.740	34.740
LO C.reticulatum	n.d.				34.900			
LO C.protoannulus	n.d.				35.400			
FO I.recurvus	n.d.				36.600			
bibliografia di riferimento		questo studio	Miller et al.,1985; Poore et al.,1982; Wei & Thierstein,1991; Backman,1987; Coccioni et al.,1988; Aubry 1983; Poag & Aubry 1985.	Backman, 1987; Olaffson& Villa 1992; Berggren et al.,1995	Brown et al., in press; questo studio per i bioeventi	Pälike et al., 2005; Pälike et al., 2006 online material	Pälike et al., 2005; Pälike et al., 2006 online material	

Tabella 5.2: bioeventi relativi al Pozzo 1263 ed alla sezione di Massignano discussi in questo studio e loro datazioni astrogeocronologiche assolute; confronto con le datazioni assolute proposte da altri autori.

Riesselman et al. (2007) hanno già notato l'assenza del doppio evento Oi-1a e Oi-1b (Zachos et al., 1996) osservato nel Pozzo 744 (Oceano Indiano Meridionale). Il doppio picco del $\delta^{18}\text{O}$ correlato con il magnetocrono C13n nel Pozzo 744 non è altrettanto evidente nei pozzi ODP 689 e 522 (Oceano Atlantico Meridionale) e 1218 (Oceano Pacifico equatoriale) (Salamy & Zachos, 1999; Zachos et al, 2001a; Nilsen et al, 2003; Lear et al., 2004) ed il

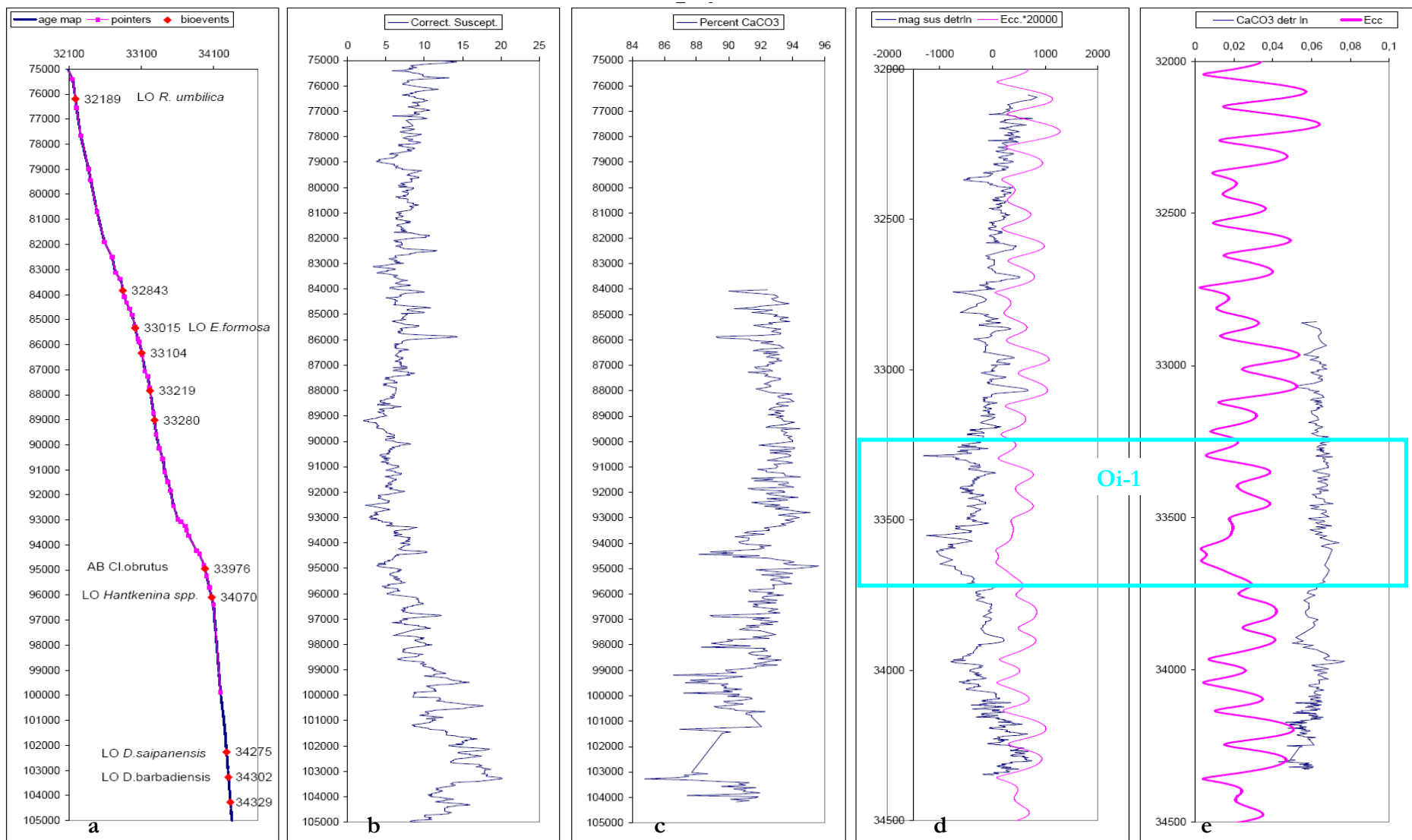


Figura 5.3.2: a) Modello del tempo per il pozzo 1263, il modello è ottenuto attraverso la sintonizzazione tra il segnale contenuto nel sedimento e la soluzione teorica della eccentricità. La 2004. b, c) Grafico delle misure utilizzate per il modello del tempo: suscettività magnetica e percentuale di carbonato, rispetto alla profondità nel Pozzo,. d, e) Grafico della suscettività magnetica e della percentuale di carbonato, rispetto al tempo. Il segnale della eccentricità, in rosa, secondo La2004, è riportato per visualizzare il grado di correlazione tra questo e la suscettività magnetica in (d) (c.c. = +0,672) e con la percentuale di carbonato in (e) (c.c. = -0,574). Il rettangolo azzurro delimita l'intervallo Oi-1.

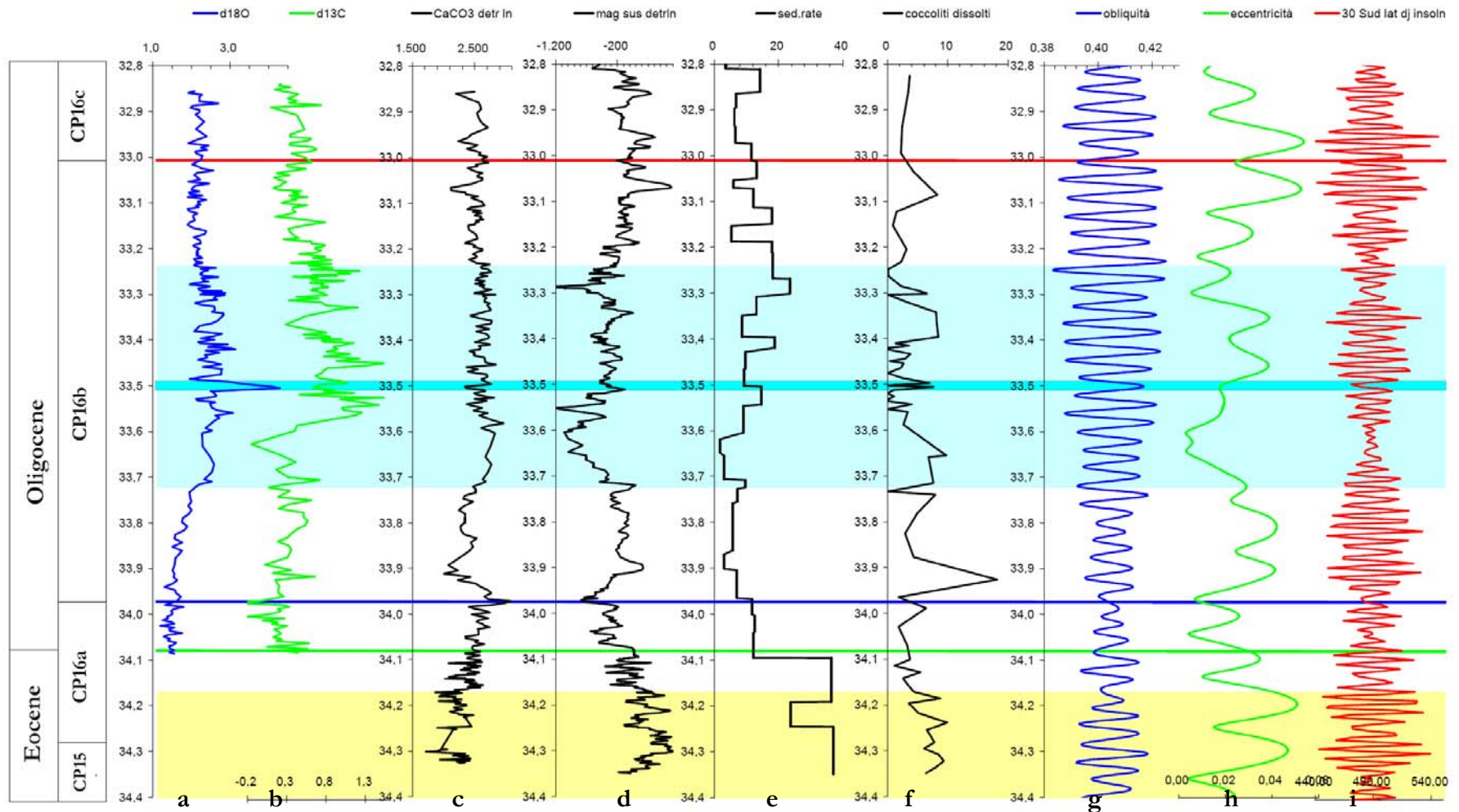


Figura 5.3.3: grafici relativi a vari proxy secondo il modello del tempo proposto per il Pozzo 1263, calibrati sulle soluzioni teoriche La2004. A destra le funzioni teoriche (La2004): in blu le variazioni dell'obliquità (g), in verde l'eccentricità (h), in rosso l'insolazione estiva (dic.-gen.) alla latitudine di -30° (i) secondo La2004.

Il rettangolo giallo delimita l'intervallo corrispondente al crollo dei *Discoaster* ed al primo incremento delle specie eutrofiche e fresche mesotrofiche. Il rettangolo azzurro delimita l'intervallo Oi-1. A sinistra: zonazione a nannofossili secondo Okada & Bukry (1980) e limite E/O in base alla LO di *Hantkenina spp.*

a) grafico del $\delta^{18}\text{O}$. b) grafico del $\delta^{13}\text{C}$. c) grafico delle variazioni del logaritmo del carbonato a cui è stato rimosso il trend generale. d) grafico delle variazioni del logaritmo della suscettività magnetica in cui è stato rimosso il trend generale. e) Grafico del tasso di sedimentazione stimato dal modello del tempo proposto. f) Grafico dell'abbondanza di coccoliti disciolti.

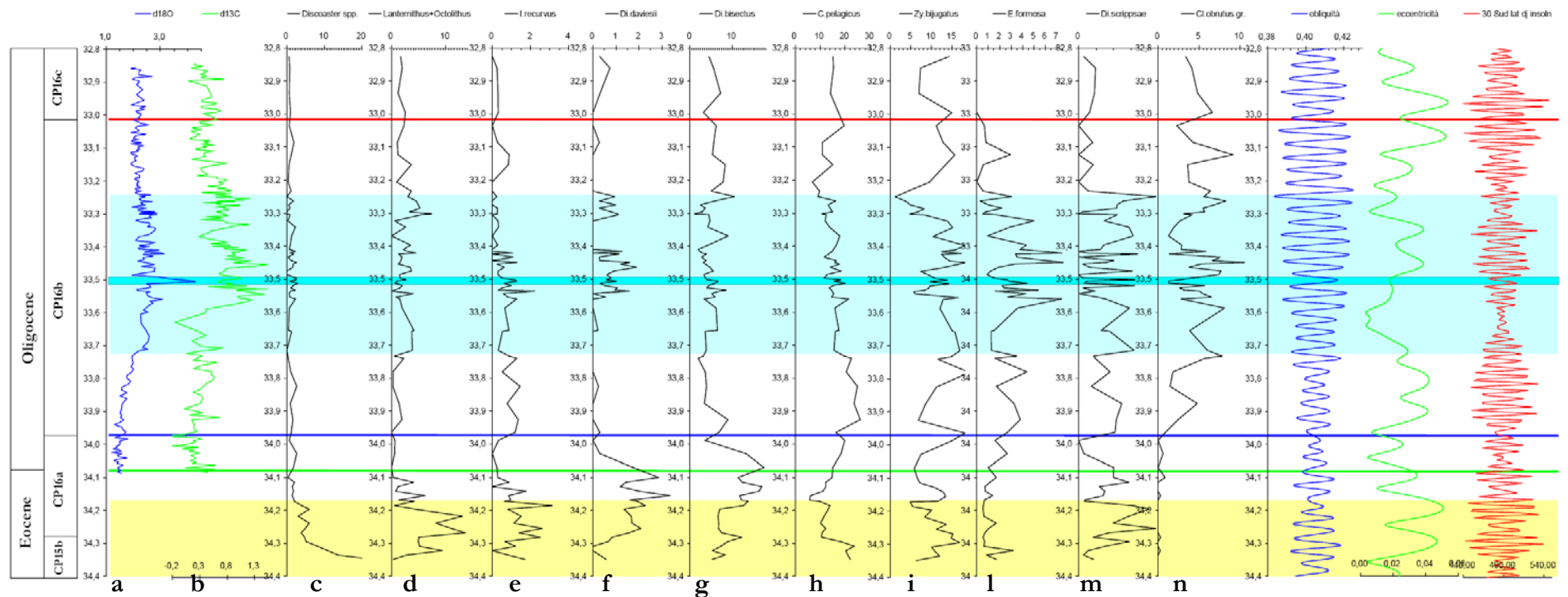


Figura 5.3.4: grafici relativi alle variazioni di abbondanza di vari proxies nel tempo secondo il modello proposto per il Pozzo 1263, calibrati sulle soluzioni teoriche La2004.

A destra le funzioni teoriche (La2004): in blu le variazioni dell'obliquità, in verde l'eccentricità, in rosso l'insolazione estiva (dic.-gen.) alla latitudine di -30° secondo La2004.

Il rettangolo giallo delimita l'intervallo corrispondente al crollo dei *Discoaster* ed al primo incremento delle specie eutrofiche e fresche mesotrofiche. Il rettangolo azzurro delimita l'intervallo Oi-1. A sinistra: zonazione a nannofossili secondo Okada & Bukry (1980) e limite E/O in base alla LO di *Hantkenina spp.*

- a) grafico del $\delta^{18}\text{O}$.
- b) grafico del $\delta^{13}\text{C}$.
- c) Variazioni dell'abbondanza di *Discoaster spp.*
- d) Variazioni dell'abbondanza di *Lanternithus + Octolithus*
- e) Variazioni dell'abbondanza di *I. recurvus*.
- f) Variazioni dell'abbondanza di *Di. daviesii*.
- g) Variazioni dell'abbondanza di *Di. bisectus*.
- h) Variazioni dell'abbondanza di *C. pelagicus*.
- i) Variazioni dell'abbondanza di *Z. bijugatus*.
- l) Variazioni dell'abbondanza di *E. formosa*.
- m) Variazioni dell'abbondanza di *Di. scrippsae*.
- n) Variazioni dell'abbondanza di *Cl. obrutus gr.*

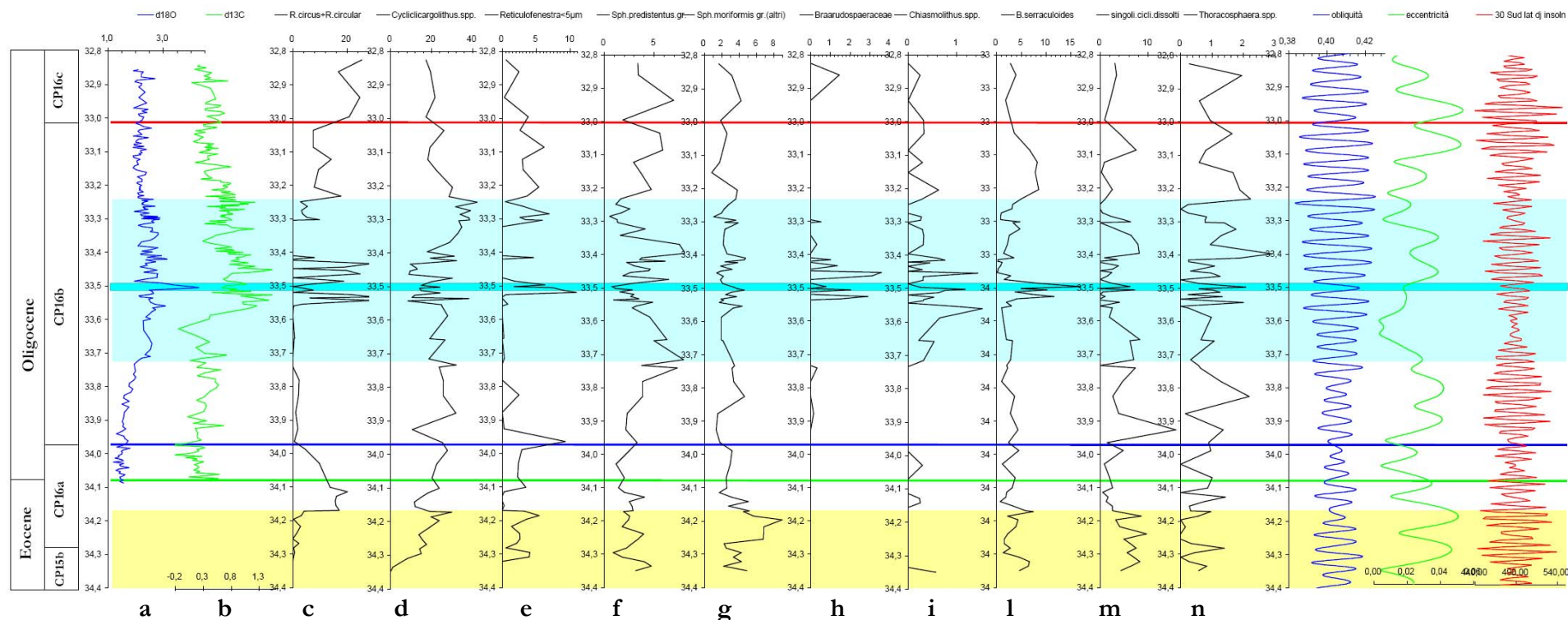


Figura 5.3.5: grafici relativi alle variazioni di abbondanza di vari proxies nel tempo secondo il modello proposto per il Pozzo 1263, calibrati sulle soluzioni teoriche La2004.

A destra le funzioni teoriche (La2004): in blu le variazioni dell'obliquità, in verde l'eccentricità, in rosso l'insolazione estiva (dic.-gen.) alla latitudine di -30° secondo La2004.

Il rettangolo giallo delimita l'intervallo corrispondente al crollo dei *Discoaster* ed al primo incremento delle specie eutrofiche e fresche mesotrofiche. Il rettangolo azzurro delimita l'intervallo Oi-1. A sinistra: zonazione a nanfossili secondo Okada & Bukry (1980) e limite E/O in base alla LO di *Hantkenina spp.*

a) Grafico del $\delta^{18}\text{O}$. b) Grafico del $\delta^{13}\text{C}$. c) Variazioni dell'abbondanza di *R. circus* + *R. sp. B circular*. d) Variazioni dell'abbondanza di *Cyclicargolithus spp.* e) Variazioni dell'abbondanza di *Reticulofenestra <5μm*. f) Variazioni dell'abbondanza di *Sph. predistentus gr.* g) Variazioni dell'abbondanza di *Sph. moriformis gr.* h) Variazioni dell'abbondanza delle Braarudosphaeraceae. i) Variazioni dell'abbondanza di *Chiasmolithus spp.* l) Variazioni dell'abbondanza di *B. serraculoides*. m) Variazioni dell'abbondanza dei singoli cicli disciolti. n) Variazioni dell'abbondanza di *Thoracosphaera spp.*

confronto con i risultati delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ nel Pozzo 1263, alla luce di questo modello del tempo, suggeriscono che la particolarità della curva del $\delta^{18}\text{O}$ nel Pozzo 744 sia dovuta alla registrazione condensata di due diversi eventi isotopici dell'Oligocene inferiore. Il ripidissimo incremento del $\delta^{18}\text{O}$ che caratterizza Oi-1a nel Pozzo 744A potrebbe essere dovuto ad una lacuna od alla mancanza di dati causata da un grave disturbo nella perforazione (Salamy & Zachos, 1999) nell'intervallo corrispondente alla incremento del $\delta^{18}\text{O}$.

La fase di ascesa del $\delta^{18}\text{O}$ (Oi-1 onset) inizia al termine del nodo obliquitale dei 34 Ma ed ha la durata di circa due cicli di eccentricità. Il suo andamento è quasi simmetrico, con il massimo picco del $\delta^{18}\text{O}$ come centro di simmetria, rispetto all'intervallo che segue il termine di Oi-1 (figura 5.3.3.a); altri parametri appaiono simmetrici rispetto al massimo picco del $\delta^{18}\text{O}$: variazioni di abbondanza di vari taxa come *E. formosa* e Braarudosphaeraceae, variazioni del $\delta^{13}\text{C}$ (figure 5.3.4 e 5.3.5).

Il $\delta^{13}\text{C}$ oscilla su livelli poco più alti del livello di base durante la fase di crescita del $\delta^{18}\text{O}$ e raggiunge gli alti livelli associati ad Oi-1 nella generalità dei pozzi soltanto a 33,600 Ma, in concomitanza con il termine della fase a tasso di sedimentazione ridotto. I livelli massimi del $\delta^{13}\text{C}$ sono raggiunti in due cicli principali (sulla frequenza dell'eccentricità breve) che precedono e seguono il massimo picco del $\delta^{18}\text{O}$.

I cicli del CaCO_3 sulle frequenze dell'obliquità (periodi teorici principali secondo La2004: circa 40.000, 39.000, 52.000 anni), sono ben evidenti negli intervalli a maggior tasso di sedimentazione, a partire dalla base della successione (34,300 Ma) sino alla base dell'acme dei *Clausicoccus* (33,976 Ma) e da circa 33,600 a 33,100 Ma. Questo sembra dovuto alla maggiore risoluzione dei cicli nel momento di maggiore sedimentazione (figure 5.3.3.c, e, f).

Nessuna ciclicità è dimostrabile per le variazioni d'abbondanza dei nannofossili a causa della scarsa risoluzione dei dati.

5.4 Conclusioni

L'analisi delle serie temporali è diventata di grande importanza nello studio dei dati climatici recenti. La sua applicazione a serie di dati ed osservazioni ad altissima risoluzione, ottenuti dai sedimenti del passato, è da tempo una risorsa per la stratigrafia. Purtroppo, la complessità dei processi che originano le successioni sedimentarie, non permette di trarre delle conclusioni certe, ma soltanto di impostare nuovi modelli interpretativi dei processi stessi.

La sintonizzazione delle serie di dati ottenute dai sedimenti può apparire una operazione del tutto artificiosa, ma è ampiamente applicata in ciclostratigrafia (Schwarzacher, 2000; Pälike et al., 2006; Abels et al., 2007) ed ha consentito notevoli miglioramenti della risoluzione stratigrafica. Una volta preso atto del fatto che con questa operazione si tenta una interpretazione dei dati, nell'ipotesi che esista una relazione tra le proprietà fisico-chimiche del sedimento e la quantità di energia scambiata nel sistema Terra-Sole, l'analisi spettrale delle serie temporali, rappresenta un ponte tra la descrizione del fenomeno, desunto dalle osservazioni, e lo studio delle origini delle dinamiche climatiche.

La calibrazione astrogeocronologica proposta, interpreta la corrispondenza tra le sequenze stratigrafiche della transizione E/O e le funzioni orbitali teoriche, per offrire un contributo alla costruzione della ATS (*Astronomic Time Scale*) dove la scarsità di successioni continue e l'influenza di forti e ripetute perturbazioni ambientali e del tasso di sedimentazione rende la ricostruzione particolarmente difficile. Il futuro perfezionamento delle soluzioni

teoriche orbitali e la disponibilità di nuovi modelli ciclostratigrafici, permetterà la verifica ed il raffinamento di questo modello.

Il modello del tempo proposto, fornisce uno spettro delle frequenze registrate nei sedimenti esaminati significativamente coerente con il *forcing* orbitale. La dispersione che alcune frequenze mostrano dopo la sintonizzazione, suggerisce che il modello può essere migliorato con variazioni nella calibrazione dei punti, che non eccedono il centinaio di migliaia di anni.

La debolezza delle frequenze della precessione negli spettri dei dati esaminati, che dovrebbero essere, invece, teoricamente molto influenti alle latitudini subtropicali, suggerisce che il segnale della precessione sia oscurato dalle dinamiche glaciali che si svolgono alle alte latitudini sotto il controllo dell'obliquità. In altre parole, durante la transizione E/O, la sedimentazione sembra dipendere, anche in questo pozzo subtropicale, dai processi delle alte latitudini. Il forte controllo obliquitale sulle serie esaminate suggerisce che la geochimica degli oceani sia stata fortemente influenzata dalle dinamiche glaciali durante la transizione Eocene/Oligocene in particolar modo negli intervalli esterni al nodo dell'involuppo obliquitale dei 34 milioni di anni.

Nell'intervallo esaminato la suscettività magnetica sembra essere un buon proxy relativamente all'apporto dei nutrienti, alla produttività e all'apporto terrigeno fine anche in oceano aperto, sotto il controllo dei cicli di eccentricità breve. Il contenuto di carbonato nei sedimenti sembra invece oscillare preferibilmente sulle frequenze dell'obliquità ed essere dunque legato alla stagionalità, ma durante cicli di eccentricità lunga. Una riduzione della sedimentazione carbonatica si osserva nei periodi di stagionalità ridotta (nodo obliquitale).

Il *forcing* orbitale scandisce le tappe della transizione E/O e le variazioni della produttività a Walvis Ridge sulle frequenze dell'eccentricità, in un complicato rapporto di causa-effetto con le variazioni del tasso di sedimentazione e della concentrazione di CO₂, dei cicli secco/umidi, e dell'erosione continentale.

Il periodo di crescita del $\delta^{18}\text{O}$, che la generalità degli autori associa con una rapidissima crescita dei ghiacci e/o con variazioni della temperatura, è stato interpretato come un evento graduale, della durata di circa due cicli di eccentricità breve, durante il quale il tasso di sedimentazione è particolarmente ridotto. Al contrario, la crisi e la successiva estinzione dei *Discoster* a rosetta, appaiono assai più rapide di quanto precedentemente suggerito.

Nuove ed indipendenti datazioni relative ai bioeventi a nannofossili calcarei ed all'orizzonte di LO di *Hantkenina* spp. (tabelle 5.1 e 5.2) sono state dedotte dal modello ciclostratigrafico.

Considerazioni finali e conclusioni.

Questa ricerca ha consentito di formulare nuove interpretazioni riguardo alla risposta evolutiva delle associazioni a nanoplankton calcareo ai cambiamenti climatici di breve durata sovrapposti sul deterioramento climatico di lungo termine del Paleogene superiore.

Lo studio biostratigrafico di dettaglio nell'area della Tetide (Agost, Monte Cagnero e Massignano) e nell'Oceano Atlantico Sud-orientale (Pozzo ODP 1263) ha inoltre permesso il miglioramento della risoluzione biostratigrafica e cronologica delle zonazioni standard di Martini (1971) ed Okada & Bukry (1980) e l'identificazione di numerosi bioeventi secondari relativi all'intervallo Ypresiano terminale, Luteziano (tabella 2.1) ed alla transizione Eocene/Oligocene (tabella 3.1; figure 3.2.6 e 4.2.1).

Lo studio della transizione Ypresiano/Luteziano nella sezione di Agost ha consentito di precisare le correlazioni tra le biozone a nanofossili calcarei e le biozone a foraminiferi planctonici e bentonici nell'ambito di un lavoro di biomagnetostratigrafia integrata (Larrasoana et al. 2008). In particolare è stata confermata l'esistenza di uno scarto di alcuni milioni d'anni, già osservato nella sezione di Gorrondatxe (Bernaola et al., 2006; Orue-Extebarria et al., 2006; Payros et al., 2007), che interessa le correlazioni biostratigrafiche classiche (Berggren et al., 1995; Lyle et al., 2002; Luterbacher et al., 2004) tra zone a nanofossili calcarei e zone a foraminiferi planctonici del Luteziano. I classici bioeventi a nanofossili (FO di *D. subloedoensis* e FO di *B. inflatus*) ed a foraminiferi planctonici (FO di *Guembeltrioides nuttalli* e FO di *Hantkenina spp.*) sino ad oggi utilizzati per la correlazione del limite Y/L (Luterbacher et al., 2004) e considerati temporalmente vicini, si susseguono, invece, in un intervallo di quasi cinque milioni d'anni.

La revisione della sezione di Massignano (GSSP per il limite E/O) e lo studio della transizione E/O nella sezione di Monte Cagnero e nel Pozzo ODP 1263, hanno permesso di affinare la biostratigrafia relativa a quest'intervallo e distinguere gli eventi di LOs di *D. barbadiensis* e *D. saipanensis*, in accordo con quanto osservato nella maggior parte degli studi relativi alle latitudini medio basse di tutto il mondo. Inoltre, lo studio dettagliato della sezione di Monte Cagnero ha consentito la correlazione con lo stratotipo di Massignano ed ha permesso di proporre la candidatura della sezione di Monte Cagnero come parastratotipo per il limite E/O (Hyland et al., in stampa), in modo da integrare lo scarso spessore (4 metri) dei sedimenti oligocenici presenti a Massignano.

Lo studio delle variazioni d'abbondanza delle associazioni a nanofossili calcarei ha rivelato importanti tendenze di lungo e breve termine, che sono state esaminate nell'ambito di un approccio multidisciplinare ed interpretate in termini di variazioni paleoambientali.

Durante il Luteziano, la diversità specifica dei nanofossili calcarei raggiunge valori molto elevati ed è caratterizzata da numerose nuove comparse soprattutto nei generi quali *Reticulofenestra*, *Dictyococcites* e *Cribrrocentrum*, adattati a condizioni prevalentemente temperate meso-eutrofiche e nei generi *Braarudosphaera*, *Micrantolithus*, *Pemma*, *Pontosphaera* e *Blackites*, caratteristici di condizioni di salinità variabile e turbolenza. Nella prima parte di questo intervallo si notano inoltre, importanti riduzioni d'abbondanza e turnover nei *Discoaster*, forme caldo-oligotrofiche, con la scomparsa delle specie di maggiori dimensioni (*D. lodoensis*) e provviste di grande bottone (*D. kuepperi*), ultime rappresentanti delle associazioni caratteristiche dell'Eocene inferiore.

Nella sezione di Agost, la proliferazione di specie adattate ad alti nutrienti ed instabilità ambientale e la riduzione di quelle specialiste, sembra legata alla presenza di grandi quantità di materiale in sospensione durante la fase umida dei cicli climatici ed imputabile all'influenza dell'orogenesi alpina, con il persistere di acque relativamente stratificate e temperature relativamente elevate. Durante il Luteziano, infatti, le Noelaerhabdaceae si differenziano (*Reticulofenestra*, *Dictyococcites*, *Cyclicargolithus* e *Cribrocentrum*) e dalla base al tetto della sezione, si osserva una tendenza all'aumento della taglia. Le Noelaerhabdaceae divengono inoltre molto abbondanti, mentre i *Discoaster* si riducono quantitativamente dal termine dell'Eocene inferiore, ma mantengono una elevata diversità ed una abbondanza non trascurabile.

Durante la transizione Eocene/Oligocene, invece, in corrispondenza del passaggio NP20-NP21 si osserva l'inizio di un lungo paracme dei *Discoaster* durante il quale la presenza di questo genere è estremamente ridotta, sia per l'abbondanza relativa che per il numero di specie; contemporaneamente le Noelaerhabdaceae divengono dominanti, dando origine ad associazioni oligotipiche con una tendenza di riduzione delle dimensioni e della robustezza dei singoli coccoliti. Ciò si osserva attraverso successivi stadi di riduzione dell'abbondanza di *R. umbilica* e di *D. bisectus* >10 μ m. Le variazioni osservate in corrispondenza della transizione Eocene-Oligocene sono state interpretate con un incremento della turbolenza nella parte superiore della colonna d'acqua, che si aggiunge alla progressiva eutrofizzazione ed alla tendenza di riduzione della temperatura già in atto.

Il Pozzo ODP 1263, i cui sedimenti rappresentano una delle rare successioni oceaniche continue per quanto riguarda la transizione Eocene/Oligocene, ha offerto la possibilità di uno studio ad alta risoluzione, permettendo l'utilizzo ed il confronto di una vasta mole di dati (Initial Reports e Scientific Results del Leg 208). La ricerca nell'ambito di un gruppo di lavoro con approccio multidisciplinare si è avvalsa, oltre che delle analisi biostratigrafiche, quantitative e statistiche relative ai nannofossili calcarei, di dati isotopici relativi ai foraminiferi bentonici (Riesselman et al., 2007), planctonici, e di misure relative al rapporto Mg/Ca nei foraminiferi planctonici (Peck in Tori et al., 2008).

Le analisi hanno mostrato che nel Pozzo ODP 1263 l'evento di Acme Beginning di *C. obrutus*, utilizzato come marker per la base della Zona CP16b, coincide con importanti cambiamenti paleoambientali e paleoceanografici quali l'inizio dell'*onset* dell'evento isotopico Oi-1 e sembra ben approssimare il limite E/O (LO di *Hantkenina*).

L'analisi statistica multivariata si è rivelata un utile strumento per l'identificazione delle relazioni esistenti tra differenti taxa, all'interno delle associazioni a nannofossili calcarei osservate nel Pozzo ODP 1263 durante la transizione Eocene/Oligocene (tabella 4.3.3), anche se i risultati di queste analisi non sono d'interpretazione immediata ed evidenziano la presenza di un consistente numero di fattori che perturbano le associazioni.

Le associazioni a nannofossili calcarei mostrano importanti variazioni quantitative e qualitative con incremento di specie adattate a condizioni meso-eutrofiche in risposta alla crescita del $\delta^{18}\text{O}$ in tutte le successioni esaminate. Nella sezione di Monte Cagnero, pur basandosi su di una correlazione indiretta ed occorrendo quindi ulteriori ricerche, l'associazione a nannofossili sembra rispondere ad un aumento di nutrienti (incremento di *Cyclicargolithus*, *Dictyococcites scrippsae*-*Dictyococcites hesslandii* gr.) in corrispondenza degli eventi isotopici precursori di Oi-1 e di Oi-1, identificati nell'Oceano Pacifico equatoriale (Lear et al., 2004; Coxall et al., 2005) e nella Cava St. Stephen in Alabama (Miller et al., 2008) (figura 3.3.1).

Una importante differenza si osserva tuttavia, tra le associazioni del Pozzo 1263 (Atlantico meridionale) e le associazioni del Monte Cagnero (Tetide occidentale). Nel Pozzo 1263 l'evento Oi-1 è, infatti, dominato da generi adattati ad alti nutrienti (*Cyclicargolithus* e *Clausiococcus*), mentre nella sezione di Monte Cagnero l'incremento di *Cyclicargolithus spp.* accompagna gli eventi isotopici precursori di Oi-1, ma durante Oi-1 è invece dominante il gruppo caldo mesotrofico *Di. scrippsae* – *Di. besslandii*.

Durante l'Eocene terminale la progressiva riduzione della stratificazione della colonna d'acqua, dedotta dalla diminuzione del $\Delta \delta^{18}\text{O}$ nei foraminiferi planctonici di differenti profondità (Peck in Tori et al., 2008) e il successivo temporaneo raffreddamento delle acque superficiali (incremento di specie fredde e dati relativi al rapporto Mg/Ca) osservati nel Pozzo ODP 1263 (figura 4.4.5) sembrano essere la causa della crisi dei *Discoaster*, confermando le intuizioni di Aubry (1992a) che li considera forme adattate a scarsa intensità luminosa nella parte inferiore della zona fotica (*deep-dwellers*).

Le evidenze di espansione del *mixed layer* (diffusione delle specie opportuniste, riduzione delle specialiste e diminuzione del $\Delta \delta^{18}\text{O}$) nell'area di Walvis Ridge suggeriscono un aumento di turbolenza nell'atmosfera e nello strato superficiale oceanico. Su scala globale un modello di circolazione oceanica dominato da condizioni cicloniche potrebbe, infatti, avere indotto *upwelling* nelle aree oceaniche aperte provocando a sua volta incremento di nutrienti in superficie e della produttività primaria (Falkowsky et al, 2004 in Miller et al., 2008). Concludendo, un forte gradiente termico latitudinale con un rinforzo della circolazione atmosferica ed oceanica e sprofondamento di acque fredde in Antartide è sufficiente per spiegare le variazioni osservate a Walvis Ridge all'inizio dell'Oligocene.

E' possibile concludere che la transizione E/O si sviluppò per successive fasi legate a progressiva eutrofizzazione, rapide oscillazioni della CO_2 , instabilità ambientale e piccole diminuzioni della temperatura delle acque di superficie nell'Eocene superiore, ma senza significative e durature diminuzioni della temperatura durante l'evento isotopico Oi-1 (Zachos et al., 1992, 1996), in corrispondenza del magnetocrono C13n. Durante Oi-1, infatti, contrariamente a quanto sinora speculato dalla maggioranza degli autori, le acque superficiali della fascia subtropicale e temperata, appaiono mediamente più calde rispetto alla fase terminale dell'Eocene, ma fortemente instabili (questo studio; Peck et al., 2007 abstract; Tori et al., 2008 IGC abstract).

L'interpretazione dei dati della suscettività magnetica e del contenuto di carbonato misurati nei sedimenti del Pozzo ODP 1263 (Kroon et al., 2007; Riesselman et al., 2007), nell'ipotesi che esista una relazione tra le proprietà fisico-chimiche del sedimento e la quantità d'energia scambiata nel sistema Terra-Sole, ha consentito di ottenere un modello astrogeocronologico per l'intervallo di tempo rappresentato dai sedimenti del Pozzo 1263 e già esaminati per le associazioni a nannofossili calcarei. L'analisi spettrale del modello astrogeocronologico proposto mostra che durante la transizione Eocene/Oligocene la sedimentazione carbonatica era controllata dal *forcing* orbitale dei cicli dell'obliquità e da periodicità legate ai cicli di eccentricità lunga. Al contrario la suscettività magnetica e la sospensione di materiale fine nelle acque erano dominate dal controllo dell'eccentricità breve (figura 5.2.3).

L'evidenza dei cicli dell'obliquità nelle variazioni del carbonato (figura 5.2.3, b) e la regolarità dei cicli sedimentari durante la fase di alto $\delta^{18}\text{O}$ suggeriscono una connessione tra i

processi di deposizione del carbonato nel Pozzo ODP 1263 (area subtropicale) e la dinamica delle masse glaciali alle alte latitudini.

Nuove ed indipendenti datazioni relative ai bioeventi a nannofossili calcarei ed all'orizzonte corrispondente al limite E/O (LO di *Hantkenina spp.*) sono state dedotte dal modello astrogeocronologico proposto (tabelle 5.1 e 5.2). Il periodo di crescita del $\delta^{18}\text{O}$ durante l'onset di Oi-1, associato dalla generalità degli autori con una rapidissima crescita dei ghiacci e/o con forte diminuzione della temperatura, è interpretato come un evento graduale, della durata di circa due cicli di eccentricità breve, a ridotto tasso di sedimentazione (2-3 m/Myr). Al contrario, la crisi e la successiva estinzione dei *Discoster* "a rosetta", avvengono in un lasso di tempo molto ristretto (circa 27.000 anni tra estinzione di *D. barbadiensis* e *D. saipanensis*), sostanzialmente inferiore a quanto precedentemente stimato dagli autori (100.000-200.000 anni).

Bibliografia.

- Abels, H.A., Van Simaey, S., Hilgen, F.J., De Man, E., and Vandenberghe, N., 2007. Obliquity-dominated glacio-eustatic sea level change in the early Oligocene: evidence from the shallow marine siliciclastic Rupelian stratotype (Boom Formation, Belgium). *Terra Nova*, v. 19, Issue 1, p. 65 – 73. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2006.00716.x
- Adhémar, J. 1842. Evolutions de la mer: déluges périodiques. Carilian-Goery and Dalmont, Paris.
- Agnini, C., Muttoni, G., Kent, D.V., and Rio, D., 2006. Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, Issues 3-4, p. 815-830.
- Agnini C., Fornaciari, E., Rio, D., Tateo, F., Backman J., and Giusberti, L., 2007. Responses of calcareous nannofossil assemblages, mineralogy and geochemistry to the environmental perturbations across the Paleocene/Eocene boundary in the Venetian Pre-Alps, *Marine Micropaleontology*, v. 63, p. 19–38.
- Aitchison, J., 1981. A new approach to null correlation of proportions. *J. Math. Geol.*, v. 13, p. 175-189.
- Aitchison, J., 1982. The statistical analysis of compositional data (with discussion). *J. R. Stat. Soc.*, B 44, p. 139-177.
- Aitchison, J., 1986. *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Chapman and Hall, London, 416 pp.
- Alonso-Zarza, A.M., Armenteros, A., Braga, J.C. et al. 2002: Tertiary. In Gibbons, W. and Moreno, T. (eds): *The Geology of Spain*. Geological Society, p. 293–334.
- Alvarez, W. and Muller, R. A., 1984. Evidence from Crater ages for periodic impacts on the earth. *Nature*, v. 308, p. 718–720.
- Angori E., Bernaola G., Monechi S., 2007. Calcareous nannofossil assemblages and their response to the Paleocene-Eocene Thermal Maximum event at different latitudes: ODP Site 690 and Tethyan sections. In: *Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences*. GSA Special Paper 424, v. 424, p. 69–85.
- Armstrong, H. A. and Brasier, M. D. 2005. *Microfossils*, 2nd Ed, Malden, Oxford, Carlton: Blackwell Publishing. 296 pp.
- Aubry, M.P., 1983. Biostratigraphie du Paleogene epicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Docum. Lab. Géol.* Lyon, n. 89, 317 pp.
- Aubry, M.P., 1992a. Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: A tale of climatic deterioration. In: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton University Press, Princeton, NJ, p. 72-309.
- Aubry, M.P., 1992b. Paleogene calcareous from the Kerguelen Plateau, Leg 120. In Wise, S.W., Jr., Schlich, R., et al., Proc. ODP, Sci. Results, v. 120, p. 471-490.
- Aubry, M.P., 1995. From chronology to stratigraphy: interpreting the lower and middle Eocene stratigraphic record in the Atlantic Ocean. In Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*. Spec. Publ.—Soc. Econ. Palaeontol. Mineral., v. 54, p. 213–274.
- Aubry, M.P., 1998. Early Paleogene Calcareous Nannoplankton Evolution: a Tale of Climatic Amelioration. In: Aubry, M.P. Lucas, S., Berggren, W.A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, New York, p. 158-203.
- Backman, J., 1986a. Accumulation patterns of Tertiary calcareous nannofossils around extinctions. *Geologische Rundschau*, v. 75, p.185-196.
- Backman, J., 1986b. Late Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossil biochronology from the Shatsky Rise, Walvis Ridge and Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 57, Issue 1, p. 43-59.

- Backman, J., 1987. Quantitative Calcareous Nannofossil Biochronology of Middle Eocene through Early Oligocene Sediment from DSDP Sites 522 and 523, *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, (Wien), Bd. 39, p. 21-31.
- Bak, K., 2005. Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian Nappe, Outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady Mountains. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, v. 75, p. 71–93.
- Baldi-Beke, M., 1977. A budai oligocen retegrani es faciestani tagolodasa nannoplankton alapjan (Stratigraphical and faciological subdivisions of the Oligocene as based on nannoplankton) English summary. *Foldtani Kozlony*, v. 107, no. 1, p. 59-89, pl. 1-11, fig. 1-6.
- Baldi-Beke, M., 1984, The nannoplankton of the Transdanubian Paleogene formations. *Geologica Hungarica, Palaeontologica*, Budapest. v. 43, 307 pp.
- Barron and the Shipboard Scientific Party, 1989a. Site 737. In Barron, J., Larsen, B., et al., Proc. ODP, *Init. Repts.*, 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 159–227. doi:10.2973/odp.proc.ir.119.105.1989
- Barron and the Shipboard Scientific Party, 1989b. Site 744. In Barron, J., Larsen, B., et al., Proc. ODP, *Init. Repts.*, 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 477–504. doi:10.2973/odp.proc.ir.119.112.1989
- Baumann, P., 1970. Micropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen – oligozänen Scaglia im zentralen Apennin (Italien). *Eclogae Geol. Helv.*, v. 63/3, p. 1133-1211.
- Baumann, P., and Roth, P.H., 1969. Zonierung des Obereozäens und Oligozäens des Monte Cagnero (Zentralapennin) mit planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton. *Eclogae Geol. Helv.* v. 62, p. 303-323.
- Baumann, K.-H.; Matthiessen, J., 1992. Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages. *Marine Micropaleontology*; v. 20, p. 129-146.
- Berger, A.L., 1978. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 35, Issue 12, p.2362-2367.
- Berger, A.L., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, v. 26, Issue 4, p. 624-657.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., and Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., v. 54, 212 pp.
- Berggren, W.A., and Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 35, p. 279–298.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E., and Caballero, F., 2006. Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, Western Pyrenees): Its significance for the definition of the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, v. 241, Heft 1 (With 16 figures and 1 table), p. 67–109.
- Bice D. M., and Montanari, A., 1988. Magnetic stratigraphy of the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary. In: R. Coccioni - I. Premoli Silva - A. Montanari (eds.), *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. International Subcommittee on Paleogeography and Stratigraphy, Anibaldi, Ancona (Italy), p. 111-117.
- Billups, K., Pälike, H., Channell, J. E. T., Zachos J. C. and Shackleton N. J., 2004. Astronomical Calibration of the Late Oligocene through Early Miocene Geomagnetic Polarity Time Scale, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 224, p. 33-44.

- Birkenmajer K., Gaździcki A., Krajewski K.P., Przybycin A., Solecki A., Tatur A. and Yoon H.I., 2005. First Cenozoic glaciers in West Antarctica. *Polish Polar Research*, v. 26 (1), p. 3-12.
- Blow, W.H., and Banner, F.T., 1962. The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae. In: Eames et al.: *Fundamental of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlations*. Cambridge University Press, p. 61-153.
- Boersma, A., Premoli Silva, I. and Shackleton, N. J., 1987. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography. *Paleoceanography*, v. 2, p. 287-331.
- Bodiselitsch B., Montanari A., Koeberl C. and Coccioni R., 2004. Delayed climate cooling in the Late Eocene caused by multiple impacts: high-resolution geochemical studies at Massignano, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 283-302.
- Bohaty, S.M., and Zachos, J.C., 2003. A significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, v. 31, p. 1017-1020.
- Bolli, H.M., 1957. Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and S. Fernando formation of Trinidad. B.W.I. U.S. *Natl. Mus. Bull.*, Smithsonian Inst., Washington, D.C., 215, p. 155-172.
- Bouche, P.M., 1962. Nannofossiles calcaires du Lutetien du Bassin de Paris. *Revue de Micropaleontologie*, p. 75-103, pl. 1-4.
- Bowles, J., 2006. Data report: revised magnetostratigraphy and magnetic mineralogy of sediments from Walvis Ridge, Leg 208. In Kroon, D., Zachos, J.C., and Richter, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 208: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1–24. doi:10.2973/odp.proc.sr.208.206.2006.
- Bown, P. R., Burnett, J. A. and Gallagher, L. T., 1991. Critical events in the evolutionary history of calcareous nannoplankton. *Historical Biology*, v. 5, p. 279-290.
- Bown, P.R., Lees, J.A. and Young, J.R., 2004. Calcareous nannoplankton evolution and diversity. In: H. Thierstein and J.R. Young (eds.) *Coccolithophores - From molecular processes to global impact*, Springer-Verlag, p. 481-508.
- Bown, P.R., 2005. Paleogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project Sites 1 to 10. *Journal of Nannoplankton Research*, v. 27, p. 21-95.
- Bown, P.R., Dunkley Jones, T., Lees, J.A., Randell, R.D., Mizzi, J.A., Pearson, P.N., Coxall, H.K., Young, J.R., Nicholas, C.J., Karega, A., Singano, J., and Wade, B.S., 2008. A Paleogene calcareous microfossil Konservat-Lagerstätte from the Kilwa Group of coastal Tanzania. *Geological Society America Bulletin*, v. 120 (1), p. 3–12.
- Brady, P. V., 1991. The effect of silicate weathering on global temperature and atmospheric CO₂. *J. Geophys. Res.*, v. 96, p. 18101-18106.
- Bralower, Timothy J; Tremolada, Fabrizio, 2002. Nannoplankton community response to the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Journal of Nannoplankton Research*, v.24, no.2, 75 pp.
- Bralower, T.J., 2005. Data report: Paleocene–early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 Sites 1209, 1210, and 1211 (Shatsky Rise, Pacific Ocean). In Bralower, T.J., Premoli Silva, I., and Malone, M.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 198: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1–15.
- Bralower, T.J., and Mutterlose, J., 1995. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Site 865, Allison Guyot, Central Pacific Ocean: a tropical Paleogene reference section. In Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V., and Sinton, J.M. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 143: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 31–74.
- Bramlette, M.N., and Martini, E., 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleont.*, v. 10, p. 291-322.
- Brickman, D., Hyde, W., and Wright, D.G., 1999. Filtering of Milankovitch cycles by the thermohaline circulation. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1644-1658.

- Brinkhuis, H., 1992. Late Paleogene dinoflagellate cysts with special reference to the Eocene/Oligocene boundary. In Prothero, D.R., and Berggren, W.A. (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton (Princeton Univ. Press), p. 327-340.
- Brown, R., Cleaveland, L., Bice, D.M., Koeberl, C., and Montanari, A., 2008. Cyclostratigraphic analysis and astronomical tuning of the Eocene-Oligocene boundary GSSP at Massignano (Italy). In C. Koeberl and A. Montanari (eds.): *The Late Eocene Earth*, GSA Special Paper 452, in press.
- Buccianti, A., and Esposito, P., 2004. Insights into Late Quaternary calcareous nannoplankton assemblages under the theory of statistical analysis for compositional data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 202, p. 209-227.
- Bukry, D., 1972. Further comments on coccolith stratigraphy, Leg 12, DSDP. In Laughton, A. S., Berggren, W. A., et al., *Init. Repts. DSDP*, 12: Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 1071-1083.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. In Edgar, N.T., Saunders, J.B., et al., *Init. Repts. DSDP*, 15: Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 685-703.
- Bukry, D., 1974. Coccoliths as paleosalinity indicators Evidence from the Black Sea. American Association of Petroleum Geologists. Memoire; In Degens, E.T., and Ross, D.A. (eds.), *The Black Sea - geology, chemistry, and biology*, no. 20, p. 353-363, 4 pl., 2 fig., 1 tb.
- Bukry, D., 1981. Pacific coast coccolith stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling Project Leg 63. In Yeats, R.S., Haq, B.U., et al., *Init. Repts. DSDP*, 63, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 445-471.
- Bukry, D., Douglas, R.G., Kling, S.A. and Krasheninnikov, V., 1971. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific Ocean. Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports*; In Fischer, A.G., et al., v. 6, p. 1253-1300, pl. 1-4, 9 fig.
- Burns, C., and Mooi, R., 2003. An overview of Eocene- Oligocene echinoderm faunas of the Pacific Northwest, in Prothero, D.R., Ivany, L.C., and Nesbitt, E.A., eds., *From Greenhouse to Icehouse: The marine Eocene Oligocene transition*. New York, Columbia University Press, p. 397-416.
- Bybell, L.M., and Gartner, S., Jr., 1972. Provincialism among mid-Eocene calcareous nannofossils. *Micropaleontology*, v. 18, n.3, p.319-338.
- Bybell, L.M., and Self Trail, J.M., 1998. Late Paleocene and early Eocene calcareous nannofossils from three boreholes in an onshore-offshore transect from New Jersey to the Atlantic Continental Rise. In Miller, K.G., and Snyder, S.W. (Eds.), 1997. *Proc. ODP, Sci. Results*, 150X: College Station, TX, U.S. Geological Survey, 926 National Center, Reston, VA 20192, U.S.A., p. 91-110.
- Cachao, M., and Moita, M.T., 1995. Coccolithus pelagicus, a sort of productivity proxy?,"6th International Nannoplankton Association conference v. 17, p. 50-51.
- Cachao, M, and Moita, M T, 2000. Coccolithus pelagicus, a productivity proxy related to moderate fronts off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, v.39, no.1-4, p.131-155.
- Cande, S.C., and Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 13917-13951.
- Cande, S.C., and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v.100, p.6093-6095.
- Carloni, G.C., 1962. Ricerche stratigrafiche sulla Scaglia Cinerea marchigiana. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 3, p. 436-446.
- Cati, F., 1964. Ricerche micropaleontologiche sulla Scaglia Cinerea marchigiana. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 4, p. 429-434.
- Chapman, M.R, and Chepstow-Lusty, A.J., 1997. Late Pliocene climatic change and the global extinction of the discoasters: an independent assessment using oxygen isotope records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 134 (1-4), p. 109-125, doi:10.1016/S0031-0182(97)00035-7

- Cleaveland, L. C., Jensen, J., Goese, S., Bice, D. M., and Montanari, A., 2002. Cyclostratigraphic analysis of pelagic carbonates at Monte dei Corvi (Ancona, Italy) and astronomical correlation of the Serravallian-Tortonian boundary: *Geology*, v. 30, no. 10, p. 931-934.
- Coccioni, R., Monaco, P., Monechi, S., Nocchi, M., and Parisi, G., 1988. Biostratigraphy of the Eocene–Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy). In: Premoli Silva, I., Coccioni, R., Montanari, A. (Eds.), “*The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy)*”, p. 59–80.
- Coccioni, R., Marsili, A., Montanari, A., Bellanca, A., Neri, R., Bice, D. M., Brinkhuis, H., Church, N., Macalady, A., McDaniel, A., Deino, A., Lirer, F., Sprovieri, M., Maiorano, P., Monechi, S., Nini, C., Nocchi, M., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S., and Williams, G. L., 2008. Integrated stratigraphy of the Oligocene pelagic sequence in the Umbria-Marche basin (northeastern Apennines, Italy): A potential Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Rupelian/Chatian boundary. *Geol Soc Am Bull*, v. 120, p. 487-511.
- Colom, G., 1954. Estudio de las biozonas con foraminiferos del Terciario de Alicante. *Bol. Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, v. 66, p. 101-451.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H., and Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific ocean. *Nature*, v. 433, p. 53-57.
- Cramer, B. S., Wright, J. V., Kent, D.V., and Aubry, M.-P., 2003. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene – early Eocene (chrons C24n-C25n). *Paleoceanography*, v. 18, No. 4, 1097, 25 pp. doi:10.1029/2003PA000909
- Croll, J., 1867. On the excentricity of the Earth's orbit. *Philosophical Magazine*, v. 33, Series 4, p. 121–137.
- Cunha, A.S., and Shimabukuro, S., 1996. Evidence of *Braarudosphaera* blooms and anomalous enrichment of *Nannoconus*: evidence from the Turonian South Atlantic, Santos Basin, Brazil. *J. Nannoplankton Res.*, v. 19, p. 51–55.
- Davis, J.C., 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons. New York, 646 pp.
- DeConto, R.M. and Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, v. 421, p. 245–249.
- DeConto, R.M., Pollard, D., Wilson, P., Pälike, H., Lear, C., and Pagani, M., 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*, v. 455, p. 653-656.
- De Kaenel, E., and Villa, G., 1996. Oligocene - Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plain, Northeastern Atlantic. In Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (Eds.), 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 149, p. 79-145. doi:10.2973/odp.proc.sr.198.115.2005.
- Diester-Haass, L., Zahn, R., 1996. Eocene–Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, v. 24, p.163–166.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F. and Suganuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature*, v. 448, p. 908-911. doi:10.1038/nature06053
- Edwards, A. R., 1968. The calcareous nannoplankton for Tertiary New Zealand climates, *Tuatara*, v. 16, p. 26–31.
- Edwards, A.R., and Perch-Nielsen, K., 1975. Calcareous nannofossils from the southern Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 29, *Deep Sea Drill. Proj., Initial Rep.*, v. 29, p. 469-539.
- Ehrmann, W.U., Hambrey, M.J., Baldauf, J.G., Barron, J., Larsen, B., Mackensen, A., Wise Jr., S.W., Zachos, J.C., 1992. History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean Perspective.

- In: Duncan, R.A., Rea, D. (Eds.), *Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean*. Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., p. 423–446.
- Einsele, G., and Ricken, W., 1991. Limestone-Marl Alteration - an Overview. In Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Berlin, Springer-Verlag, p. 23-47.
- Eldrett, J. S., Harding, I.C., Wilson, P.A., Butler, E. and Roberts, A.P., 2007. Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature*, v. 446, p. 176-179. doi:10.1038/nature05591
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., El Hassani, A., Benoist, S. L., and Young, R. H., 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity: *Geology*, v. 28, p. 1135-1138.
- Erbacher, J., and the Shipboard Scientific Party, 2004. Site 1259. In Erbacher, J., Mosher, D.C., Malone, M.J., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 207: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1–110. doi:10.2973/odp.proc.ir.207.106.2004
- Evanoff, E., Prothero, D.R., and Lander, R.H., 1992. Eocene–Oligocene climatic change in North America: The White River Formation near Douglas, east-central Wyoming. In Prothero, D.R., and Berggren, W.A., eds., *Eocene–Oligocene climatic and biotic evolution*: Princeton, Princeton University Press, p. 116–130.
- Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O., and Taylor, M., 2004. The evolutionary history of eukaryotic phytoplankton. *Science*, v. 305, p. 354–360, doi: 10.1126/science.1095964.
- Farinacci, A., 1969-1978. Catalogue of calcareous nannofossils. 13 volumi. Ed. Tecnoscienza.
- Firth, J.M., and Wise, S.W., 1992. A preliminary study of the evolution of Chiasmolithus in the middle Eocene to Oligocene of Sites 647 and 748. *Proc. ODP, Sci. Results* (Part II) v. 120, p. 493– 508.
- Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Villa, G., Backman, J., and Olafsson, G., 1990. Quantitative distribution patterns of Oligocene and Miocene calcareous nannofossils from the western equatorial Indian Ocean. In Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 237–254. doi:10.2973/odp.proc.sr.115.153.1990
- Fornaciari, E., and Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, v. 42, p. 1-36.
- Fuqua, L.M., Bralower, T.J., Arthur, M.A. and Patzkowsky, M.E., 2008. Evolution Of Calcareous nannoplankton and the Recovery Of marine food webs after the Cretaceous-Paleocene mass extinction. *Palaios*, v. 23, p. 185–194.
- Gallagher, L.T., 1990. Calcareous nannofossil biozonation of the Tertiary of the North Sea Basin. *Newsletters on Stratigraphy*, v. 22, p. 21-42.
- Gartner, S., 1971. Calcareous nannofossils from the JOIDES Blake Plateau cores and revision of the Paleogene nannofossil zonation. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, New Orleans, v. 8, p. 101-121.
- Gartner, S. and Bukry, D., 1969. Tertiary holococcoliths. *Journal of Paleontology*, v. 43, p. 1213-1221, pl. 139-142.
- Geel, T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, p. 211–238.
- Gibbs, S., Shackleton N. and Young, J., 2004. Orbitally forced climate signals in mid-Pliocene nannofossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, v. 51, Issues 1-2, p. 39-56.
- Gibbs, S. J. Bown, P.R., Sessa, J.A., Bralower, T.J., Wilson, P.A., 2006. Nannoplankton Extinction and Origination Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, v. 314, p. 1770-1773. DOI: 10.1126/science.1133902

- Giraudeau, J., 1993. Calcareous nannoplankton in the Benguela upwelling system, SE Atlantic: ecology, environment. *International Nannoplankton Association Newsletter*, 5th INA Conference, Salamanca, v. 15, no. 2, p. 66.
- Giraudeau, J., and Bailey, G.W., 1995. Sediment trap studies of coccolith and planktonic foraminiferal fluxes in the Benguela upwelling system. 6th International Nannoplankton Association conference, v. 17, p. 61.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L., House (†), M.R., Lourens, L., Luterbacher, H-P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H. Laskar, J. Monechi, S. Powell, J. Plumb, K.A., Raffi, I., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., Veizer, J., van Kolfshoten, Th., and Wilson, D., 2004. A Geologic Time Scale 2004, Edited by Felix M. Gradstein and James G. Ogg and Alan G. Smith, ISBN 0521781426. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 610 pp.
- Gran, H.H., and Braarud, T., 1935. A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and turbidity). *Biological Board of Canada, Journal*. v. 1, p. 279-467, 69 fig.
- Grichuck, V.P., 1964. Comparative study of the interstadial flora of the Russian Plain. *In* Report, VI International Congress of Quaternary, Warsaw 1961, v.2, p. 395.
- Guerrera, F., Monaco, P., Nocchi, M., Parisi, G., Franchi, R., Vannucci, S., and Giovannini, G., 1988. La scaglia variegata eocenica nella sezione di Monte Cagnero (bacino marchigiano interno): studio litostratigrafico, petrostratigrafico e biostratigrafico. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 107, p. 81-99.
- Guerrera, F., Estévez, A., López-Arcos, M., Martín-Martín, M., Martín-Pérez, J.A. and Serrano, F. 2006: Paleogene tectonosedimentary evolution of the Alicante Through (External Betic Zone, SE Spain) and its bearings on the timing of the deformation of the South-Iberian Margin. *Geodinamica Acta*, v. 19, p. 87–101.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., and Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* v. 4(1), 9 pp.
- Haq, B.U. and Lohmann, G.P., 1976. Miocene calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic and its paleoclimatic implications. *International Geological Congress*; v. 1, no. 25, p. 307-308.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R., 1987. The new chronostratigraphic basis of Cenozoic and Mesozoic sea level cycles. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication; no. 24, p. 7-13, 4 fig.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication; No. 42, p. 71-108, app. A-B, fig. 1-17.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., and Vail, P.R., 1998. Mesozoic–Cenozoic chronostratigraphic framework: SEPM, Special Publication 59, 786 p.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., and Boudreaux, J.E., 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. In Symposium on the geological history of the Gulf of Mexico, antillean Caribbean region. *Gulf Coast assoc. Geol. Soc. Trans.*, v. 17, p. 428-480.
- Hays, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages? *Science*, v. 194, p. 1121–1131. DOI: 10.1126/science.194.4270.1121
- Herschel, J. 1830. On the astronomical causes which may influence geological phenomena. *Proceedings of the Geological Society of London*, 1, 244–245.

- Hickman, C.J.S., 2003, Evidence for abrupt Eocene–Oligocene molluscan faunal change in the Pacific Northwest, in Prothero, D.R., Ivany, L.C., and Nesbitt, E.A., eds., *From Greenhouse to Icehouse: The marine Eocene Oligocene transition*. New York, Columbia University Press, p. 71–87.
- Hilgen, F.J., 1991a. Extension of the astronomically calibrated polarity time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 349–368.
- Hilgen, F.J., 1991b. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 226–244.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santerelli, A., and Zacheriasse, W.J., 1995. Extending the astronomical polarity time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 495–510.
- Hill, M.O., 1979. DECORANA: a FORTRAN program for detrended correspondence analysis and reciprocal averaging. Section of Ecology and Systematics, Cornell University, Ithaca, New York, 52 pp.
- Hill, M.O., and Gauch, H.G., 1980. Detrended correspondence analysis: an improved technique. *Plant Ecology*, v. 42, p. 47–58.
- Hutchison, J.H., 1992, Western North American reptile and amphibian record across the Eocene/Oligocene boundary and its climatic implications, in Prothero, D.R., and Berggren, W.A., eds., *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*. Princeton, Princeton University Press, p. 451–463.
- Hyland, E., Murphy, B., Varela, P., Marks, K., Colwell, L., Tori, F., Monechi, S., Cleveland, L., van Mourik, C., Brinkhuis, H., Coccioni, R., Bice, D., and Montanari, A., 2008. Integrated stratigraphy and astrochronologic calibration of the Eocene-Oligocene transition in the Monte Cagnero section (Northeastern Apennines, Italy): A potential parastratotype for the Massignano GSSP. In C. Koeberl and A. Montanari (eds.): *The Late Eocene Earth*, GSA Special Paper, v. 452, in press.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, J.J., Morley, N.G., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. Eds., *Milankovitch and Climate*. Reidel Publishing, Dordrecht, p. 269–305.
- Iversen, J., 1958. The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. *Upps. Univ. Arskkr.*, v. 6, p. 210–215.
- Jelen, B., and Rifelj, H., 2002. Stratigraphic structure of the B1 Tertiary tectonostratigraphic unit in eastern Slovenia. *Geologija*, v. 45/1, p. 115–138.
- Jenkins D.G., and Luterbacher N., 1992. Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks). *N. Jb. Geol. Paläont., Abb.*, Stuttgart, v. 186, p. 1–5.
- Jiang, M.J., and Gartner, S., 1986. Calcareous nannofossil succession across the Cretaceous/Tertiary boundary in east-central Texas. *Micropaleontology*, v. 32, p. 232–255.
- Jovane, L., Florindo, F., and Dinarès-Turell, J., 2004. Environmental magnetic record of paleoclimate change from the Eocene-Oligocene stratotype section, Massignano, Italy. *Geophys. Res. Lett.*, v. 31, L15601. doi:10.1029/2004GL020554.
- Jovane, L., Florindo, F., Sprovieri, M. and Pälike, H. 2006. Astronomical calibration of the late Eocene / early Oligocene Massignano section (central Italy). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 7, Q07012, 10 pp. doi:10.1029/2005GC001195.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarès-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P. and Sprovieri M., 2007a. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 413–427.
- Jovane, L., Sprovieri, M., Florindo, F., Acton, G., Coccioni, R., Dall'Antonia, B., and Dinarès-Turell, J., 2007b. Eocene-Oligocene paleoceanographic changes in the stratotype

- section, Massignano, Italy: clues from rock magnetism and stable isotopes, Italy, *Journal Geophysical Research*, v. 112, B11101. doi: 2007JB004963.
- Kelly, D. C., Bralower, T. J., Zachos, J. C., Premoli Silva, I., and E. Thomas, 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum, *Geology*, v. 24, p. 423–426.
- Kelly, D.C., Norris, R.D. and Zachos, J.C. 2003. Deciphering the paleoceanographic significance of Early Oligocene Braarudosphaera chalks in the South Atlantic. *Marine Micropaleontology*, v. 49, p.49–63.
- Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J. Geophys. Res.*, v. 82, p. 3843-3860.
- Kennett, J., and Stott, L.D., 1990. Proteus and proto-oceanus: Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotope results. In Barker, P.F., Kennett, J.P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 113: Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 865-880.
- Kerrick, D. M. and Caldeira, K. 1998. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chem. Geol.*, v. 145, p. 213-232.
- Kirchner, J. W., and Weil, A., 1998. No fractals in fossil extinction statistics. *Nature* v. 395, p. 337-338.
- Kirchner, J.W., and Weil, A., 2000. Delayed biological recovery from extinctions throughout the fossil record, *Nature*, v. 404, p.177-180.
- Kleijne, A., 1991. Holococcolithophorids from the Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, v. 17, p. 1-2.
- Krhovsky, J.; Adamova, J.; Hladikova, J.; Maslowska, H., 1992. Paleoenvironmental changes across the Eocene/Oligocene boundary in the Zdanice and Pouzdrany Units (western Carpathians, Czechoslovakia): the long-term trend and orbitally forced changes in calcareous nannofossil assemblages, *Knihovnicka zemniho plynu a nafty*; In Hamrsmid, B. and Young, J.R. (eds.), *Nannoplankton Research*, Proceedings 4th INA Conference, Prague, v. 14b, p. 105-187.
- Kroon, D., Zachos, J.C., and Leg 208 Scientific Party, 2007. Leg 208 synthesis: Cenozoic climate cycles and excursions. In Kroon, D., Zachos, J.C., and Richter, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 208: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1–55.
- Kucera, M., Malmgren, B.A., 1998. Logratio transformation of compositional data - a resolution of the constant sum constraint. *Mar. Micropaleontol.*, v. 34, p. 117-120.
- Lanci, L., Lowrie, W., and Montanari, A., 1996. Magnetostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary in a short drill-core, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, p. 37-48.
- Laskar, J., 1989. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the Solar System, *Nature*, v. 338, p. 237–238.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the Solar System. A numerical estimate of the size of the chaotic zones, *Icarus*, v. 88, p. 266–291.
- Laskar, J., 1999. The limits of the Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, Ser. A, London, v. 357, p. 1735–1759.
- Laskar, J., 2003. Chaos in the solar system, *Annales Henri Poincaré*, 4 pp. ISSN 1424-0637/2003.
- Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional and insolation quantities for the earth from y20 Myr to q10 Myr. *Astronomy & Astrophysics*, v. 270, p. 522–533.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., and Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, ESO, 25 pp. doi: 10.1051/0004-6361:20041335.
- Larrasoana J., Gonzalvo C., Molina E., Monechi S., Ortiz S., Tori F., and Tosquella J. 2008. Integrated magnetostratigraphy of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Lethaia*. v. 41, p. 395-415.
- Lear, C.H., Elderfield, H. and Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite, *Science*, v. 287, p. 269-272.

- Lear, C.H., Rosenthal, Y., Coxall, H.K. and Wilson, P.A., 2004. Late Eocene to early Miocene ice-sheet dynamics and the global carbon cycle, *Paleoceanography*, v. 19, No. 4, PA4015, 11 pp. doi 10.1029/2004PA001039
- Legendre, L., and Legendre, P., 1983. Numerical ecology. Developments in environmental modelling, v. 3. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 870 pp.
- Lisiecki, L.E., and Lisiecki P.A., 2002. Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records. *Paleoceanography*, v. 17(D4), 1049, 12 pp. doi:10.1029/2001PA000733.
- Liu, L., 1996. Eocene Calcareous Nannofossils from the Iberia Abyssal Plain. In Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (Eds.), 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 149, p. 61-78.
- Liu, Z., S. Tuo, Q. Zhao, X. Cheng, 2004. Marine carbonate dissolution event across the Eocene/Oligocene boundary: the Walvis Ridge transect, South Atlantic (ODP Leg 208). American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abstract #PP11B-0571, 2004AGUFMPP11B0571L.
- Lomb, N.R., 1976. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys Space Sci*, v. 39, p. 447-462.
- Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.A.M., Vergnaud-Grazini, C., Zachariasse, W.J., 1996. Evaluation of the Plio–Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, v. 11, p. 391–413.
- Lourens, L. J., R.Wehausen and H. J.Brumsack 2001. Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past 3 million years. *Nature*, v. 409, p. 1029–1033.
- Lourens, L. J., Hilgen, F. J., Shackleton, N. J., Laskar, J., and Wilson, D. 2004. The Neogene Period. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A. (eds): *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press.
- Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J. and Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, v. 435(7045), p. 1083-1087.
- Lowenstein, T. K. and Demicco, R. V., 2006. Elevated Eocene atmospheric CO₂ and its subsequent decline. *Science*, v. 313, p. 1928.
- Lowrie, W., Alvarez, W., Napoleone, G., Perch-Nielsen, K., Premoli Silva, I., and Toumarkine, M., 1982. Paleogene stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: the Contessa Sections, Gubbio: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 414-432.
- Lowrie W., and Lanci, L., 1994. Magnetostratigraphy of Eocene-Oligocene boundary sections in Umbria, Italy: no evidence for short subchrons within chron 13r. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 126, p. 247-258.
- Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A. and Schmitz, B., 2004. The paleogene period. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A. (eds): *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press. p. 384–408.
- Lyle, M., Wilson, P.A., and Janecek, T.R., 2002. *Proc. ODP, Initial Reports*, v. 199, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1-87.
- MacArthur, R. and Wilson, E.O., 1967. *The Theory of Island Biogeography*, Princeton University Press (2001 reprint), ISBN 0-691-08836-5M.
- Madile, M., and Monechi, S., 1985. Paleogene calcareous nannofossil events and magnetostratigraphic correlation in the Scaglia Umbra Formation Central Italy. *INA Newsletter* proceeding Ina meeting Vienna 1985, v. 7, p. 68–70.
- Madile, M., and Monechi, S., 1991. Late Eocene to Early Oligocene calcareous nannofossils assemblages from sites 699 and 703, Subantartic South Atlantic Ocean. In Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 114, p. 179-192.

- Maiorano, P. and Monechi, S., 2006. Early to Late Oligocene calcareous nannofossil bioevents in the Mediterranean (Umbria-Marche Basin, Central Italy), with 2 pls. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 112; No. 2, p. 261-274.
- Marino, M., and Flores, J.A., 2002a. Data report: Calcareous nannofossil data from the Eocene to Oligocene, Leg 177, Hole 1090B. In Gersonde, R., Hodell, D.A., and Blum, P. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, v. 177, 9 pp. http://www-odp.tamu.edu/publications/177_SR/chap_08/chap_08.htm
- Marino, M., and Flores, J.A., 2002b. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil stratigraphy at Leg 177 Site 1090. *Marine Micropaleontology*, v. 45, p. 383-398.
- Martini, E., 1965. Mid-Tertiary calcareous nannoplankton from Pacific deep-sea cores. Colston Papers; v. 17, p. 393-411, pl. 33-37, fig. 153.
- Martini, E., 1970. Standard Palaeogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, v. 226, p. 560-561.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farinacci, A. (Ed.), *Proc. 2nd Int. Conf. Planktonic Microfossils* Roma: Rome (Ed. Tecnoscienza), v. 2, p.739-785.
- Martini, E. and Müller, C., 1975. Calcareous nannoplankton from the type Chattian (Upper Oligocene). Proceedings of the VIth Congress Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bratislava. VEDA Publishing House of the Slovak Academy of Sciences, Slovakia, p. 37– 41.
- Martini, E., and Müller, C., 1986. Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsl. Stratigr.*, v. 16, p. 99–112.
- Martini, E., and Reichenbacher, B., 2007. Nannoplankton und Fisch-Otolithen in den Mittleren Pechelbronn-Schichten (Unter-Oligozän, berrheingraben/Mainzer Becken). Nannoplankton and fish otoliths from the Middle Pechelbronn Beds (Early Oligocene, Upper Rhine Graben/Mainz Basin). *Geol. Abb. Hessen*, v. 116, p. 235–273.
- McIntyre, A.; Be, A.W.H.; Roche, M.B., 1970. Modern Pacific Coccolithophorida: a paleontological thermometer. *New York Academy of Sciences. Transactions*; v. 32, p. 720-731, 9 fig.
- Melinte, M., 1993. Contributions at the establishment of the Oligocene/Miocene boundary in the Tarcau Nappe from the Buzau Valley, based on calcareous nannoplankton associations (in Romanian). *Romanian Journal of Stratigraphy*, v. 75, p. 91–96.
- Meulenkamp, J.E., W. Sissingh et al., 2000. Early to Middle Ypresian, Late Lutetian, Late Rupelian, Early Burdigalian, Early Langhian, Late Tortonian, Piacenzian-Gelasian. In: J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin and M.Sandulescu (eds), *Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris*, maps 17-23.
- Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem, v. 33 (Royal Serbian Sciences, special publication 132, section of Mathematical and Natural Sciences, Belgrad). (“Canon of Insolation and Ice Age Problem”, English translation by Israël Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington DC, 1969).
- Miller, K.G., 1992. Middle Eocene to Oligocene Stable Isotopes, Climatic, and Deep-Water History: The Terminal Eocene Event?. In: D.R. Prothero and W.A. Berggren (Eds.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton University Press, p. 160-177.
- Miller, K.G., Aubry, M.P., Khan, M.J., Melillo, A.J., Kent D.V., and Berggren, W.A., 1985. Oligocene-Miocene biostratigraphy, magnetostratigraphy, and isotopic stratigraphy of the western North Atlantic. *Geology*, v. 13, No. 4 p. 257–261.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G., and Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history, and continental margin erosion, *Paleoceanography*, v. 2, p. 1-19.

- Miller, K. G., J. D. Wright, and Fairbanks, R. G. 1991. Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene Oxygen Isotopes, Eustasy, and Margin Erosion, *J. Geophys. Res.*, v. 96(B4), p. 6829–6848.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick N., and Pekar, S. F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change, *Science*, v. 310, p. 1293 - 1298.
- Miller, K.G., Browning, J.V., Aubry, M-P, Wade, B.S., Katz, M.E., Kulpecz, A.A., and Wright, J.D., 2008. Eocene-Oligocene global climate and sea level changes: St. Stephen Quarry, Alabama. *GSA Bulletin*, v. 120, p. 34-53.
- Mita, I., 2001. Data Report: Early to late Eocene calcareous nannofossil assemblages of Sites 1051 and 1052, Blake Nose, northwestern Atlantic Ocean. In Kroon, D., Norris, R.D., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, v. 171B, 28 pp.
- Molina, E., Cosovic, V., Gonzalvo, C. and Von Salis, K., 2000. Integrated biostratigraphy across the Ypresian / Lutetian boundary at Agost, Spain. *Revue de Micropaleontologie*, v. 43(3), p. 381-391.
- Molina, E., Gonzalvo, C., Mancheño, M.A., Ortiz, S., Schmitz, B., Thomas, E. and Von Salis, K., 2006. Integrated stratigraphy and chronostratigraphy across the Ypresian-Lutetian transition in the Fortuna Section (Betic Cordillera, Spain). *Newsletters on Stratigraphy*, v. 42, p. 1–19.
- Monaco, P., 1989. La sedimentazione biodetritica nel Bacino Umbro sud – orientale durante il Paleogene. *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, v. 41, p. 191-253.
- Monechi, S., 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene–Oligocene boundary in the Umbrian Apennines (Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoeco.*, v. 57, p. 61-69.
- Monechi, S., Buccianti, A., and Gardin, S., 2000. Biotic signals from nannoflora across the iridium anomaly in the upper Eocene of the Massignano section: evidence from statistical analysis. *Marine Micropaleontology*, v. 39, p. 219-237.
- Monechi S., Riesselman C.R., and Tori F., 2007. Global climate reorganization at the Eocene/Oligocene transition: Calcareous nannofossil and benthic geochemical evidence from ODP Site 1263 (Walvis Ridge, South Atlantic). In: Montanari, A., Koeberl, C., Coccioni, R., Hilgen, F. (Eds.). *The Late Eocene Earth: Hot House, Ice House, and Impacts – Abstracts with Program and Field Trip Guide*. Geological Society of America, Penrose Conference, Ancona, Italy, p. 51.
- Montanari, A., 1988. Geochemical characterization of volcanic biotites from the Upper Eocene – Upper Miocene pelagic sequence of the Northeastern Apennines. In: Premoli Silva I., Coccioni R. and Montanari A. (Eds.), “*The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy)*”. p. 209-227.
- Montanari, A., 1990. Geochronology of the terminal Eocene impacts: an update, *Geological Society of America, Special Paper* 247, p. 607-616.
- Montanari, A., Drake, R., Bice, M. D., Alvarez, W., Curtis, G. H., Turrin, B. D., and DePaolo, D. J., 1985. Radiometric time scale for the upper Eocene and Oligocene based on K/Ar and Rb/Sr dating of volcanic biotites from the pelagic sequence of Gubbio, Italy, *Geology*, v. 13, p. 596-599.
- Montanari, A., and Bice, D.M., 1986. Paleomagnetic analysis across the Eocene–Oligocene boundary at Massignano (Ancona): Correlation with the classic sequence of Contessa (Gubbio). *Bull. Lias. Inf.*, IGCP project 196, v. 6, p. 44-58.
- Montanari, A., Asaro, F., Kennett, J.P., Michel, E., 1993. Iridium anomalies of Late Eocene age at Massignano (Italy), and in ODP Site 689B (Maud Rise, Antarctica), *Palaios*, v. 8, p. 420– 437.
- Montanari, A., and Koeberl, C., 2000. Impact stratigraphy: The Italian record. *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 93, Springer, Heidelberg, 364 pp.
- Moore, T.C., Jr., Rabinowitz, P.D., et al., 1984. *Init. Repts. DSDP*, v. 74: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

- Moran, M.J., and Watkins, D.K., 1988. Oligocene calcareous-nannofossil biostratigraphy from Leg 101, Site 628, Little Bahama Bank slope. *In* Austin, J.A., Jr., Schlager, W., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 101: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 87–103. doi:10.2973/odp.proc.sr.101.174.1988
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S., Cronin, T., Dickens, G., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., Moore, T., Onodera, J., O'Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D., Stein, R., St. John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W., Kristoffersen, Y., McInroy, D., and Farrell, J., 2006a. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean, *Nature*, v. 441, p. 601-605.
- Moran, K., Backman, J., and the IODP Expedition 302 Science Party, 2006b. The Arctic coring expedition recovers a Cenozoic History of the Arctic Ocean. *Oceanography*, v. 19-4, p. 162-167.
- Müller, C., 1971. Nannoplankton-gemeinschaften aus dem W-deutschen Mittel-Oligozän. *Notizblatt bessisches Landesamt für Bodenforschung*, v. 99, p. 43– 53.
- Müller, C., 1976. Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP Leg 38. *In* Talwani, M., Udintsev, G., et al., *Deep Sea Drilling Project. Initial Reports*, v. 38, p. 823-841, 1 pl., 1 fig., 10 tb.
- Müller, C., 1986. Ergebnisse der Nannoplankton-Bearbeitung im nordwestdeutschen Tertiärbecken. *In*: Tobien, H. (Ed.), Nordwestdeutschland im Tertiär. *Beiträge Regionale Geologie Erde*, v. 18, p. 135– 151.
- Mutterlose, J., Linnert, C., and Norris, R., 2007. Calcareous nannofossils from the Paleocene–Eocene Thermal Maximum of the equatorial Atlantic (ODP Site 1260B): Evidence for tropical warming. *Marine Micropaleontology*, v. 65, p. 13–31.
- Nagymarosy, A., 1992. Magyarország alsóoligocén nannoplanktonja és ösföldrajzi kapcsolatai (Lower Oligocene nannoplankton of Hungary and its paleogeographic connections). Ph.D. Thesis, Eötvös Loránd University, Budapest, 141 pp.
- Nilsen, E. B., Anderson, L. D., and Delaney, M. L., 2003. Paleoproductivity, nutrient burial, climate change and the carbon cycle in the western equatorial Atlantic across the Eocene/Oligocene boundary. *Paleoceanography*, v. 18(3), PA1057, doi:10.1029/2002PA000804
- Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S., Madile, M., Napoleone, G., Ripete, M., Orlando, M., Premoli Silva, I., and Bice, D.M., 1986. The Eocene – Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy. *In*: Pomerol, C.H. and Premoli Silva, I. (Eds.), “*Terminal Eocene Events?*”, Develop. in Palaeont. and Strat., Elsevier, v. 9, p. 25-40.
- Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S., and Madile, M., 1988. Eocene and Early Oligocene micropaleontology and paleoenvironments in SE Umbria, Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, v. 67, p. 181-244.
- Norris, R.D., and Röhl, U., 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Paleocene/Eocene transition, *Nature*, v. 401, p. 775–778.
- Odin, G. S., Montanari, A., Deino, A., Drake, R., Guise, P., Kreuzer, H., and Rex, D.C., 1991. Reliability of volcano-sedimentary biotite ages around the Eocene/Oligocene boundary: *Chemical Geology (Isotope Geoscience)*, v. 86, p. 203-224.
- Okada, H., 1990. Quaternary and Paleogene calcareous nannofossils, Leg 115. *In* Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 129–174. doi:10.2973/odp.proc.sr.115.150.1990
- Okada, H., 1992. Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu, Japan. *Chishitsugaku Zasshi (J. Geol. Soc. Jpn.)*, v. 98, p. 509–528.

- Okada, H., and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973, 1975). *Mar. Micropaleontol.*, v. 5, p. 321-325.
- Ortiz, S. and Molina, E., 2003. Foraminíferos bentónicos como indicadores de un evento hipertermal en el tránsito Ypresense- Luteciense del corte de Fortuna (Murcia, Cordillera Bética). *Geotemas*, v. 5, p. 185-188.
- Ortiz, S, and Thomas, E., 2006. Lower-Middle Eocene benthic foraminifera from the Fortuna Section (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Micropaleontology*, v. 52, N. 2, p. 97-150.
- Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Baceta, J.I., Angori, E., Caballero, F., Monechi, S., Pujalte, V., Dinarès-Turell, J., Apellaniz, E., and Payros, A., 2004. New constraints on the evolution of planktic foraminifera and calcareous nannofossils across the Paleocene–Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited. *Neues Jahrb.Geol. Palaeontol., Abh.*, v. 234, p. 223–259.
- Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E., Caballero, F., 2006. The Ypresian-Lutetian boundary at the Gorrondatxe beach section (Basque Country, Western Pyrenees). In *Climate and biota of the Early Paleogene*. Bilbao, 33 pp.
- Oszczypko-Clowes, M., and Oszczypko, N., 2004. The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta Geologica Polonica*, v. 54, No. 3, p. 339-367.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J. and Marko F., 2005. Oligocene-LowerMiocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. Warszawa. *Geol. Quart.*, v. 49 (4), p. 379–402.
- Oyen, L.W., and Portell, R.W., 2001, Diversity patterns and biostratigraphy of Cenozoic echinoderms from Florida. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 166, p. 193–218.
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B., and Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, v. 309, p. 600–603.
- Paillard, D., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis, American Geophysical Union © 1996. *Eos Electronic Supplement*. http://www.agu.org/eos_elec/96097e.html
- Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *Eos Trans. AGU*, v. 77 (39), p. 379-379, doi:10.1029/96EO00259.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X. and Pujalte, V., 2006. Covarying sedimentary and biotic fluctuations in the Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 234, p. 258-276.
- Payros, A., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J. and Apellaniz, E. 2007. Reassessment of the Early - Middle Eocene biomagnetostratigraphy based on evidence from the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees). *Lethaia*, v. 40, p. 183–195.
- Pälike, H., 2002. Extending the geological calibration of the geological time scale. University of Cambridge, Department of Earth Sciences, PhD Thesis.
- Pälike, H., and Shackleton, N. J., 2000. Constraints on astronomical parameters from the geological record for the last 25 Myr, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 182(1), p. 1–14, doi:10.1016/S0012-821X(00)00229-6.
- Pälike, H., Laskar, J., and Shackleton, N. J. 2004, Geological constraints on the chaotic diffusion of the Solar System. *Geology*, v. 32, no. 11, p. 929-932. DOI: 10.1130/G20750.1

- Pälike, H., Moore, T., Backman, J., Raffi, I., Lanci, L., Parés, J.M., and Janecek, T., 2005. Integrated stratigraphic correlation and improved composite depth scales for ODP Sites 1218 and 1219. In Wilson, P.A., Lyle, M., and Firth, J.V. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, v. 199, p. 1–41.
- Pälike, H., Norris R. D., Herrle J. O., Wilson P. A., Coxall H. K., Lear C. H., Shackleton N. J., Tripathi A. K., and Wade B. S., 2006. The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, v. 314 (5807), p. 1894-1898. DOI:10.1126/science. 1133822
- Parisi, G., Guerrera, F., Madile, M., Magnoni, G., Monaco, P., Monechi, S., and Nocchi, M., 1988. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil and foraminiferal biostratigraphy in the Monte Cagnero section, Piobbico (Italy). In: Premoli Silva, I., Coccioni, R., Montanari, A. (Eds.), “*The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy)*”, p. 119-135.
- Pearson, K., 1897. Mathematical contributions to the theory of evolution: On a form of spurious correlation which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proc. R. Soc. London*. v. 60, p.489–502.
- Pearson, P.N. and Palmer, M.R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, v. 406, p. 695-699.
- Pearson, P.N., Ditchfield, P.W., Singano, J., Harcourt-Brown, K.G., Nicholas, C.J., Olsson, R.K., Shackleton, N.J. and Hall, M.A. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, v. 413, p. 481-487.
- Pearson, P.N., Nicholas, C.J., Singano, J.M., Bown, P.R., Coxall, H.K., van Dongen, B.E., Huber, B.T., Karega, A., Lees, J.A., Msaky, E., Pancost, R.D., Pearson, M. and Roberts, A.P. 2004: Paleogene and Cretaceous sediment cores from Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania: Tanzania Drilling Project Sites 1–5. *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, p. 25–62.
- Peck, V.L., Riesselman, C., Haywood, A.M., Valdes, P.J., 2007. Quantifying Ice Volume and Temperature Change for the Greenhouse to Icehouse Transition: A Coupled Palaeoceanographic and Palaeoclimate Modelling Approach. AGU Fall Meeting Abstract 2007, PP22A-04.
- Peet, R.K., Knox, R.G., Case, J.S., and Allen, R.B., 1988. Putting things in order: the advantages of detrended correspondence analysis. *American Naturalist*, v. 131, p. 924-934.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), p.427-554.
- Persico, D., 2002. I nannofossili calcarei dell'Oceano Meridionale nel Cenozoico: implicazioni paleoecologiche e paleoclimatiche. PhD Thesis, Dipartimento di scienze della Terra, Università di Parma.
- Persico, D., and Villa, G., 2004. Eocene -Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, v. 52, p. 153-179.
- Pielou, E. C., 1984. Probing multivariate data with random skewers: a preliminary to direct gradient analysis. *Oikos*, v. 42, p. 161-165.
- Poag, C.W., Mankinen, E., and Norris, R.D., 2003. Late Eocene impacts: Geologic Record, Correlation, and Paleoenvironmental Consequences. In Prothero, D.R., Ivany, L.C., Nesbitt, E.A., *From Greenhouse to Icehouse. The marine Eocene-Oligocene transition*. Columbia University Press, New York. p. 495-510.
- Poag, C.W. Koeberl, C. Reimold, W.U., 2004. The Chesapeake Bay crater—Geology and Geophysics of a Late Eocene Submarine Impact Structure. Springer, Heidelberg, Germany, 522 pp.

- Poore, R.Z., Tauxe, L., Percival, S.F. Jr., and LaBrecque, J.L., 1982. Late Eocene-Oligocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at South Atlantic DSDP Site 522. *Geology*, v. 10, p. 508-511.
- Pospichal, J., Wise Jr., S.W. 1990. Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossils of ODP sites 689 and 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, v. 113, p. 689– 697.
- Pospichal, J., Wei, W., and Wise, S.W. Jr., 1992. Probing the limits of nannofossil stratigraphic resolution in the southern high latitude. *Mem. Sc. Geol.*, Padova, v. 43, p. 115-132.
- Premoli Silva, I., Coccioni, R., Montanari, A., (Eds.), 1988a. The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy). IUGS, Int. Subcomm. Paleogene Strat., Eocene-Oligocene Meeting, Spec. Publ., Ancona. 268 pp.
- Premoli Silva, I., and Jenkins, D.G., 1993. Decision on the Eocene–Oligocene boundary stratotype. *Episodes*, v. 16, p. 379–382.
- Premoli Silva, I., Orlando, M., Monechi, S., Madile, A., Napoleone, G., and Ripepe, M., 1988b. Calcareous plankton Biostratigraphy and Magnetostratigraphy at the Eocene – Oligocene transition in the Gubbio area. In: Premoli Silva I., Coccioni R. and Montanari A. (Eds.): *The Eocene – Oligocene boundary in the Marche – Umbria basin (Italy)*, p. 137–161.
- Prothero, D.R., 1994a. The Eocene–Oligocene Transition: Paradise Lost. Columbia University Press, New York. 291 pp.
- Prothero, D.R., 1994b, The late Eocene-Oligocene extinctions. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 22, p. 145–165.
- Prothero, D.R., Ivany, L.C., Nesbitt, E.A., 2000. Penrose Conference Report: The marine Eocene-Oligocene transition. *GSA Today*, v. 10, n. 7, p. 10-11.
- Prothero, D.R., Ivany, L.C., Nesbitt, E.A., 2003. From Greenhouse to Icehouse. The marine Eocene-Oligocene transition. Columbia University Press, New York. 541 pp.
- Quinn, T.R., Tremaine, S., and Duncan, M., 1991. A three million year integration of the earth's orbit. *Astronomy Journal*, v. 101, p. 2287–2305.
- Raffi, I.; Rio, D., 1981. *Coccolithus pelagicus* (Wallich): a paleotemperature indicator in the Late Pliocene Mediterranean deep sea record. In Wetzel, F.C. (ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, p. 187-190, 1 fig.
- Raffi, I., Backman, J., and Palike, H., 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblages across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 226, p. 93-126.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälke, H., Rio, D., Lourens, L., and Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quat. Sci. Rev.*, v. 25, p. 3113–3137, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.007.
- Rampino, M.R., 1998: The galactic theory of mass extinctions: An update. *Celest. Mech. Dynam. Astron.*, v. 69, p. 49-58.
- Rampino, M. R. and Stothers, R. B., 1984. Terrestrial mass extinction, cometary impacts and Sun's motions perpendicular to the galactic plane. *Nature*, v. 308, p. 709–712.
- Raup, D. M. and Sepkoski, J. J., 1984. Periodicity of extinction in the geological past. *Proc. Nat. Acad. Sci., U.S.A.*, v. 81, p. 801–805
- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, v. 359, p.117–122.
- Reyment, R.A, 2000. Synopsis of newer multivariate methods in Geology. In *Geological Data Analysis: Statistical Methods*, Eds. H. S. Pandalai and P. K. Saraswati. Recent Researches in Geology 18, Hindustan Publishing Company, New Delhi, p. 1-38.
- Reyment, R.A., and Savazzi, E., 1999. Aspects of Multivariate Statistical Analysis in Geology. Elsevier, 285 pp. + Compact Disk.

- Ridgway, K.O., Sweet, A.R., and Cameron, A.R., 1995. Climatically induced floral change across the Eocene-Oligocene transition in the northern high latitudes, Yukon Territories, Canada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 676–696.
- Riesselman, C.R., Dunbar, R.B., Mucciarone D.A., and Kitasei, S.S., 2007. High resolution stable isotope and carbonate variability during the early Oligocene climate transition: Walvis Ridge (ODP Site 1263). In *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proc. 10th ISAES*, A. K. Cooper, C. R. Raymond et al., eds., USGS Open File Report 2007–1047, Short Research Paper 095, 7 pp.
- Roth, P.H., 1970. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Eclogae Geol. Helv.*, v. 63, p. 799–881.
- Roth, P., 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: Winter, A., Siesser, W. (Eds.). *Coccolithophores*, Cambridge University Press, p. 199–218.
- Salamy, K.A. and Zachos, J.C., 1999. Latest Eocene-Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 145, p. 61–77.
- Samtleben, C., Schafer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthiessen, J., Scholder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian–Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages—an actualistic approach. *Geol. Rundsch.* v. 84, p. 108–136.
- Sato, T., and Kameo, K., 1996. Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to late Pliocene glaciation. In Thiede, J., Myhre, A.M., Firth, J. V., Johnson, G.L., Ruddiman, W.F. (eds.), *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*: United States, College Station, TX, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, v. 151, p. 39–59.
- Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., et al., (editor), 1994. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports* 149 Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, 719 pp. doi:10.2973/odp.proc.ir.149.1994
- Scargle, J. D., 1982. Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *Astrophys. J.*, v. 263, p. 835–853.
- Scargle, J. D., 1989. Studies in astronomical time series analysis. III. Fourier transforms, autocorrelation and cross-correlation functions of unevenly spaced data, *Astrophys. J.*, v. 25, 343, p. 874–887.
- Scotese, C.R., and Golonka, J. 1992. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 20-0692, Department of Geology, University of Texas at Arlington, 34 pp.
- Schwarzacher, W., 1964. An application of statistical time-series analysis of a limestone/shale sequence. *Journal of Geology*, v. 72, p. 195–213.
- Schwarzacher, W., 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 50, p. 51–75.
- Shackleton, N. J., Berger, A., and Peltier, W. R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 81, p. 251–261.
- Shackleton, N.J., et al., 1995. A new late Neogene timescale: Application to Leg 138 sites. In *Proc. ODP, Sci. Res.*, N. G. Pisias, L. A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson, and T. H. van Andel, eds., Ocean Drilling Program, College Station, TX, v. 138, p. 73–101.
- Shackleton, N.J., Crowhurst, S.J., Weedon, G.P., and Laskar, J., 1999. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, v. 357, p. 1907–1929.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Raffi, I., Tauxe, L., and Zachos, J., 2000. Astronomical calibration age for the Oligocene/Miocene boundary. *Geology*, v. 28, p. 447–450.
- Shafik, S., Watkins, D.K., Shin, I.C., 1998. Calcareous nannofossil Paleogene biostratigraphy, Côte d'Ivoire-Ghana Marginal Ridge, eastern equatorial Atlantic. In Mascle, J.,

- Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 159, p. 413-431.
- Siesser, W.G., Bralower, T.J., and De Carlo, E.H., 1992. Mid-Tertiary *Braarudosphaera*-rich sediments on the Exmouth Plateau. In von Rad, U., Haq, B.U., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 653-663.
- Smayda, T.J., 1966. A quantitative analysis of the phytoplankton of the Gulf of Panama III General ecological conditions and the phytoplankton dynamics at 8deg45minN, 79deg23minW from November 1954 to May 1957. *Inter-American Tropical Tuna Commission. Bulletin*, v. 11, p. 355.
- Sotak, J., Pereszlenyi, M., Marschalko, R., Milicka, J. and Starek, D., 2001. Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, Issue 1, p. 87-114.
- Squires, R.C., 2003, Turnovers in marine gastropod faunas during the Eocene-Oligocene transition, west coast of the United States, in Prothero, D.R., Ivany, L.C., and Nesbitt, E., eds., *From Greenhouse to Icehouse: The Marine Eocene-Oligocene Transition*. New York, Columbia University Press, p. 14–35.
- Steurbaut, E., 1988. New Early and Middle Eocene Calcareous-Nannoplankton Events and Correlations in Middle To High Latitudes of the Northern Hemisphere. *Newsletters on Stratigraphy*, v. 18, p. 99-116.
- Steurbaut, E., Sztrákos, K., and Nolf, D., 2002. Stratigraphy, calcareous nannofossils and foraminifera of the Lespontes river section at Saint-Lon-Les-Mines (Middle and Upper Eocene of Aquitaine, France). *Revue de Micropaleontologie*, v. 45 (4), p. 313-328.
- Stocker, T.F., and Johnsen, S.J., 2003. A minimum thermo dynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanogr.*, v. 18, PA1087, 9 pp. doi:10.1029/2003PA000920
- Stothers, R.B., 2006. The period dichotomy in terrestrial impact crater ages. *M. Not. Royal Astron. Soc.*, v. 365, p. 178-180, doi:10.1111/j.1365-2966.2005.09720.x.
- Stradner H., 1959. Die fossilen Discoasteriden Osterreichs. 11 Teil. *Erdoel Zeitschrift*, ref. p. 478; figs. 17, 21. v. 75, no 12, p. 472-488, 77 figs.
- Subbotina, N.N., 1953. Fossil foraminifers of the U.S.S.R. Globigerinidae, Hantkeninidae, and Globorotalidae. (English translation, 1971) by Collet's, London. 321 pp.
- Sugarman, P.J., Miller, K.G., Browning, J.V., McLaughlin, P.P. Jr., Brenner, G.J., Buttari, B., Cramer, B.S., Harris, A., Hernandez, J. Katz, M.E., Lettini, B., Misintseva, S., Monteverde, D.H., Olsson, R.K., Patrick, L., Roman, E., Wojtko, M.J., Aubry, M.-P., Feigenson, M.D., Barron, J.A., Curtin, S., Cobbs, G., Cobbs, G., III, Bukry, D., and Huffman, B.A., 2005. Millville site. In Miller, K.G., Sugarman, P.J., Browning, J.V., et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, 174AX (Suppl.), 94 pp.
- Takayama, T., 1972. A note on the distribution of *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre in the bottom sediments of Sendai Bay, Japan. *Palaeontol. Soc. Japan, Trans. Proc.*, N. S., v. 87, p. 429-435.
- Thierstein, H. R. Geitzenauer, K. Molino, B. and Shackleton N. J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels; validation by oxygen isotopes. *Geology* (Boulder), v. 5(7), p. 400-404.
- Thierstein, H. R., Cortes, M. and Haidar, A. T., 2004. Plankton community behavior on ecological and evolutionary timescales: when models confront evidence. p. 455-480. In: *Coccolithophores: From molecular processes to global impact*. Thierstein, H.R. and Young, J.R. (Eds.), Berlin, Heidelberg, Springer Verlag, 565 pp. ISBN 3540219285, 9783540219286
- Thomas, E., 2003. Extinction and food at the sea floor: A high-resolution benthic foraminiferal record across the Initial Eocene Thermal Maximum, Southern Ocean Site 690. In: Wing, S. L., Gingerich, P. D., Schmitz, B., and Thomas, E., Eds. *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 369, p. 319-332.

- Thomas, E. and Zachos, J. C., 2000. Was the late Paleocene thermal maximum a unique event? *GFF*, v. 122, p. 169-170.
- Thomas, E., Zachos, J. C., and Bralower, T. J., 2000. Deep-sea environments on a warm earth: latest Paleocene – early Eocene. – In: Huber, B., K.MacLeod and S.Wing (eds.): *Warm climates in earth history*: p. 132–160 (Cambridge University Press).
- Tori, F., 2005. Evoluzione del nannoplankton calcareo nel Paleogene superiore: la storia del deterioramento climatico nella sezione del Monte Cagnero. Università degli Studi di Firenze, Firenze. Tesi di Laurea non pubblicata, 117 pp.
- Tori, F., Monechi, S., Peck, V.L., and Riesselmann, C.R., 2008. Multi-proxy sea surface temperature reconstructions from the late Eocene-Early Oligocene, Walvis Ridge. Evidence for precursory cooling ~ 1 million years prior to Oi-1?. XXXIII° IGC, Oslo, Abstract, HPS-08.
- Tremolada, F., Bralower, T.J., 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, v. 52, Issues 1-4, Calcareous nannofossil palaeoecology and palaeoceanographic reconstructions, p. 107-116, ISSN 0377-8398, DOI: 10.1016/j.marmicro.2004.04.002.
- Tripati, A. K., Delaney, M. L., Zachos, J. C., Anderson, L. D., Kelly, D. C., and Elderfield H., 2003, Tropical sea-surface temperature reconstruction for the early Paleogene using Mg/Ca ratios of planktonic foraminifera, *Paleoceanography*, v. 18(4), p. 1101, doi:10.1029/2003PA000937.
- Tripati, A.K., Backman, J., Elderfield, H., and Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, v. 436, p. 341–346.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., and Macintyre, H., 2006. New results from ODP and IODP on the greenhouse-icehouse transition: Evidence for Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Geophysical Research Abstracts*, v. 8, 09994, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-09994
- Tripati, A., and Dawber, C., 2007. Early Cenozoic glacial history: Insights from Pacific records of seawater $\delta^{18}\text{O}$. *Geophysical Research Abstracts*, v. 9, 11158, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-11158
- Tripati, A., Eagle, R., Morton, A., Dowdeswell, J., Atkinson, K., Bahe, Y., Dawber, C., Khadun, E., Shaw, R., Shorttle, O., and Thanabalasundaram, L., 2008. Evidence for Northern Hemisphere glaciation back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 265, p. 112–122. doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.045.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., III, Sangree, J.B., Bubb, J.N., and Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Payton, C.E., ed., *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 26, p. 49–212.
- Varadi, F., Bunnegar, B., and Ghil, M. 2003. Successive refinements in long-term integrations of planetary orbits. *Astrophysical J.*, v. 592, p. 620-630.
- Varol, O., 1989. Eocene calcareous nannofossils from Sile (Northwest Turkey). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, v. 21, n. 2, p. 273-320.
- Varol, O., 1992. Sullivania, a new genus of Palaeogene coccoliths. *Journal of Micropalaeontology*, v. 11, p. 141-149.
- Vera, J.A., 2001. Evolution of the South Iberian Continental Margin. In: Ziegler, P.A., Cavaza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Historie Naturelle*, Paris.vol. 186, p. 109–143.
- Vera, J.A., (Coord.), 2004. Cordillera Bética y Baleares. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 347–464.

- Verducci, M., and Nocchi, M., 2004. Middle to Late Eocene main planktonic foraminiferal events in the central Mediterranean area (Umbria–Marche basin) related to paleoclimatic changes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 234, p. 361-413.
- Vernekar, A. D., 1972. Long-period global variations of incoming solar radiation. Meteorol. Monographs, *Amer. Meteor. Soc.*, v. 12, No. 34, p. 1–21.
- Villa, G., and Persico, D., 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 231, Issues 1-2, p. 110-119.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., and Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748, *Marine Micropaleontology*, v. 69, Issue 2, p. 173-192, ISSN 0377-8398, DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.07.006.
- Von Hillebrandt, A., 1974. Bioestratigrafía del Paleogeno en el Sureste de España (Provincias de Murcia y Alicante). *Cuad. Geol.*, Granada, v. 5, p. 135-153.
- Von Hillebrandt A., 1976. Los foraminíferos planctónicos, nummulitidos y coccolitoforidos de la zona de Globorotalia palmerae del Cuisiense (Eoceno inferior) en el SE de España (Provincias de Murcia y Alicante). *Rev. Esp. Micropal.*, Madrid, v. 8, p. 323-394.
- Vonhof, H.B., Smit, J., Brinkhuis, H., Montanari, A., and Nederbragt, A.J., 2000. Global cooling accelerated by early late Eocene impacts? *Geology*, v. 28, p. 687–690.
- Wade, B. S., and Palike, H., 2004. Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography*, v. 19, PA4019, 16 pp., doi:10.1029/2004PA001042.
- Wade, B. S., and Bown, P. R., 2006. Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis, Polemi Basin, Cyprus. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 233, p. 271 – 286, doi : 1 0.1016/j.palaeo.2005.10.007.
- Waghorn, D.B., 1985. Calcareous nannofossils from the upper Eocene-lower Oligocene Kaita Formation, Greymouth, New Zealand. In: “Hornibrook Symposium” extended abstracts, New Zealand Geological Survey, p. 96-98, 1 fig.
- Wartenberg, D., Ferson, S, Rohlf, F.J., 1987. Putting things in order: a critique of detrended correspondence analysis. *American Naturalist*, v. 129, p. 434-448.
- Watkins, J.S., and Mountain, G.S. (convenors), 1990. Role of ODP drilling in the investigation of global changes in sea level, *JOI-USSAC Workshop Rept.*
- Wei, W., 2004. Opening of the Australia Antarctica Gateway as dated by nannofossils. *Marine Micropaleontology*, v. 52, p. 133–152.
- Wei, W. and Wise, S. W., 1989. *Discoaster praebifax* n. sp.; a possible ancestor of *Discoaster bifax* Bukry (Coccolithophoridae), *Journal of Paleontology*, v. 63(1), p. 10-14.
- Wei, W., and Wise, S.W., Jr., 1990a. Biogeographic gradients of Middle Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 79, p. 29–61.
- Wei, W., and Wise, S.W., Jr., 1990b. Middle Eocene to Pleistocene calcareous nannofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. In Barker, P.F., Kennett, J.P., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 113: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 639-666.
- Wei, W., and Pospichal, J.J., 1991. Danian calcareous nannofossils succession at Site 738 in the southern Indian Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Kerguelen Plateau Prydz Basin* v. 119, p. 736-746.
- Wei, W., and Thierstein, H.R., 1991. Upper Cretaceous and Cenozoic calcareous nannofossils of the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica). In: Barrow, B., Larsen, B., et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, v. 119, p. 467– 492.
- Wei, W., and Wise, S.W., Jr., 1992. Eocene-Oligocene calcareous nannofossil magnetobiochronology of the Southern Ocean. *Newsletters on Stratigraphy*, v. 26, p. 119-132.

- Wei, W., Villa, G., and Wise, S.W. Jr., 1992. Paleooceanographic implications of Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Sites 711 and 748 in the Indian Ocean. In Wise, S.W., Jr., Schlich, R., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), v. 120, p. 979-999.
- Westerhold, T., Rohl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., and Evans, H.F., 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 257 (4), p. 377-403, doi:10.1016/j.palaeo.2007.09.016
- Wind, F.H., and Wise Jr., S.W., 1978. Mesozoic holococcoliths. *Geology*, v. 6, p. 140-142.
- Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., and Freeman, K.H., 2005. Transient Floral Change and Rapid Global Warming at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science*, v. 310, no. 5750, p. 993 – 996. DOI: 10.1126/science.1116913
- Wise, S.W., Jr., and Mostajo, E.L., 1983. Correlation of Eocene-Oligocene calcareous nannofossil assemblages from piston cores taken near Deep Sea Drilling Project Sites 511 and 512, southwest Atlantic Ocean. In Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., et al., *Init. Repts. DSDP, 71 (Pt. 2)*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 1171-1180.
- Wise, S. W., J. M. Covington, B. C. Ladner, and W. Wei, W. (Compilers), 2004. Electronic Calcareous Nannofossils, Version 3. International Nannoplankton Association, CD-ROM Series, No. 1.
- Wolfe, J.A., 1992. Climatic, floristic and vegetational changes over the Eocene/ Oligocene boundary in North America, in Prothero, D.R., and Berggren, W.A., eds., *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*: Princeton, Princeton University Press, p. 421-436.
- Young, J.R. and Bown, P.R., 1997. Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. *Journal of Nannoplankton Research*, v. 19 (no. 1), p. 15-47.
- Yu Z.W., and Ding Z.L., 1998. An automatic orbital tuning method for paleoclimate records. *Geophysical Res Lett*, v. 25, p. 4525-4528
- Worsley, T.R., Moore, T.L., Fraticelli, C.M. and Scotese, C. R., 1994. Phanerozoic CO₂ levels and global temperatures inferred from changing paleogeography. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, v. 288, p. 57-73
- Zachos, J.C., Breza, J.R., and Wise, S.W., 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, v. 20, p. 569-573.
- Zachos, J.C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G., and Wise, S. W., 1993, Abrupt Climate Change and Transient Climates in the Paleogene: A Marine Perspective. *Journal of Geology*, v. 100, p. 191-213.
- Zachos, J.C., Stott, L.D., and Lohmann, K.C., 1994, Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, v. 9, p. 353-387, doi: 10.1029/93PA03266.
- Zachos, J.C., Quinn, T.M., and Salamy, K., 1996. High resolution (10⁴ yr) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, v.11, n. 3, p. 251-266.
- Zachos, J.C., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K Billups, 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, p. 686-693.
- Zachos, J.C., Kroon, D., Blum, P., et al., 2004. *Proc. ODP, Init. Repts.*, v. 208, College Station, TX 77845-9547, USA (Ocean Drilling Program). 112 pp. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.2004
- Zachos, J.C. and Kump L.R., 2005. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global Planet. Change*. v. 47, p. 51-66.

Note tassonomiche.

Abbiamo seguito Perch-Nielsen (1985), Young & Bown (1997) per la determinazione di generi e specie.

Di seguito riportiamo alcune note relative a taxa che hanno presentato problemi nel riconoscimento o nella distribuzione stratigrafica.

Per il riconoscimento delle specie abbiamo seguito le descrizioni originali raccolte nei cataloghi di Farinacci (1969-1978) e di Wise et al. (2004). Alcune specie caratteristiche dell'Eocene medio le cui descrizioni non sono riportate nei suddetti cataloghi, sono descritte in Varol (1989) e Bown (2005).

genere *Chiasmolithus*

***Chiasmolithus gigas* (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay, Mohler, Wade, 1966**

Tavola A.2.3, figure k, l.

Nome originale: *Coccolithus gigas* Bramlette & Sullivan, 1961

Nome comune: *Chiasmolithus* [= *Sullivania*] *gigas* (Bramlette & Sullivan, 1961) Radomski, 1968

Sinonimia: *Coccolithus gigas* Bramlette & Sullivan, 1961
Chiasmolithus gigas Hay, Mohler, Wade, 1966
Chiasmolithus gigas Radomski, 1968
Sullivania gigas Varol, 1992

Riferimento: Bramlette, M.N., and Sullivan, F.R., 1961. Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 7:129-174.

Distribuzione: CP13b - CP13b

Abbiamo osservato individui la cui attribuzione a *Ch. gigas* è discutibile nella parte superiore del loro intervallo di distribuzione. A causa della ricristallizzazione, l'area centrale di questi individui non è ben risolvibile e la struttura centrale a forma di X può essere ruotata, come osservato da Bown in Tanzania (Pearson et al.2004). Mancando un chiaro orientamento di questa struttura abbiamo utilizzato un criterio dimensionale basato sulla descrizione originale di alcuni *Chiasmolithus* e *Coccolithus* presenti nell'Eocene. *Ch. gigas* si distingue per i suoi scudi grandi e ravvicinati, i cui elementi che hanno una curvatura leggermente sigmoide, lo scudo distale debolmente birifrangente.

Ogni individuo con diametro >19-20µm è stato assegnato a *Ch. gigas* anche se la struttura centrale esistente non era chiaramente risolvibile. *Ch. gigas* infatti si distingue da *C. staurion* (tavola A.2.4, figure s, t) e da *C. mutatus* non soltanto per la struttura centrale ma anche per essere più grande. Si distingue da *C. eopelagicus* che manca di struttura centrale ed ha un'area centrale piuttosto piccola, da *Ch. expansus* (tavola A.2.3, figura m) e da *Ch. grandis* (tavola A.2.3, figure i, j) che hanno un'area centrale più aperta e scudo distale più stretto.

Appare significativo l'emendamento di Varol (1992) con la costituzione del genere *Sullivania*, cui questo taxon era stato assegnato, per le proprietà ottiche ben definite delle specie assegnate al genere *Sullivania* rispetto a quelle assegnate al genere *Chiasmolithus*.

E' possibile che il range di questo taxon sulla piattaforma sia più esteso (Pearson et al.2004), e che ciò sia responsabile della mancata sincronia nell'evento di LO che appare essere più giovane ad Agost (parte media superiore del magnetocrono C20n) rispetto alla Contessa dove scompare al top del magnetocrono C20r (Iovane et al. 2007).

***Chiasmolithus altus* Bukry & Percival, 1971**

Nome originale: *Chiasmolithus altus* Bukry & Percival, 1971

Riferimento: Bukry, D., and Percival, S.F., 1971. New Tertiary calcareous nannofossils. Tulane Stud. Geol. Paleontol., 8:123-146.

Si tratta di un *Chiasmolithus* di grandi dimensioni (10-18 micron), forma decisamente ellittica, scudi sottili e ed un'ampia area centrale in cui si osserva una struttura sottile, formata da barre che si incrociano con un angolo di 90 gradi formando una X. Le specie di *Chiasmolithus* osservate nel Pozzo 1263 molto raramente conservano la croce, che è invece spesso conservata nelle sezioni italiane. Queste forme appartengono comunque con certezza alle specie *Ch. oamaruensis* o *Ch. altus*, in base alle loro dimensioni generali, allo stretto scudo distale ed ai caratteristici alti colori di birifrangenza della cresta.

Nella sezione del Monte Cagnero si osserva un graduale incremento dell'angolo compreso tra le barre dell'area centrale durante la NP21 che sembra confermare una stretta relazione genetica di *Ch. altus* con *Ch. oamaruensis* (Perch Nielsen, 1985; Firth & Wise, 1992).

genere *Discoaster*

***Discoaster kuepperi* Stradner, 1959**

Tavola A.2.2, figure n, o, p, q.

Nome originale: *Discoaster kuepperi* Stradner, 1959

Nome comune: *Discoaster kuepperi* Stradner, 1959

Sinonimia: *Discoaster kuepperi* Stradner, 1959

Discoasteroides kuepperi Bramlette & Sullivan, 1961

Heliodiscoaster kuepperi Prins, 1970 INVALID

Helio-discoaster kuepperi Theodoridis, 1983

Riferimento: Stradner, H., 1959. Die fossilen Discoasteriden Österreichs. II. Erdoel-Z., 75:472-488.

Distribuzione: CP10 - CP12b

Una delle caratteristiche distintive di *D.kuepperi* è, seguendo la descrizione originale (Stradner, 1959), la "bulla centralis" a forma d'imbuto che si estende all'estremità superiore della protrusione che si estende dal centro del disco. L'angolo di apertura di quest'imbuto è appena un po' meno di 90°

Abbiamo osservato *D. kuepperi* col grande imbuto scanalato sulla parte esterna, nella prima parte della successione sino alla parte basale della subzona CP12b. *Discoaster* *cfr. kuepperi* (tavola A.2.2, figura j) mostra un numero di raggi con la medesima forma e carenatura di *D.kuepperi* e può essere confuso con quest'ultimo. *Discoaster* *cfr. kuepperi* è presente sino al top della sezione ma non mostra la caratteristica apertura ad imbuto del gambo che rende ben visibile *D.kuepperi*, essendo birifrangente anche a nicol incrociati. Riteniamo perciò valida ed utile la LO di *D.kuepperi* come evento marker (vedi figure di pag.431 e 473 in Perch-Nielsen (1985) ed attribuiamo alla non distinzione tra queste due tipologie il contrasto tra quanto riportato a pag.439 e pag.470). E' sufficiente attribuire a nuova specie gli individui che non mostrano il grosso imbuto sulla protrusione centrale.

Con riferimento a Plate 39 di Bown (2005), soltanto gli individui delle foto 12,13,14 e 15 appartengono a *D. kuepperi*, mentre gli individui 10,11 e 16 sono da attribuirsi a *D.cfr.kuepperi*.

L'evento di LO di *D.kuepperi* è correttamente riportato in Miller et al. (Sea Girt Site e Bass River Site) vicino al Top della Subzona NP14a (Aubry, 1995) poco prima della LCO di *D. lodoensis*. Martini (1971) invece, pone la LO di *D. kuepperi* (ed anche la LO di *D. sublodoensis*) nella parte inferiore della NP15.

***Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, 1954**

Tavola A.2.2, figure f, g, h.

Nome originale: *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, 1954

Nome comune: *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, 1954

Sinonimia: *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, 1954

Heliodiscoaster saipanensis Prins, 1971 INVALID

Helio-discoaster saipanensis Theodoridis, 1983

Riferimento: Bramlette, M.N., and Riedel, W.R., 1954. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. J. Paleontol., 28:385-403.

Distribuzione: CP12b - CP15b

Discoaster saipanensis è descritto come specie con sei o sette raggi e soltanto raramente cinque o otto. Nella sezione di Agost, nella prima parte del suo range di distribuzione mostra spesso sette od otto raggi.

genere ind. cfr. *Clausicoccus* - *Helicosphaera*

Tavola A.4.2, figure i, m.

Un taxon non identificato a livello generico è stato indicato come genere indeterminato cfr. *Clausicoccus* - *Helicosphaera*.

Di forma ellittica, grandezza media (lunghezza dell'asse maggiore circa 7-10 µm), con scudo distale non birifrangente costituito da parecchi elementi radiali separati da linee di sutura leggermente inclinate. In alcuni individui lo scudo distale sembra avere caratteristiche di asimmetria ed essere costituito, almeno in parte, da una spirale piatta che si avvolge intorno all'area centrale come in *Helicosphaera*. Anche la placca che riempie l'area centrale sembra divisa in tre parti simmetricamente rispetto all'asse maggiore, ma asimmetricamente rispetto all'asse minore. L'area centrale sembra circondata da elementi grossolani ed al ruotare del tavolino, con l'asse maggiore del placolite tra 30° e 60° rispetto ai nicol incrociati, compaiono delle placchette birifrangenti tra l'area centrale e lo scudo distale in prossimità delle parti a maggiore curvatura. Questa specie è stata osservata, anche se sempre rara, sia nella sezione di Agost a partire dalla Zona CP12b, che nel Pozzo ODP 1263 e nelle sezioni dell'Umbria-Marche (vedi foto in Tori, 2005 tesi non pubblicata) durante tutta la transizione Eocene/Oligocene.

genere *Sphenolithus*

***Sphenolithus tribulosus* Roth, 1970**

Tavola A.4.2, figure j,k, l,n,o,p.

Nome originale: *Sphenolithus tribulosus* Roth, 1970

Riferimento: Roth, P.H., 1970. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. Eclogae Geol. Helv., v. 63, p. 799- 881.

Distribuzione: CP15b – CP18

Secondo la descrizione originale questa specie si distingue da *S. predistentus* per avere circa sei creste seghettate sulla spina apicale e perchè mostra una quasi completa estinzione a nicol incrociati quando la spina apicale è parallela a entrambe i nicol. I rilievi superficiali di *S. predistentus*, invece, sono dolci ed in luce polarizzata la spina apicale è chiaramente luminosa anche quando è parallela alle direzioni dei nicol.

Nei campioni studiati, talvolta, a causa della cattiva conservazione non è possibile distinguere le creste seghettate sulla spina apicale e per quanto riguarda la birifrangenza esistono molte situazioni intermedie. Spesso si osservano individui che a nicol incrociati, con l'asse della spina parallela rispetto all'asse del microscopio hanno la spina apicale quasi estinta e solo una parte dell'anello basale birifrangente.

Gli individui di aspetto incerto sono stati classificati come *Sphenolithus* cfr. *tribulosus*.

Rarissime forme con caratteristiche intermedie tra *Sph. predistentus*, *Sph. tribulosus* e *Sph. akropodus* sono state osservate a mcd 90,09 nel Pozzo 1263.

cfr. *Sphenolithus predistentus*

Si osservano piccoli individui di aspetto simile a *S. predistentus* ma per i quali non è distinguibile l'anello del ciclo basale. La lunghezza totale di questi individui, che coincide con quella della spina apicale, possibilmente mancante della punta, non supera generalmente 3-4 µm.

famiglia Noelaerhabdaceae

Nome originale: Family Noelaerhabdaceae Jerkovic 1970 emend. Young & Bown 1997.

Riferimento:

Jerkovic L., 1970. Noelaerhabdus nov. gen. type d'une nouvelle famille de Coccolithophorides fossiles. Noelaerhabdaceae du Miocene superieur de Yougoslavie.. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. v. 270, p. 468-470.

Young, J.R. and Bown, P.R., 1997. Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. Journal of Nannoplankton Research v. 19 (no. 1), p. 15-47.

Tra i generi appartenenti a questa famiglia, *Dictyococcites*, *Reticulofenestra*, *Cyclicargolithus* e *Cribocentrum* hanno origine durante l'Eocene inferiore od in prossimità della transizione Eocene inferiore/Eocene medio e comprendono parecchie specie tipiche del Paleogene superiore, ampiamente diffuse nei sedimenti oggetto di questo studio. Si tratta di placoliti costituiti da due scudi, che appaiono birifrangenti a nicol incrociati e che sono saldati tra loro in corrispondenza del margine interno, che racchiude l'area centrale. L'area centrale può essere aperta (?), chiusa o parzialmente chiusa da una griglia, da una placca a setaccio, o da un doppio strato formato da barre e da una griglia. Le caratteristiche dell'area centrale, che può essere racchiusa da elementi che costruiscono un ciclo tubolare od un muro più o meno massiccio e sporgente, sono utilizzate per la suddivisione in generi. Il profilo generale dei placoliti varia invece da circolare ad ampiamente ellittico in due (*Reticulofenestra* e *Cribocentrum*) dei quattro generi del Paleogene, mentre *Dictyococcites* ha profilo ellittico e *Cyclicargolithus* ha profilo circolare o subcircolare. A causa della presenza di numerose forme di transizione tra specie, sia per quanto riguarda il loro profilo, sia per quanto riguarda il tipo di struttura che occupa l'area centrale, esistono reali problemi di riconoscimento e la tassonomia di questa famiglia è molto discussa ed instabile. Infatti, a causa del disaccordo esistente tra gli autori, l'attribuzione di

molte specie a differenti generi, è comune per i taxa di questa famiglia. Gallagher (1987) ad esempio, ha raggruppato nell'unico genere *Reticulofenestra*, tutte le specie che altri autori attribuiscono ai diversi generi di *Cribozentrum*, *Cyclicargolithus*, *Dictyococcites* e *Reticulofenestra*, evitando in questo modo di cadere in distinzioni e definizioni discutibili, ma tralasciando anche l'occasione di evidenziare caratteristiche che, in questo studio, sono sembrate importanti dal punto di vista evolutivo o funzionale e che sono quindi degne di nota e stratigraficamente significative. In questo modo i coccoliti sono assegnati al genere *Reticulofenestra* in base all'assenza di caratteri distintivi determinando un genere altamente parafiletico e possibilmente polifiletico (Young & Bown 1997).

Secondo Black (1973), *Dictyococcites* si distingue da *Reticulofenestra* per la struttura che occupa l'area centrale che è costituita da barre indipendenti nel primo caso (da un doppio strato formato da barre e da una griglia secondo Perch-Nielsen, 1985), mentre in *Reticulofenestra* le barre sono anastomizzate od incrociate a formare una griglia. Backman (1980) ha anche precisato che *Dictyococcites* ha profilo ellittico e che negli individui ben conservati di questo genere, le barre della griglia centrale s'incontrano e si saldano lungo il diametro maggiore.

La presenza di un ciclo tubolare più o meno massiccio (chiamato anche collare o muro), sporgente nell'area distale centrale, descritto da Hay, Mohler & Wade (1966) a proposito di *Reticulofenestra*, è una caratteristica comune con *Cribozentrum* (che lo ha più sviluppato e sporgente al di sopra della cresta dello scudo distale) e con alcuni *Cyclicargolithus*. Quest'ultimo genere, a differenza di *Reticulofenestra* è sempre circolare o subcircolare e si distingue da *Reticulofenestra* per la presenza di un'apertura centrale rotonda priva (?) di struttura.

Bibliografia di riferimento:

- Backman, J., 1980. Miocene-Pliocene nannofossils and sedimentation rates in the Hatton-Rockall Basin, NE Atlantic Ocean,"Stockholm Contributions in Geology; v. 36, no. 1, p. 1-91, pl. 1-8.
- Black, M., 1973. British lower Cretaceous coccoliths; I, Gault Clay, Part 2,"Palaeontogr. Soc., Monogr. v. 127, p. 49-112.
- Gallagher, L.T., 1987. Reticulofenestra: a critical review of taxonomy, structure and evolution,"International Nannoplankton Association Newsletter; 2nd INA Conference, London, v. 9, no. 2, p. 54-55.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., and Wade, M., 1966. Calcareous nannofossils from Nal'chik (northwest Caucasus). *Eclogae Geol. Helv.* v. 59, p. 379-399.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), p.427-554.

***Cribozentrum reticulatum* (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen, 1971**

Nome originale: *Cyclococcolithus reticulatus* Gartner & Smith, 1967

Nome comune: *Cribozentrum* (=Reticulofenestra) *reticulatum* (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen, 1971

Sinonimia: *Cyclococcolithus reticulatus* Gartner & Smith, 1967
Cyclococcolithina reticulata Wilcoxon, 1970
Cyclicargolithus reticulatus Bukry, 1971
Cribozentrum reticulatum Perch-Nielsen, 1971
Reticulofenestra reticulata Perch-Nielsen, 1971 INVALID
Cyclicargolithus reticulatus Proto-Decima, Medizza, Todesco, 1978 INVALID
Reticulofenestra reticulata Roth & Thierstein, 1972

Riferimento: Roth, P.H., Thierstein, H.R., 1972. Calcareous nannoplankton Leg 14 of the DSDP. In: Hayes, D.E., Pimm, A.C., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 14: 421-485. Washington, D.C.: (U.S. Government Printing Office).

Distribuzione: CP14a – CP15b

La comparsa di *Cribozentrum reticulatum* (vedi paragrafo 2.2.2) non è facilmente determinabile perchè *Cribozentrum sp.* sembra evolversi gradualmente da *Dictyococcites* (*D. callidus* e *D. daviesii*). Forme intermedie tra questi generi divengono sempre più circolari, anche se la loro presenza è molto rara e discontinua, sino dalla parte superiore della subzona CP12a.

Le prime forme transizionali tra *Dictyococcites* e *C. reticulatum*, confrontabili con quest'ultimo (tavola A.2.4, figure a,b,c,d), sono sporadicamente osservate in questa sezione durante la CP13c e quindi nella parte alta del C20n poco prima della comparsa di *R. umbilica* (tavola A.2.4, figure g, h). La FO di *C. reticulatum* è stata dubitativamente identificata con la base della CP14a dove compaiono le prime forme circolari.

Cyclicargolithus sp.1 “tondo”

Tavola A.4.3, figure k, l, o, p. Tavola A.4.4, figure a, b.

Placolite con profilo da circolare a subcircolare formato da due scudi connessi, entrambe birifrangenti a nicol incrociati e con diametro Φ di circa 5-6 μm . Queste forme subcircolari della famiglia delle Noelaerhabdaceae, di solito abbondanti nell'Oligocene basale del Pozzo ODP 1263, sono state associate al genere *Cyclicargolithus*, seguendo il criterio di Bralower & Mutterlose (1995), della mancanza di qualsiasi struttura nell'area centrale e della mancanza di collare che delimita invece l'area dal lato distale in alcune specie di *Reticulofenestra*. Questo criterio di distinzione tra i generi non è però condiviso da altri autori. Le dimensioni del diametro variano di poco intorno a 5-6 μm e le altre specie subcircolari sono distinguibili da questa in base al range dimensionale più piccolo (*Reticulofenestra haqii*, *Reticulofenestra minutula* e *Reticulofenestra minuta*) o poco più grande (*Reticulofenesra circus* e *Reticulofenesra sp.A “circular”*). L'analisi al SEM evidenzia la mancanza di qualsiasi tipo di griglia e del collare interno negli individui osservati. Gli scudi distale e prossimale sono composti da 44-46 elementi embriciati con linee di sutura che curvano leggermente in senso antiorario se osservate dal lato distale. Entrambe gli scudi sono birifrangenti e mostrano linee di estinzione continue che sfumano allargandosi verso la periferia. L'ampia e vuota apertura centrale (poco più di un terzo, ma meno della metà del diametro totale) distingue bene questa forma da altre di dimensioni simili, ma con area centrale più chiusa, appartenenti a *Cyclicargolithus floridanus*.

Questa forma è confrontabile con *Cyclicargolithus sp.* di Bralower and Mutterlose (1995) plate 9, figure 27-28.

***Dictyococcites daviesii* (Haq, 1968) Perch-Nielsen, 1971**

Tavola A.4.3, figure s,t.

Nome originale: *Dictyococcites daviesii* (Haq, 1968) Perch-Nielsen, 1971

Sinonimia: *Stradnerius daviesi* Haq, 1968 (gen. name illegitimate)

Reticulofenestra daviesi Haq, 1971

Dictyococcites daviesii Perch-Nielsen, 1971

Reticulofenestra daviesi Krhovsky, 1979

Riferimento: Haq, B.U., 1971. Haq, B.U., 1971. Paleogene calcareous nanoflora Part II: Oligocene of western Germany. Stockholm Contrib. Geol., 25:57-97.

Distribuzione: Eocene medio-Oligocene inferiore

Tra i *Dictyococcites* osservati è di taglia medio-piccola, avendo il diametro maggiore di 5-7,5 microns. Di forma decisamente ellittica. L'area centrale è ampia ed occupata da una griglia ben visibile ma non massiccia come in *Di. scrippsae* e *Di. bisectus*. Forse a causa della cattiva conservazione, la griglia centrale appare un poco irregolare, anastomizzata e forma dei pori.

Tutti gli elementi del ciclo distale sono birifrangenti, ma la griglia lo è poco. Benchè la griglia, con i suoi elementi e la sutura centrale tra gli elementi, sia ben visibile nel microscopio, essa è difficilmente visibile nelle fotografie.

***Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, 1971**

Tavola A.2.4, figura j.

Nome originale: *Dictyococcites callidus* Perch-Nielsen, 1971

Sinonimia: *Reticulofenestra callidus* (Perch-Nielsen, 1971) Bybell, 1975

Riferimento: Bybell, L.M., 1975. Middle Eocene calcareous nannofossils at Little Stave Creek, Alabama. *Tulane Stud. Geol. Paleontol.*, 11(4):177-247.

Distribuzione: CP13– CP13

E' una forma di *Dictyococcites* molto simile a *Di. daviesii*, ma più grande, dal diametro di circa 8-10 micron. Questo *Dictyococcites* ha una piccola placca nell'area centrale connessa alla parete interna dell'area centrale per mezzo di setti subradiali. Nel complesso l'area centrale appare avere dei pori lungo la parete dell'area centrale.

Forma molto simile secondo le descrizioni è *Dictyococcites onustus* Perch-Nielsen, 1971, che però ha dimensioni un poco inferiori (7-8 micron), una struttura della griglia con setti subparalleli saldati lungo l'asse maggiore dell'ellisse (griglia a forma di cancellata) ed è anch'essa stata descritta nella Zona CP13.

Forma molto simile, e difficilmente distinguibile da *Dictyococcites callidus*, ma con area centrale occupata da una cancellata più regolare, con la sutura lungo l'asse maggiore dell'ellisse, è *Reticulofenestra clatrata* Müller, 1970 che ha le stesse dimensioni di 8-10 micron ma è stata descritta ed osservata nell'Oligocene.

***Dictyococcites scrippsae*-*Di. hesslandii* gr.**

Nei conteggi *Dictyococcites scrippsae* non è stato distinto da *Di. hesslandii* a causa dell'alto numero di forme di transizione e del mediocre stato di conservazione dei sedimenti di Monte Cagnero. In questo raggruppare le due specie abbiamo seguito Backman (1987) che le ha considerate sinonime. Esistono tuttavia delle differenze tra i due tipi che è possibile distinguere, come è stato fatto nelle analisi qualitative della sezione di Agost. *Di. hesslandii* appare come una forma di transizione tra *Dictyococcites* e *Cyclicargolithus*. Anche *C. floridanus* presenta molte forme intermedie con *Di. hesslandii* e la determinazione durante i conteggi può quindi avere un certo grado di soggettività specialmente quando lo stato di conservazione dei nannofossili non è buono.

Backman (1987) ha considerato *Di. scrippsae* come un sinonimo di *Di. hesslandii* mentre Pujos ha distinto le due specie in base alle dimensioni (*Di. scrippsae* da 7,6 a 10 micron, mentre *Di. hesslandii* da 2,8 a 6,3 micron). Secondo le mie osservazioni, invece, la differenza risiede nelle caratteristiche dell'area centrale e non nelle dimensioni. Le due forme sono ben distinguibili nei tipi con caratteristiche estreme, ma si osservano numerosi individui con caratteristiche intermedie appartenenti alla classe 4,5-6 micron.

***Dictyococcites hesslandii* (Haq, 1966) Haq & Lohmann, 1976**

Nome originale: *Ericsonia hesslandii* (Haq, 1966) Roth, 1970

Nome comune: *Dictyococcites* (= *Reticulofenestra*) *hesslandii* Haq & Lohmann, 1976

Sinonimia: *Ericsonia hesslandii* Haq, 1966

Reticulofenestra hesslandii Roth, 1970

Prinsius hesslandii Haq, 1971

Dictyococcites hesslandii Haq & Lohmann, 1976
Cyclicargolithus hesslandii Gheta, 1982

Riferimento:

Roth, P.H., 1970. Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Eclogae Geol. Helv.*, 63:799-881.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), 427-554

Distribuzione: CP15 - CP19a

Si tratta di una specie di taglia da piccola a media (4-7 micron) dal profilo chiaramente ellittico, con una piccola apertura centrale coperta da una rete secondo Roth (1970). Questa rete non è però distinguibile al microscopio ottico. L'apertura centrale è delimitata da una parete costituita da elementi irregolari che rende discutibile l'assegnazione al genere *Dictyococcites*. E' infatti una forma con caratteristiche intermedie tra *Dictyococcites scrippsae* e *Cy. floridanus*, confermando le osservazioni di Perch-Nielsen (1985) che considera questa specie difficilmente distinguibile da *Cy. floridanus*. *Cy. floridanus* è generalmente più circolare ed ha una apertura centrale vuota più piccola. *Di. hesslandii* è anche difficilmente distinguibile da *Di. scrippsae* che è generalmente più ellittica e la cui area centrale è totalmente chiusa o virtualmente chiusa da una massiccia cancellata di barre di calcite.

***Dictyococcites scrippsae* Bukry & Percival, 1971**

Tavola A.2.4, figura 1. Tavola A.4.3, figure e, f.

Nome originale: *Dictyococcites scrippsae* Bukry & Percival, 1971

Nome comune: *Dictyococcites* (= *Reticulofenestra*) *scrippsae* Bukry & Percival, 1971

Sinonimia: *Reticulofenestra scrippsae* (Bukry & Percival, 1971) Roth, 1973

Riferimento:

Bukry D. and Percival S.F., Jr., 1971. p. 128; pl. 2, figs. 7, 8. New tertiary calcareous nannofossils.

Tulane Studies in Geology and paleontology, vol. 8, no 3, p. 123- 146, pls. 1-7.

Roth, P.H., 1973. Calcareous nannofossils - Leg 17, DSDP. In: Winterer, E.L., Ewing, J.I., et al., Initial Reports DSDP, v. 17, p. 695-793. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.

Distribuzione: CP11 - CP19b

Abbiamo osservato individui di dimensioni variabili da 4 a 9 micron, ma il diametro maggiore di *Di. scrippsae* supera raramente 7 microns. L'area centrale di questo placolite è riempita da cristalli di calcite e le linee di estinzione che si osservano a nicol incrociati sono generalmente continue dal centro sino alla periferia, ma deviano in corrispondenza del limite dell'area centrale. Questa forma si distingue bene da *Dictyococcites bisectus* poichè è di dimensioni generalmente più piccole, minore spessore, ha un profilo più ellittico e linee di estinzione continue. Esistono tuttavia talvolta individui con caratteristiche intermedie sia rispetto a *Di. bisectus* che a *Di. daviesii* (*Dictyococcites scrippsae-bisectus* e *Dictyococcites* *cf.* *clatrata-daviesii-bisectus* nelle tavole di distribuzione) mentre sono numerose le forme di transizione rispetto a *Di. hesslandii*.

***Reticulofenestra circus* de Kaenel & Villa, 1996**

Nome originale: *Reticulofenestra circus* de Kaenel & Villa, 1996

Riferimento: de Kaenel, E., and Villa, G., 1996. Oligocene - Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plain, Northeastern Atlantic. In Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (Eds.), 1996. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 149, p. 79-145.

Distribuzione: NP21 - NP23

Seguendo la descrizione originale, questa specie si distingue bene dalle altre *Reticulofenestra* per la sua forma subcircolare, la presenza di un collare sottile, l'ampia apertura

centrale tendente al quadrangolare ed il range dimensionale (diametro 8-9 μm), ma come osservato da Marino & Flores (2002a) nel Pozzo ODP 1090, esistono forme più piccole le cui caratteristiche generali sono confrontabili con *R. circus*. Le forme osservate da Marino & Flores hanno diametro di 5-7 μm (*Reticulofenestra cf. R. circus*).

In questo studio le forme circolari con le caratteristiche di *R. circus*, ma di dimensioni più piccole e con diametro di 6-8 μm , sono state conteggiate separatamente sotto il nome di *Reticulofenestra sp. B "circular"* (talvolta indicata con *R "circular"* nelle figure) (tavola A.4.3, figure i,j,k,l). Le forme ancora più piccole, invece, dal diametro di 5-6 μm , non hanno il collare, mostrano un'apertura centrale di forma prevalentemente rotonda e sono quindi assegnate al genere *Cyclicargolithus* con il nome *Cyclicargolithus sp.1 "tondo"* (tavola A.4.3, figure k,l,o,p).

Tavole di distribuzione dei taxa.

Sezione di Agost.

Tavole semiquantitative.

Distribuzione dei taxa osservati.

Distribuzione dei marker primari e di alcuni marker secondari.

Distribuzione dei taxa rimaneggiati.

Sezione di Monte Cagnero.

Tavole quantitative percentuali.

Distribuzione dei taxa osservati.

Pozzo ODP 1263.

Tavole quantitative percentuali.

Distribuzione dei taxa osservati.

Distribuzione dei marker primari.

Distribuzione dei taxa raggruppati per l'analisi statistica.

metro pubblicazione	campione	campione	Magnetozone	Okada & Bukry (1980) biozonazione	Martini (1971) biozonazione	CONSERVAZIONE	ABB. REWORKING	ABBONDANZA	Discoaster lodoensis	Coccolithus crassus	Tribachiatus orthostylus	Discoaster subloboensis	Blackites inflatus	Nannotrinita sp.	Nannotrinita cristata	Nannotrinita fulgens	Chiasmolithus gigas	Blackites gladius	Reticulofenestra umbilicus >14µm		
113,5	L	14,8	C20n	CP14a	NP16	p	a	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X		
109,5	L	11,0				mp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
108,5	L	10,0				p	r	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
107,5	L	9,0				p	r	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
106,5	L	8,0				p	fr	a	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	X	-
105,5	L	7,0				mp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
104,5	L	6,0				m	r	a	X	-	2	-	-	-	-	-	R	X	X	-	-
102,7	L	4,0				mp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
97,0	YL	52,0				p	a	c	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-
95,7	YL	50,7				p	r	ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-
94,0	YL	49,0	pp	f	a	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	X	-			
92,0	YL	47,0	pp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	R	X			
90,0	YL	45,0	p	fc	a	1	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	2	-			
88,0	YL	43,0	p	r	r	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
86,5	YL	41,5	p	r	c	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R			
86,0	YL	41,0	p	f	c	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-			
84,5	YL	39,5	p	aa	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
83,6	YL	38,6	mp	-	aa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-			
83,5	YL	38,5	p	f	a	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	-			
82,5	YL	37,5	mp	rf	a	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	R	-			
82,0	YL	37,0	mp	rf	ca	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	R	-			
81,7	YL	36,7	mp	r	a	1	-	-	-	-	-	-	2	-	X	R	F	-			
81,5	YL	36,5	mp	r	ca	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2	-	-			
80,5	YL	35,5	pp	r	aa	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	R	1	-			
79,0	YL	34,0	mp	f	a	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	1	R	-			
77,5	YL	32,5	p	c	a	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-			
76,7	YL	31,7	p	f	a	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-	1	3	-			
71,5	YL	26,5	p	r	ca	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	R	-			
70,3	YL	25,3	p	r	a	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	1	R	1			
69,7	YL	24,7	pp	-	a	-	-	-	-	-	-	-	R	1	-	R	2	-			
64,8	YL	19,8	p	f	a	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	3	RF	R			
62,3	YL	17,3	p	f	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-			
61,7	YL	16,7	p	rf	a	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-			
59,2	YL	14,2	pp	-	a	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	3	?	-			
57,4	YL	12,4	p	f	rr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
53,1	YL	8,1	mp	-	a	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-			
51,5	YL	6,5	mp	-	r	R	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
50,5	YL	5,5	m	f	a	1	-	-	-	-	-	-	?	2	2	2	-	1	-		
47,4	YL	2,4	pp	r	f	-	-	-	-	-	-	-	?	-	-	-	-	-			
45,0	YL	0,0	m	r	a	-	-	-	-	-	-	-	F	FC	-	-	-	X			
42,5	Y	37,5	mp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	R	3	2	-	-	-			
41,0	Y	36,0	pp	r	a	-	-	-	-	-	-	-	X	?	1	R	-	-			
40,0	Y	35,0	p	-	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	1			
35,0	Y	30,0	mp	f	f	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-			
32,7	Y	27,7	p	f	r	2	-	-	-	-	-	-	R	1	-	-	-	-			
27,8	Y	22,8	mp	r	a	1	-	-	-	-	-	-	F	FC	R	R	-	-			
26,4	Y	21,4	mp	rf	a	1	-	-	-	-	-	-	F	FC	F	3	-	-			
25,0	Y	20,0	p	fc	a	-	-	-	-	-	-	-	R	FC	-	-	-	-			
22,0	Y	17,0	mp	f	a	-	-	-	-	-	-	-	F	F	-	-	-	-			
20,0	Y	15,0	m	a	c	-	-	-	-	-	-	-	R	F	-	-	-	-			
17,2	Y	12,2	m	r	a	1	-	-	-	-	-	-	F	F	-	X	-	-			
16,0	Y	11,0	p	m	r	a	?	-	-	-	-	-	3	FC	1	-	-	-			
13,6	Y	8,6	m	p	??	a	C	-	-	-	-	-	C	R	1	1	-	-			
13,2	Y	8,2	p	rf	a	*	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-			
8,6	Y	3,6	pp	r	a	X	R	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
7,4	Y	2,4	mp	?	a	AA	X	F	C	1	x	-	-	-	-	-	-	-			
5,3	Y	0,3	m	r	c	X	F	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
3,5	Y	-1,5	m	r	c	X	F	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
3,0	Y	-2,0	m	r	c	FC	C	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
2,0	Y	-3,0	pp	r	a	R	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
1,0	Y	-4,0	pp	r	a	F	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			

metro pubblicazione	Blackites globosus	Discoaster bifax	Discoaster kuepperi	Discoaster saipanensis	cfr. Cribrocentrum cfr. reticulatum	Cribrocentrum cfr. reticulatum	Cribrocentrum reticulatum	Dictyococcites bisectus <10µm	Dictyococcites bisectus >10µm	Sphenolithus furcatorithoides	Sphenolithus spiniger
113,5	-	X	-	X	-	X	X	X	-	-	X
109,5	-	X	-	?	-	?	-	-	X	X	X
108,5	-	R	-	-	-	X	X	-	A	X	X
107,5	-	C	-	-	-	-	-	X	-	FC	X
106,5	-	C	-	X	-	X	-	C	-	X	X
105,5	-	R	-	X	-	-	-	-	-	F	C
104,5	-	??	-	F	-	-	-	-	-	X	X
102,7	-	-	-	-	F	-	-	X	X	X	C
97,0	-	-	-	X	-	-	-	X	-	-	X
95,7	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-
94,0	-	X	-	X	-	-	-	A	-	-	X
92,0	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	-
90,0	-	2	-	X	-	-	-	R	-	X	X
88,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
86,5	-	-	-	-	-	-	-	R	RF	-	X
86,0	-	-	-	2	-	-	-	R	-	F	F
84,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
83,6	-	-	-	-	-	-	-	A	X	X	-
83,5	-	-	-	F	-	-	-	-	FC	F	X
82,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	FC	X
82,0	-	-	-	F	-	-	-	-	-	F	X
81,7	-	?	-	F	-	-	-	R	-	C	C
81,5	-	-	-	R	R	-	-	C	-	F	F
80,5	-	-	-	1	1	-	-	AA	C	F	F
79,0	-	-	-	R	-	-	-	-	-	R	R
77,5	-	?	-	F	-	-	-	R	-	R	R
76,7	-	-	-	R	-	-	-	-	-	R	X
71,5	2	-	-	-	2	-	-	A	X	X	F
70,3	3	-	-	-	-	-	-	A	R	R	R
69,7	1	-	-	-	1	-	-	A	-	-	F
64,8	R	-	-	2	F	-	-	AA	C	-	F
62,3	1	-	-	1	F	-	-	C	?	-	F
61,7	-	-	-	R	2	-	-	R	-	-	F
59,2	*	-	-	1	F	-	-	AA	-	2	R
57,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53,1	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-
51,5	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	R
50,5	-	-	-	FR	R	-	-	R	-	R	F
47,4	-	-	-	2	?	-	-	A	-	C	C
45,0	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	C
42,5	-	-	-	X	?	-	-	F	-	2	R
41,0	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	F
40,0	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	F
35,0	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	F
32,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X
27,8	-	-	-	F	-	-	-	X	-	-	FR
26,4	-	-	-	F	-	-	-	-	-	-	-
25,0	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	X
22,0	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-
20,0	-	-	-	?	-	-	-	R	-	-	F
17,2	-	-	-	F	-	-	-	-	-	-	X
16,0	-	-	-	R	1	-	-	X	-	-	X
13,6	-	RF	1	-	-	-	-	-	-	-	X
13,2	-	RF	?R	X	-	-	-	X	-	-	X
8,6	-	X	-	X	-	-	-	X	-	-	?
7,4	-	F	-	X	-	-	-	-	-	-	X
5,3	-	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,0	-	FC	-	-	-	-	-	-	-	-	F
2,0	-	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,0	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-

metro pubblicazione	Campylospira dela	Chiasmolithus solitus	Clausicoccus fenestratus	Coronocyclops bramlettei	Discoaster barbadensis	Ericsonia formosa	Pseudotriquetrorhabdulus inversus	Prinsiaecae < ca. 4 µm	Reticulofenestra dictyoda <11µm	Reticulofenestra hesslandii	Reticulofenestra scrippsae	Sphenolithus radians	Zygrhabdithus bijugatus	Coccolithus pelagicus
113,5	X	X	X	X	A	F	X	AA	A	AA	A	X	X	A
109,5	X	X	X	X	F	X	X	AA	A	X	A	X	X	X
108,5	X	X	X	X	F	X	X	AA	A	AA	X	AA	X	X
107,5	X	-	X	X	F	X	X	A	AA	X	AA	FC	-	X
106,5	X	-	X	X	F	X	X	AA	A	-	AA	X	X	X
105,5	X	F	X	X	C	X	X	X	X	-	X	X	X	X
104,5	X	X	X	X	C	X	X	AA	AA					

metro pubblicazione	campione	campione	Okada & Bukry (1980)	Martini (1971)	CONSERVAZIONE	ABB. REWORKING	ABBONDANZA	Biantholithus	Aspidolithus	bastoncini	Cribrosphaerella herebergi	Ceratholithoides arcuatus	Litrapidithes	Cruciplacolithus latipons	Zig. Adamas	Zigodiscus sp.	Retacapsa crenulata	reworking indeterminato	Petrarhabdus	Eiffellithus	Microhabdulus spp	Microhabdulus decoratus	Micula	Nannoconus	Retacapsa-Praediscosphaera cret.	Watznaeria	generi rimaneggiati
113,5	L	14,8			p	a	a																	X	X	X	3
109,5	L	11,0	CP14a	NP16	m	r	a																	X	X	X	1
108,5	L	10,0			mp	r	a																	X	X	X	3
107,5	L	9,0			p	r	a				F										X					X	3
106,5	L	8,0	CP13c		p	fr	a							X			X			X	X		FC	X	C	4	
105,5	L	7,0			mp	r	a									X				X	X		X	X	X	6	
104,5	L	6,0			m	r	a										X					R		X	R	4	
102,7	L	4,0			mp	r	a				R											R		R	R	6	
97,0	YL	52,0			p	a	c										FC	X						FC	AA	4	
95,7	YL	50,7			p	r	ca			X																1	
94,0	YL	49,0			pp	f	a			X							X						X	X	X	2	
92,0	YL	47,0			pp	r	a			X													X	X	X	4	
90,0	YL	45,0			p	fc	a	X		X						X						X	X	X	X	6	
88,0	YL	43,0			p	r	r										X						X			2	
86,5	YL	41,5			p	r	c																			3	
86,0	YL	41,0			p	f	c			X				X								1			R	6	
84,5	YL	39,5			p	aa	a		F		F	F	F		X	C	C	R	R	R	FC	FC	F	A	A	13	
83,6	YL	38,6			mp	-	aa			X																1	
83,5	YL	38,5			p	f	a			AC														F	F	5	
82,5	YL	37,5	CP13b	NP15	mp	rf	a			C							X				R	R	R	X	FC	7	
82,0	YL	37,0			mp	rf	ca	1							X						R	R	1	X	RF	8	
81,7	YL	36,7			mp	r	a														2			R	R	5	
81,5	YL	36,5			mp	r	aa																2			2	
80,5	YL	35,5			pp	r	a			C												2	X	R	C	3	
79,0	YL	34,0			mp	f	a			AA		1									R	R	1	R	R	6	
77,5	YL	32,5			p	c	a									X					R	R	1	2	C	8	
76,7	YL	31,7			p	f	a															1	2	R	F	6	
71,5	YL	26,5			p	-	ca																	R	R	3	
70,3	YL	25,3			p	r	a														R		2		R	4	
69,7	YL	24,7			pp	-	a	X															1	X	X	5	
64,8	YL	19,8			p	f	a																1	R	R	4	
62,3	YL	17,3			p	-	a															R	2		F	5	
61,7	YL	16,7			p	rf	a																1	R	R	5	
59,2	YL	14,2			pp	-	a																		R	R	2
57,4	YL	12,4			p	f	rr															1		R	R	4	
53,1	YL	8,1			mp	-	a															RR			RR	3	
51,5	YL	6,5	CP13a		mp	-	r															1			2	R	3
50,5	YL	5,5			m	f	a															2		1	F	R	5
47,4	YL	2,4			pp	r	f	X																	F	C	3
45,0	YL	0,0			m	r	a																X	X	X	3	
42,5	Y	37,5			mp	r	a										X					X				F	4
41,0	Y	36,0			pp	r	a																			R	1
40,0	Y	35,0			p	-	a																X			R	2
35,0	Y	30,0			mp	f	f	R									C						1	C	F	A	6
32,7	Y	27,7			p	f	r														X			X	X	X	3
27,8	Y	22,8			mp	rf	a	X																X	X	X	4
26,4	Y	21,4	CP12b		mp	rf	a																	X	X	X	2
25,0	Y	20,0			p	fc	a	X		R							X							C	X	CA	6
22,0	Y	17,0			mp	f	a	X																X	X	X	3
20,0	Y	15,0			m	a	c		X												X			F	F	C	5
17,2	Y	12,2			m	r	a																	F		R	2
16,0	Y	11,0			p	r	a																X	X	X	R	1
13,6	Y	8,6			m	??	a				F												X	X	X	R	5
13,2	Y	8,2			p	rf	a									X					1		1	X	X	X	6
8,6	Y	3,6			pp	r	a																		X	X	2
7,4	Y	2,4	CP12a		mp	?	a		X		X										X						1
5,3	Y	0,3			gm	r	c	X		X											X		X			R	6
3,5	Y	-1,5			m	r	a																				0
3,0	Y	-2,0			m	r	a									R											1
2,0	Y	-3,0			pp	r	a																			R	1
1,0	Y	-4,0	CP11?	NP13?	pp	r	a				R					X							1	R		R	5

X = presente
R = da 4 a 10 per strisciata
F = da 11 a 50 per strisciata
C = da 51 a 150 per strisciata
A = circa 1 per view
AA = 2 o più per view

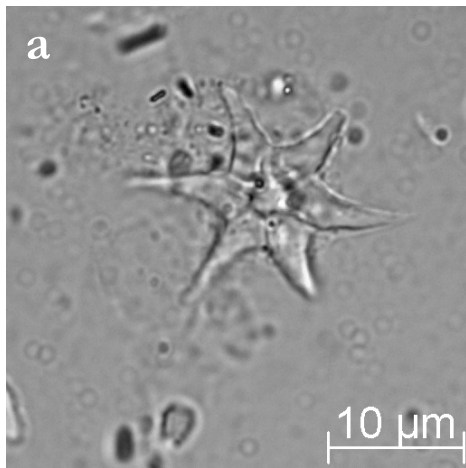
campione (rif. mcd LEG 208)		conservazione		progressivo campione		spacing		Biozonazione Okada & Bukry (1980)		Bioeventi											
Hole	Core																				
83,59	1263A	9h3	0-2	m	76																
84,09	1263A	9h3	50-52	p	75	0,50															
84,59	1263A	9h3	100-102	m-p	74	0,50															
85,09	1263A	9h4	0-2	m	73	0,50															
85,59	1263A	9h4	50-52	p	72	0,50															
86,09	1263A	9h4	100-102	m-p	71	0,50															
86,59	1263A	9h5	0-2	m-p	70	0,50															
87,09	1263A	9h5	50-52	m	69	0,50															
87,59	1263A	9h5	100-102	p	68	0,50															
88,09	1263A	9h6	0-2	p	67	0,50															
88,39	1263B	4H2	30-32	m	66	0,30															
88,64	1263B	4H2	55-57	m	65	0,25															
88,89	1263B	4H2	80-82	p	64	0,25															
89,14	1263B	4H2	105-107	m	63	0,25															
89,39	1263B	4H2	130-132	m-p	62	0,25															
89,54	1263B	4H2	145-147	m-p	61	0,15															
89,59	1263B	4h3	0-2	p	60	0,05															
89,84	1263B	4h3	25-27	m	59	0,25															
90,09	1263B	4h3	50-52	m	58	0,25															
90,34	1263B	4h3	75-77	p	57	0,25															
90,59	1263B	4h3	100-102	p	56	0,25															
90,84	1263B	4h3	125-127	m	55	0,25															
90,94	1263B	4h3	135-137	m	54	0,10															
91,04	1263B	4h3	145-147	g-m	53	0,10															
91,09	1263B	4h4	0-2	m	52	0,05															
91,19	1263B	4h4	10-12	m-p	51	0,10															
91,29	1263B	4h4	20-22	m-p	50	0,10															
91,34	1263B	4h4	25-27	m	49	0,05															
91,39	1263B	4h4	30-32	m-p	48	0,05															
91,49	1263B	4h4	40-42	m-p	47	0,10															
91,59	1263B	4h4	50-52	m-p	46	0,10															
91,69	1263B	4h4	60-62	m	45	0,10															
91,79	1263B	4h4	70-72	p	44	0,10															
91,84	1263B	4h4	75-77	m	43	0,05															
91,89	1263B	4h4	80-82	p	42	0,05															
91,99	1263B	4h4	90-92	m-p	41	0,10															
92,09	1263B	4h4	100-102	m	40	0,10															
92,19	1263B	4h4	110-112	p	39	0,10															
92,29	1263B	4h4	120-122	p	38	0,10															
92,34	1263B	4h4	125-127	p	37	0,05															
92,44	1263B	4h4	135-137	p	36	0,10															
92,54	1263B	4h4	145-147	p	35	0,10															
92,59	1263B	4h5	0-2	m-p	34	0,05															
92,84	1263B	4h5	26-27	m-p	33	0,25															
93,09	1263A	10h3	0-2	m	32	0,25															
93,10	1263B	4h5	50-52	m-p	31	0,01															
93,34	1263A	10h3	25-27	m	30	0,24															
93,49	1263B	4h5	90-92	m	29	0,15															
93,54	1263A	10h3	45-41	m	28	0,05															
93,79	1263A	10h3	70-72	m	27	0,25															
94,04	1263A	10h3	95-97	m	26	0,25															
94,29	1263A	10h3	120-122	g-m	25	0,25															
94,54	1263A	10h3	145-147	g-m	24	0,25															
94,81	1263A	10h4	22-23	g-m	23	0,27															
95,09	1263A	10h4	50-52	m	22	0,28															
95,59	1263A	10h4	100-102	m	21	0,50															
96,09	1263A	10h5	0-2	m	20	0,50															
96,59	1263A	10h5	50-52	m-p	19	0,50															
97,09	1263A	10h5	100-102	m-p	18	0,50															
97,59	1263A	10h6	0-2	m-p	17	0,50															
98,09	1263A	10h6	50-52	m-p	16	0,50															
98,59	1263A	10h6	100-102	p	15	0,50															
99,09	1263A	10h7	0-2	mp	14	0,50															
99,19	1263B	5h1	50-52	g-m	13	0,10															
99,69	1263B	5h1	100-102	m	12	0,50															
100,02	1263B	5h2	0-2	p	11	0,33															
100,52	1263B	5h2	50-52	m	10	0,50															
101,02	1263B	5h2	100-102	m-p	9	0,50															
101,52	1263B	5h3	0-2	m	8	0,50															
102,02	1263B	5h3	50-52	m	7	0,50															
102,52	1263B	5h3	100-102	m	6	0,50															
103,02	1263B	5h4	0-2	m	5	0,50															
103,52	1263B	5h4	50-52	m-p	4	0,50															
104,02	1263B	5h4	100-102	m-p	3	0,50															
104,52	1263B	5h5	0-2	g-m	2	0,50															
105,02	1263B	5h5	50-52	g-m	1	0,50															

FO = First Occurrence
LO = Last Occurrence
AB = Acme Beginning
x = presente al di sotto della % rilevata

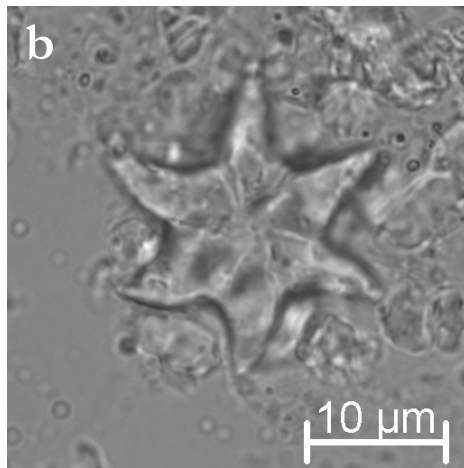
Imcd Pozzo ODP 1263 LEG 208		conservazione		progressivo campione		Braarudosphaeraeae	Bramletteius serraculoides	Chiasmolithus totali	Cl. obrutus gr. (bigger)	Clausicoccus subdistichus gr. (smaller)	Discoaster spp.	C. pelagicus	E. formosa	Isthmolithus recurvus	Lanternithus+Ocotolithus	Cyclicargolithus spp.	R. circus+circular	Reticulofenestra <5µm	Reticulofenestra spp. Ellittica	singoli cicli dissolti	Di. daviesii	Dictyococites bisectus	Di. scrippsae+Di. cf. scrippsae-bisectus	Dictyococites sp. disciolti	Sph. predistentius-tribulosus-akrop.+ "pezzi"	Sphenolithus moriformis gr.	Thoracosphaera spp.	Zy. bijugatus	miscellaneous (tutti gli altri)	totale	
83,59	1263A	9h3	0-2	m	76	-	2,8	-	3,4	-	0,6	15,1	-	-	1,7	17,4	25,5	0,6	2,5	3,1	0,3	4,5	0,3	0,6	3,4	1,7	0,3	14,3	2,2	100,0	
84,09	1263A	9h3	50-52	m-p	75	1,5	3,9	0,2	4,1	0,5	0,7	15,3	-	0,2	1,9	19,5	16,8	2,4	3,6	3,4	0,7	5,6	1,0	-	3,4	3,2	1,9	7,3	2,7	100,0	
84,59	1263A	9h3	100-102	m-p	74	-	1,8	-	4,8	-	0,6	14,2	-	0,3	1,2	21,7	24,7	0,3	0,3	2,1	0,3	7,2	0,9	0,3	6,9	4,2	0,6	6,9	0,6	100,0	
85,09	1263A	9h4	0-2	m	73	-	2,8	0,3	6,6	-	0,9	17,4	-	0,3	2,5	17,4	20,8	3,8	1,3	0,9	-	3,2	0,6	1,3	1,9	1,9	0,9	14,8	0,3	100,0	
85,59	1263A	9h4	50-52	p	72	-	3,6	0,3	2,3	-	0,7	19,6	0,7	-	2,3	26,1	7,5	2,6	2,0	3,9	-	6,2	-	0,3	5,6	2,6	1,6	11,1	1,0	100,0	
86,09	1263A	9h4	100-102	p	71	-	6,7	-	4,3	0,5	1,9	10,9	0,8	0,3	1,1	19,2	7,5	6,1	2,4	7,5	0,3	5,6	0,8	0,8	5,9	2,1	0,8	12,8	1,9	100,0	
86,59	1263A	9h5	0-2	m-p	70	-	8,2	0,3	9,1	0,3	1,2	10,9	2,9	0,9	1,2	18,2	14,1	2,9	1,5	0,9	-	5,3	-	0,6	2,9	1,8	0,6	15,6	0,6	100,0	
87,09	1263A	9h5	50-52	m	69	-	7,8	-	3,6	0,3	0,6	15,0	0,6	0,8	3,6	22,3	9,5	3,1	1,4	0,3	-	8,4	0,8	0,6	3,6	0,8	1,7	13,4	1,9	100,0	
87,59	1263A	9h5	100-102	p	68	-	8,5	0,6	3,8	0,9	0,3	6,9	-	-	0,9	30,2	7,9	5,3	0,9	2,5	-	7,9	-	0,6	4,7	3,8	1,9	9,4	2,8	100,0	
88,09	1263A	9h6	0-2	p	67	-	5,0	0,3	6,4	-	1,1	9,7	0,6	-	3,6	28,6	17,8	3,6	1,7	1,1	-	5,0	0,6	1,1	1,7	3,6	2,2	4,2	2,2	100,0	
88,39	1263B	4H2	30-32	p	66	-	3,3	-	5,6	0,5	-	9,1	3,0	0,2	3,0	42,4	2,8	0,5	6,3	-	0,9	10,5	4,4	-	1,2	2,8	0,2	1,2	2,1	100,0	
88,64	1263B	4H2	55-57	m	65	-	3,1	-	8,2	0,3	1,7	16,2	0,3	-	4,5	31,8	5,4	3,1	6,0	-	0,3	6,0	2,6	-	2,6	2,3	-	3,7	2,0	100,0	
88,89	1263B	4H2	80-82	p	64	-	1,0	-	6,9	1,0	0,5	13,3	1,0	-	4,9	39,1	3,2	4,9	7,6	0,5	1,0	2,5	2,2	0,7	1,7	2,0	0,2	4,9	1,0	100,0	
89,14	1263B	4H2	105-107	m	63	-	0,8	0,3	5,5	0,3	0,8	14,0	2,2	0,3	5,2	34,0	3,6	6,8	5,2	2,2	0,3	3,6	2,2	-	0,5	1,1	0,8	8,2	2,2	100,0	
89,39	1263B	4H2	130-132	m-p	62	-	0,8	0,3	5,7	0,5	-	15,0	0,8	0,3	3,4	38,2	5,2	2,6	4,9	4,9	0,8	2,8	0,3	0,3	1,3	3,6	0,8	6,5	1,3	100,0	
89,54	1263B	4H2	145-147	m-p	61	0,5	4,7	-	3,1	0,5	-	10,8	0,5	0,3	7,3	38,6	9,7	3,4	0,5	6,3	1,0	1,0	-	0,3	1,3	2,4	0,8	4,7	2,1	100,0	
89,59	1263B	4h3	0-2	p	60	-	3,3	-	4,2	0,3	0,8	12,5	1,7	-	5,6	33,3	-	5,8	7,5	-	1,1	4,4	2,2	-	1,4	3,9	1,4	8,3	2,2	100,0	
89,84	1263B	4h3	25-27	m	59	-	4,7	0,3	2,6	1,2	0,3	12,1	5,0	0,3	0,6	34,7	-	-	2,6	3,2	-	4,7	1,5	0,6	4,1	2,4	1,8	13,8	3,5	100,0	
90,09	1263B	4h3	50-52	m	58	-	2,6	0,3	1,9	0,3	2,3	13,8	2,9	0,3	2,6	32,8	-	-	2,3	6,4	-	4,2	2,9	1,6	1,6	2,3	1,3	15,1	2,6	100,0	
90,34	1263B	4h3	75-77	p	57	0,3	2,2	0,3	1,3	-	1,3	17,9	0,9	-	-	28,8	-	-	2,5	7,8	-	9,1	3,1	0,3	7,5	2,2	0,9	10,3	3,1	100,0	
90,59	1263B	4h3	100-102	p	56	-	1,4	-	2,9	-	0,9	16,5	4,3	0,3	3,5	18,0	-	-	2,9	8,1	-	4,3	1,4	0,3	8,1	2,6	2,9	18,0	3,5	100,0	
90,84	1263B	4h3	125-127	m	55	-	3,5	0,6	2,8	0,3	0,6	15,4	3,8	-	2,2	31,1	-	-	6,3	0,9	-	1,9	1,3	0,3	3,8	4,7	1,9	15,7	2,8	100,0	
90,94	1263B	4h3	135-137	m	54	1,0	0,3	0,8	5,8	-	2,3	15,0	5,6	-	2,8	19,5	7,9	4,6	4,1	3,6	1,3	2,3	-	-	3,6	4,6	0,3	12,4	2,5	100,0	
91,04	1263B	4h3	145-147	m-p	53	-	0,3	-	2,7	-	0,8	13,8	7,4	1,1	4,5	26,3	-	-	12,7	-	-	2,9	0,5	-	6,1	2,4	0,3	17,2	1,1	100,0	
91,09	1263B	4h4	0-2	m	52	-	1,1	0,5	1,4	-	1,8	13,5	3,4	-	1,4	32,2	-	-	15,8	-	1,1	3,8	3,4	-	2,3	3,8	0,5	12,4	1,8	100,0	
91,19	1263B	4h4	10-12	m-p	51	1,4	0,8	-	7,6	1,4	0,3	11,6	3,5	1,1	1,9	9,7	29,2	-	3,2	3,8	0,3	2,7	-	-	3,0	1,9	1,1	13,2	2,4	100,0	
91,29	1263B	4h4	20-22	m-p	50	-	0,3	0,3	6,6	-	1,2	16,4	6,1	-	1,7	12,4	19,0	-	2,6	2,6	0,3	3,7	2,0	0,3	4,6	3,2	0,6	14,4	1,7	100,0	
91,34	1263B	4h4	25-27	m	49	-	0,3	-	10,5	-	2,5	15,9	7,6	1,3	1,6	13,1	-	-	13,4	-	1,6	3,2	1,6	0,3	4,5	1,9	0,3	18,2	2,2	100,0	
91,39	1263B	4h4	30-32	m-p	48	3,6	-	1,4	5,3	0,2	1,7	17,7	3,4	0,2	1,2	9,6	19,9	-	4,6	2,4	1,2	3,6	0,2	0,2	2,6	1,4	1,0	16,3	2,2	100,0	
91,49	1263B	4h4	40-42	m-p	47	3,1	2,8	0,3	3,8	-	1,6	14,1	1,9	0,6	3,4	9,1	24,8	-	5,0	1,6	1,9	4,7	0,6	0,6	1,9	2,2	1,3	12,5	2,2	100,0	
91,59	1263B	4h4	50-52	m-p	46	-	1,5	0,3	7,7	0,6	-	18,4	1,2	0,3	3,7	30,1	-	-	9,8	-	0,9	5,5	3,1	-	6,4	1,8	-	7,4	1,2	100,0	
91,69	1263B	4h4	60-62	m	45	-	8,3	-	7,4	0,6	-	12,8	0,9	0,3	1,5	20,2	18,7	1,8	3,0	2,4	0,6	3,3	-	-	3,0	2,1	0,6	9,2	3,6	100,0	
91,79	1263B	4h4	70-72	p	44	0,8	17,1	0,3	3,9	0,3	2,6	11,7	1,6	0,5	1,6	25,0	4,4	6,2	3,1	6,2	0,8	3,6	0,3	0,8	0,8	3,4	2,1	10,9	2,3	100,0	
91,84	1263B	4h4	75-77	m	43	-	5,0	1,2	2,6	-	2,3	18,2	2,6	1,2	2,6	24,0	-	-	1,8	8,5	-	0,6	4,1	3,2	-	1,2	3,8	0,6	13,8	2,6	100,0
91,89	1263B	4h4	80-82	p	42	2,0	10,2	0,8	1,3	-	0,8	15,5	2,8	1,3	1,0	14,2	2,8	7,4	4,8	7,1	1,0	6,6	0,5	0,5	2,8	4,6	1,0	9,7	1,3	100,0	
91,99	1263B	4h4	90-92	m-p	41	-	3,8	0,6	1,3	-	2,8	20,1	4,4	0,6	0,6	15,0	7,5	8,8	5,6	0,6	0,3	6,0	0,3	0,3	1,6	3,1	1,3	14,1	1,3	100,0	
92,09	1263B	4h4	100-102	m	40	-	7,1	-	5,7	-	1,7	15,3	2,2	1,0	2,0	24,1	-	10,8	5,7	-	0,5	4,4	3,2	-	3,0	2,5	0,2	9,6	1,0	100,0	
92,19	1263B	4h4	110-112	p	39	2,9	11,6	0,5	2,6	-	1,1	13,7	2,4	0,5	1,6	19,9	21,6	0,5	4,7	1,1	1,1	4,0	0,3	-	2,6	3,7	1,3	9,2	1,1	100,0	
92,29	1263B	4h4	120-122	p	38	1,6	4,1	0,3	3,2	0,3	2,2	14,6	5,4	0,3	0,6	10,4	30,1	-	2,8	-	0,9	8,5	0,6	-	3,5	1,9	-	8,2	0,3	100,0	
92,34	1263B	4h4	125-127	p	37	-	3,5	0,3	5,1	-	0,9	14,9	1,6	2,2	-	38,3	6,3	-	6,0	-	1,6	7,0	0,9	-	0,9	2,2	0,6	5,7	1,9	100,0	
92,44	1263B	4h4	135-137	p	36	-	2,0	-	5,4	0,3	0,6	14,6	4,3	0,6	4,0	8,6	29,4	0,3	3,4	4,0	-	5,1	-	-	4,9	1,7	2,0	6,0	2,0	100,0	
92,54	1263B	4h4	145-147	p	35	-	3,0	1,1	6,5	-	0,8	15,4	2,7	0,8	0,8	24,9	3,5	0,8	6,5	-	0,5	5,9	1,1	-	3,2	4,3	-	16,5	2,4	100,0	
92,59	1263B	4h5	0-2	m-p	34	-	1,0	1,5	2,8	-	2,3	21,4	7,4	1,3	1,5	25,3	0,3	-	3,6	2,6	-	3,3	1,5	0,8	2,8	3,3	0,3	12,8	4,3	100,0	
92,84	1263B	4h5	26-27	m-p	33	-	1,3	0,6	8,1	-	0,6	15,9	3,6	0,6	1,9	27,9	-	-	5,8	1,9	-	6,2	2,9	0,6	4,5	1,9	1,0	12,0	2,3	100,0	
93,09	1263A	10h3	0-2	m	32	-	2,0	0,2	3,9	0,9	0,4	17,6	1,5	0,9	4,1	19,1	0,7	0,2	3,5	8,2	0,2	6,5	1,3	1,5	6,3	2,0	0,7	15,0	3,5	100,0	
93,10	1263B	4h5	50-52	m-p	31	-	3,2	0,5	3,9	-	1,2	16,0	1,2	0,5	3,7	26,6	0,5	-	2,0	6,2	-	3,6	1,8	0,5	5,0	2,1	1,1	15,7	4,5	100,0	
93,34	1263A	10h3	25-27	m	30	-	2,9	0,3	6,0	0,3	-	15,6	1,3	0,3	3,8	18,7	-	0,3	5,4	7,0	-	3,8	3,2	0,6	7,9	3,2	0,3	16,8	2,2	100,0	
93,49	1263B	4h5	90-92	m	29	-	2,0	-	7,8	0,3	0,3	19,7	3,5	0,9	0,6	32,1	-	-	2,6	-	-	3,2	0,9	-	3,8	3,5	0,6	14,7	3,8	100,0	
93,54	1263A	10h																													

Appendice al capitolo 2.

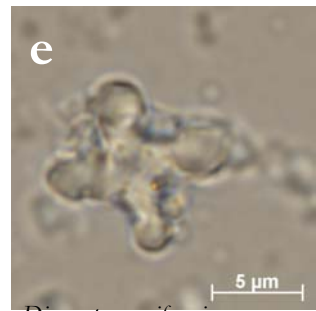
A.2.1 Tavole fotografiche.



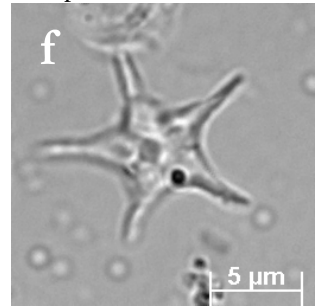
Discoaster lodoensis, campione YL6,5



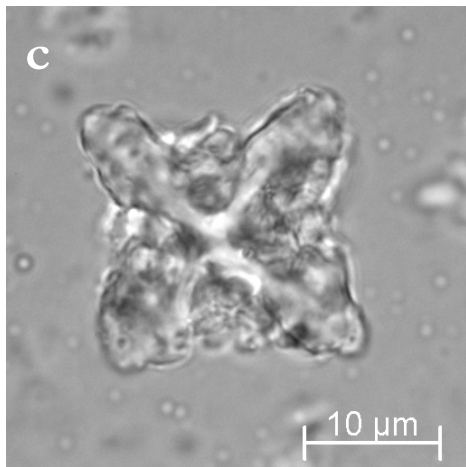
Discoaster lodoensis, campione Y2,4



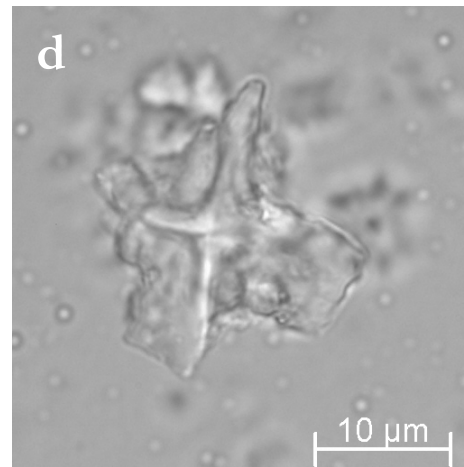
Discoaster cruciformis,
campione Y3,6



Discoaster subloedoensis,
campione Y8,6



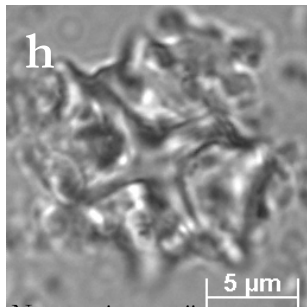
Nannotetrina fulgens, campione YL5,5



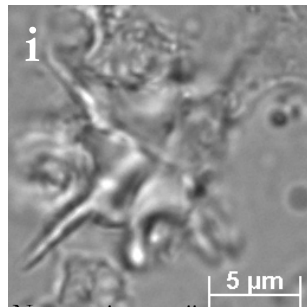
Nannotetrina fulgens, campione YL5,5



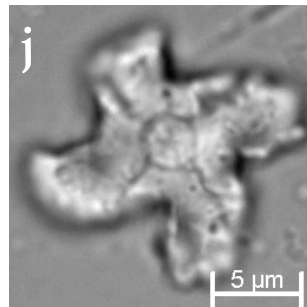
Discoaster subloedoensis,
campione Y(-2)



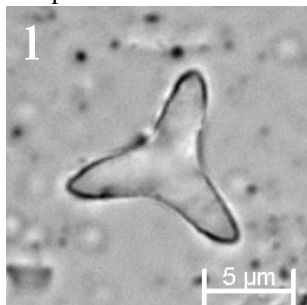
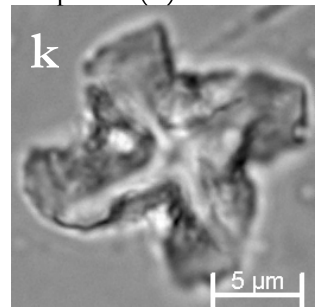
Nannotetrina pappii,
campione L7



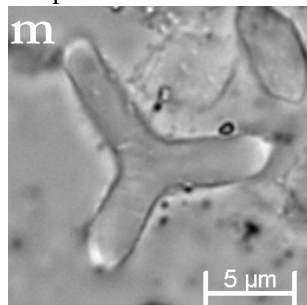
Nannotetrina pappii,
campione L7



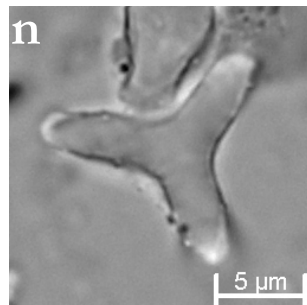
Nannotetrina cristata, campione YL5,5



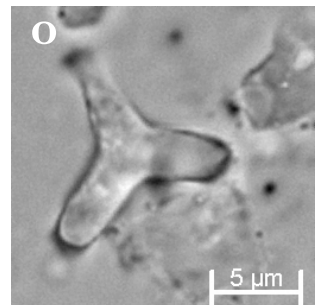
Tibrachiathus orthostylus,
campione Y8,6



Tibrachiathus orthostylus,
campione Y8,6

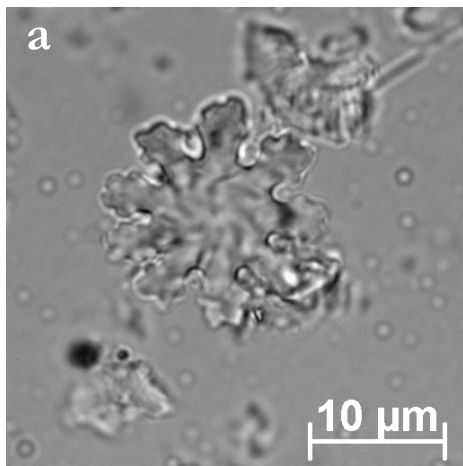


Tibrachiathus orthostylus,
campione Y8,6

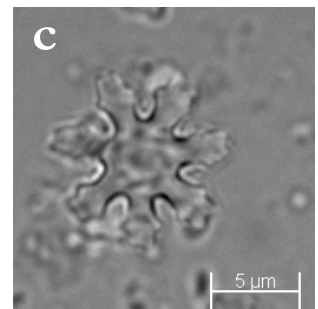
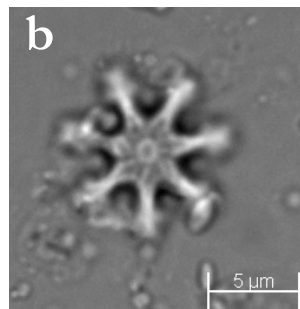


Tibrachiathus orthostylus,
campione Y8,6

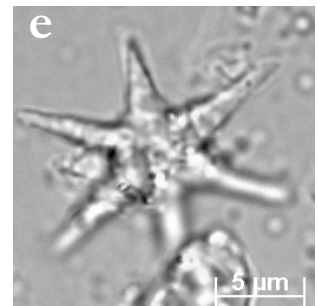
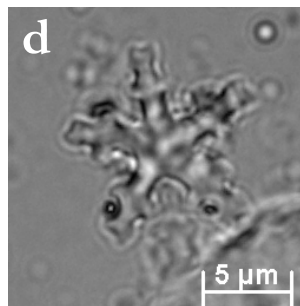
Tavola A.2.1: Immagini fotografiche al microscopio ottico di alcuni nannofossili calcarei dalla sezione Agost 2005. Le foto sono state scattate in luce parallela. La barra di riferimento corrisponde a 5 μm nelle immagini piccole, a 10 μm nelle immagini grandi.



Discoaster mirus, campione Y8,6

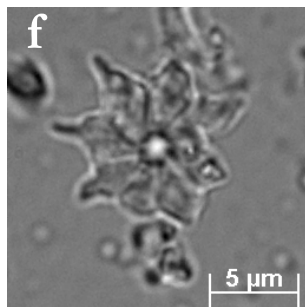


Discoaster binodosus (different focus), campione Y12,2

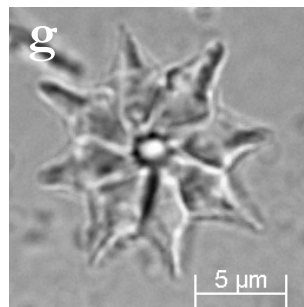


Discoaster tani nodifer,
campione Y12,2

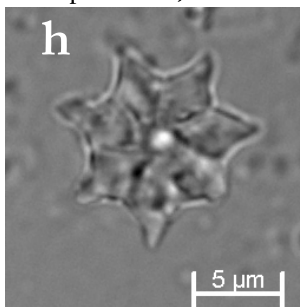
Discoaster strictus,
campione Y8,6



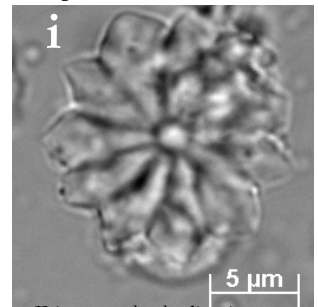
Discoaster saipanensis,
campione Y8,6



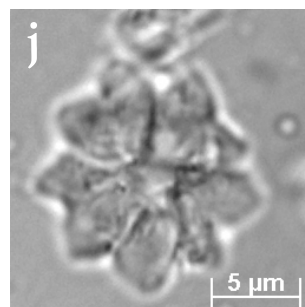
Discoaster saipanensis,
campione YL0



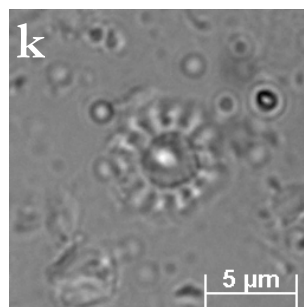
Discoaster saipanensis,
campione YL5,5



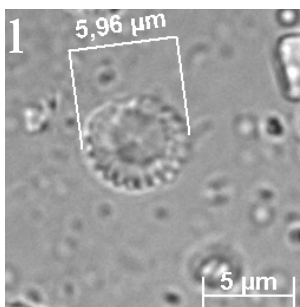
Discoaster barbadiensis,
campione L9



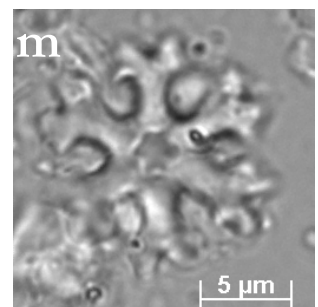
Discoaster cf. *knepperi*,
campione L9



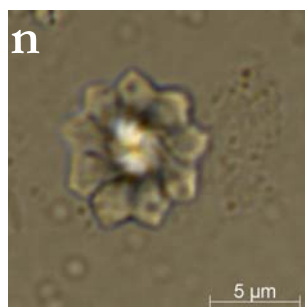
Discoaster bifax,
campione L7



Discoaster wemmelensis,
campione L7



Discoaster distinctus,
campione L7



Discoaster knepperi, campione Y(-2)

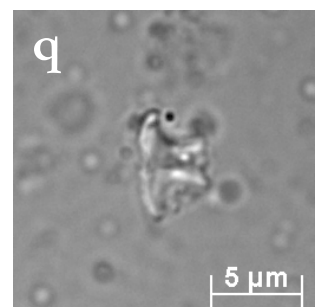
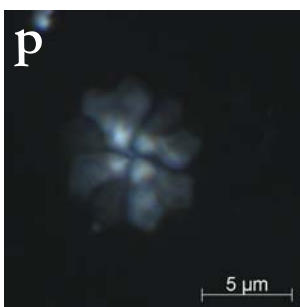


Tavola A.2.2: Immagini fotografiche al microscopio ottico di alcuni nannofossili calcarei dalla sezione Agost 2005-2006. Le foto sono state scattate in luce parallela od a nicol incrociati. La barra di riferimento corrisponde a 5 μm nelle immagini piccole, a 10 μm nelle immagini grandi.

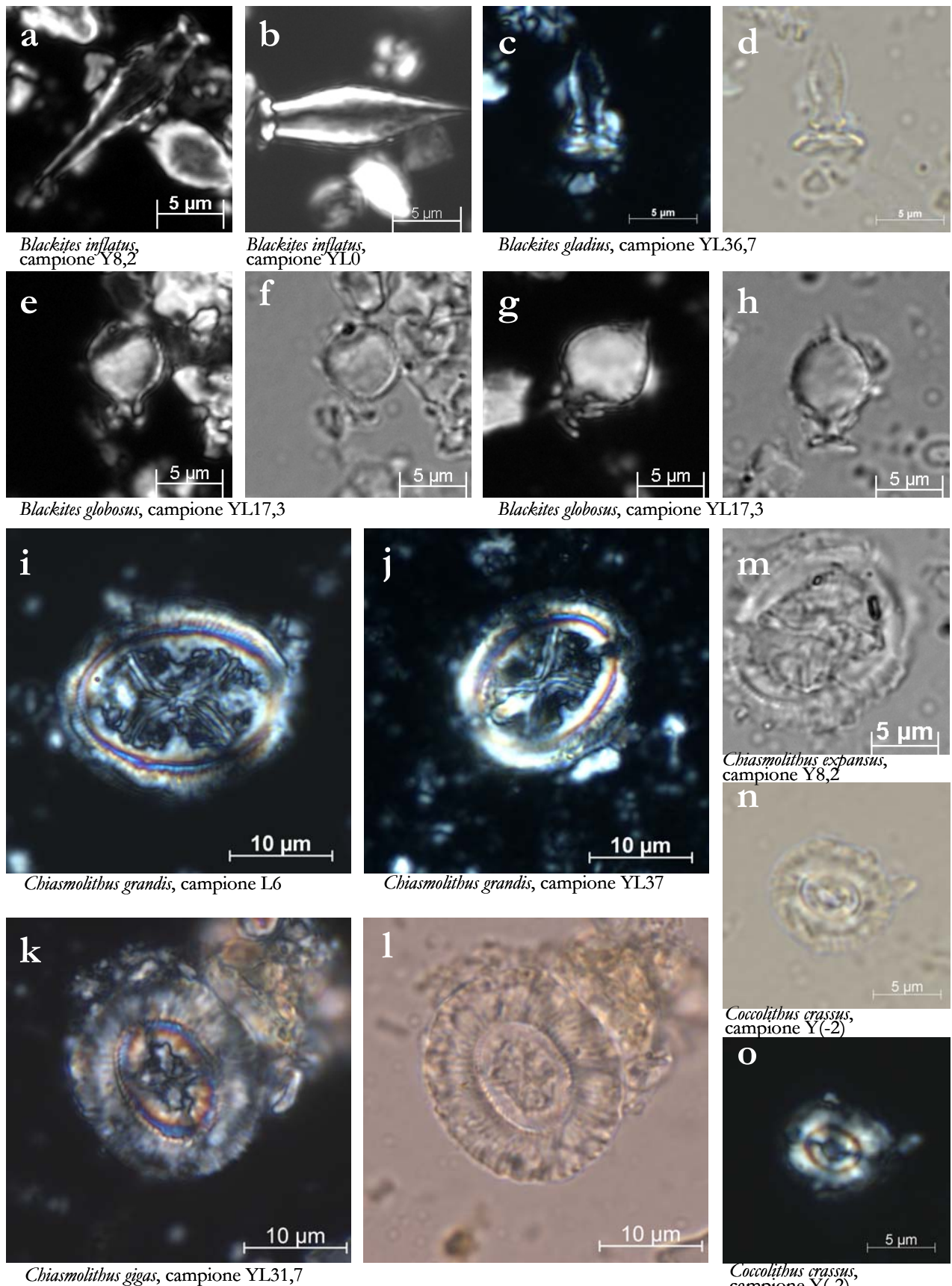
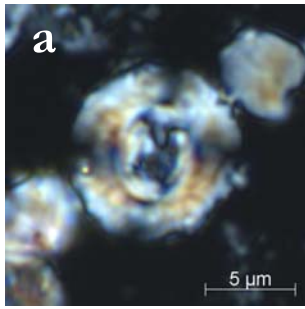
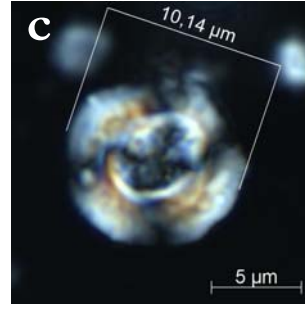
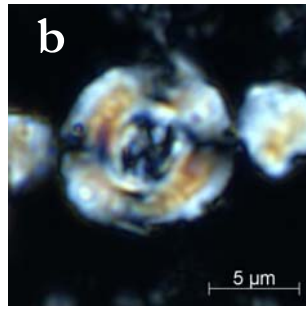


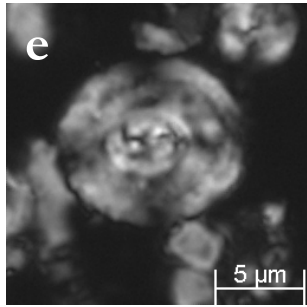
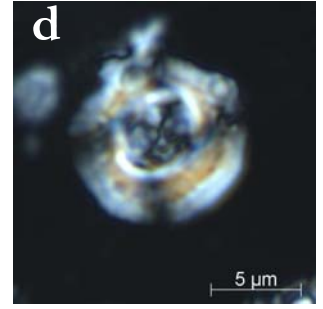
Tavola A.2.3: Immagini fotografiche al microscopio ottico di alcuni nannofossili calcarei dalla sezione Agost 2005-2006. Le foto sono state scattate in luce parallela od a nicol incrociati. La barra di riferimento corrisponde a 5 μm nelle immagini piccole, a 10 μm nelle immagini grandi.



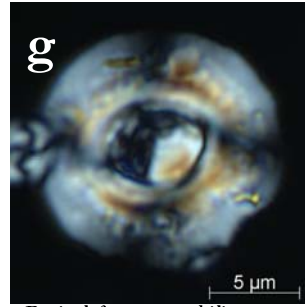
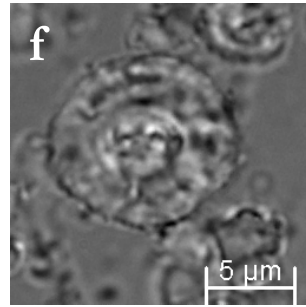
Cribricentrum cfr. reticulatum, diff.rotazioni, campione L8



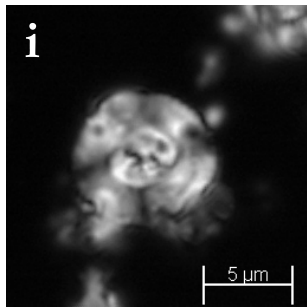
Cribricentrum cfr. reticulatum, diff.rotazioni, campione L9



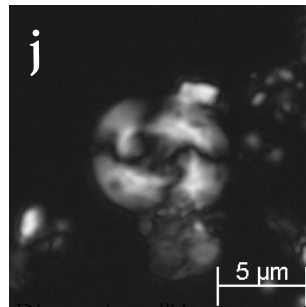
Dictyococcites bisectus >10µm, campione Y25,3



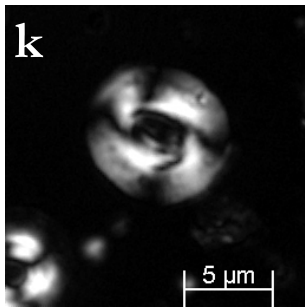
Reticulofenestra umbilica, campione L11



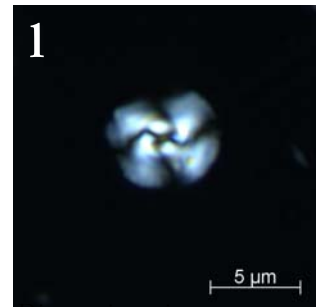
Dictyococcites bisectus <10µm, campione YL14,2



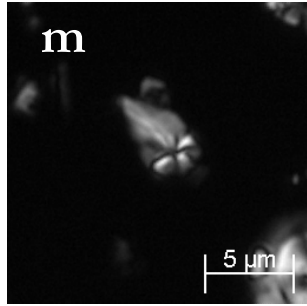
Dictyococcites callidus, campione YL16,7



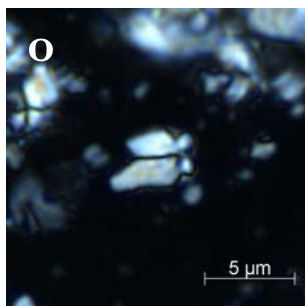
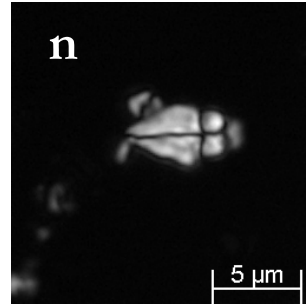
Reticulofenestra dictyoda, campione YL0



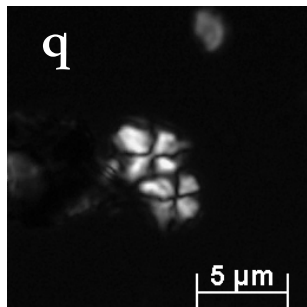
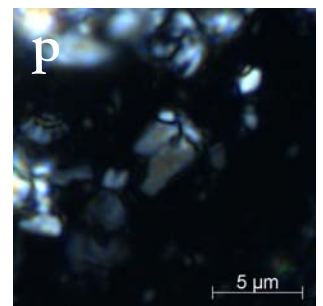
Dictyococcites scrippsae, campione Y(-3)



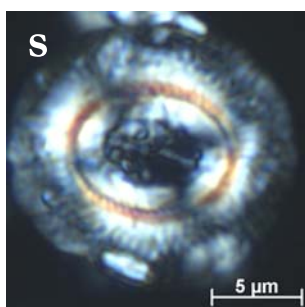
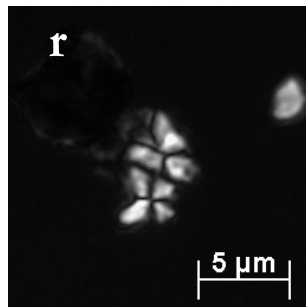
Sphenolithus cfr. furcatolithoides, campione



Sphenolithus furcatolithoides, campione L8



Sphenolithus spiniger, campione Y(-2)



Coccolithus staurion, campione YL37,5

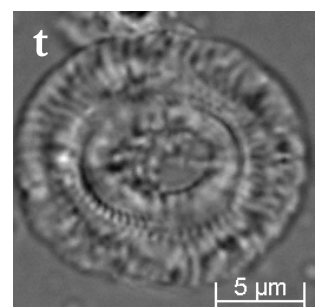


Tavola A.2.4: Immagini fotografiche al microscopio ottico di alcuni nanofossili calcarei dalla sezione Agost 2005-2006. Le foto sono state scattate in luce parallela od a nicol incrociati. La barra di riferimento nelle immagini corrisponde a 5 µm.

Appendice al capitolo 4.

A.4.1 Tavole fotografiche.

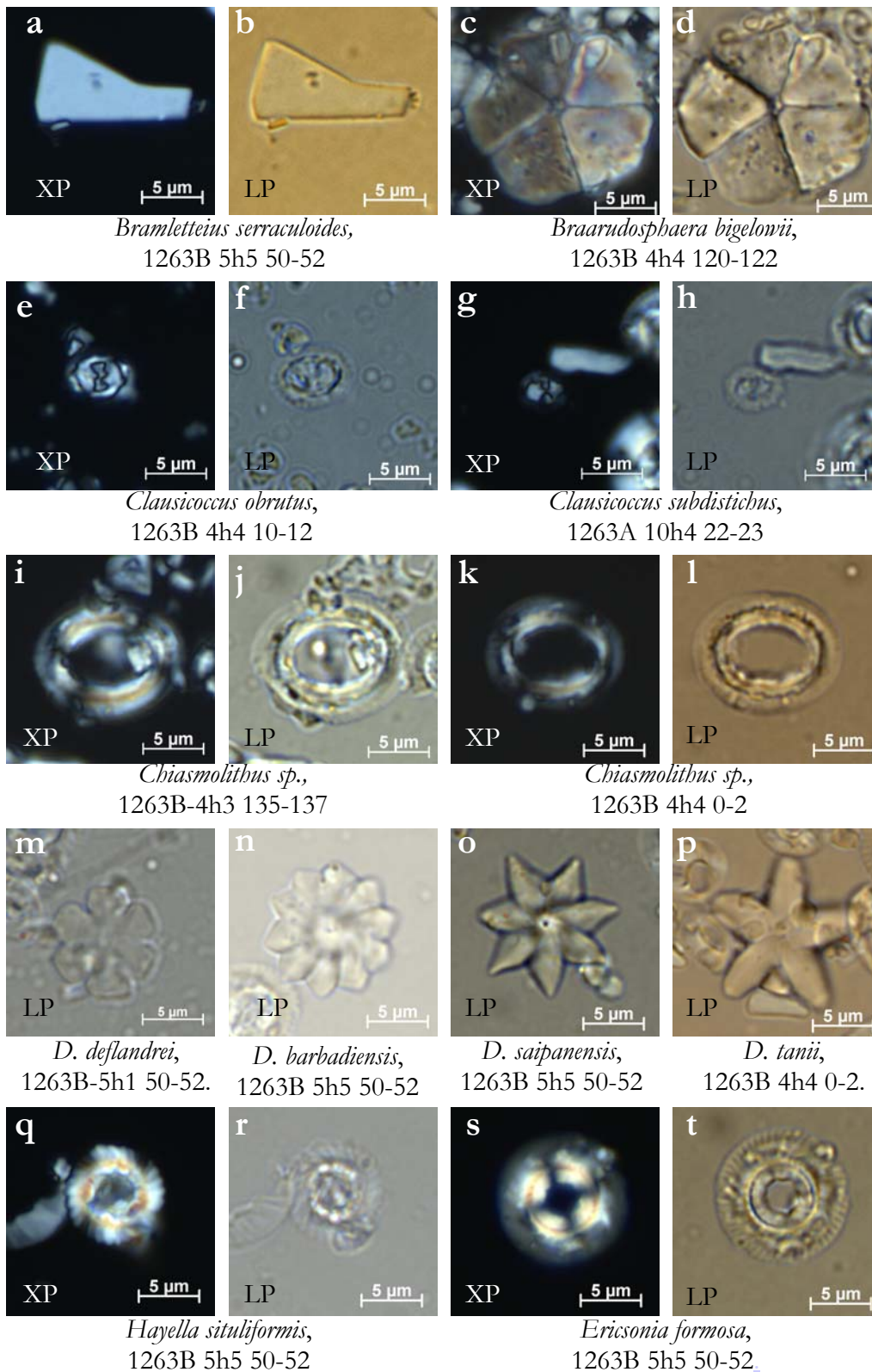
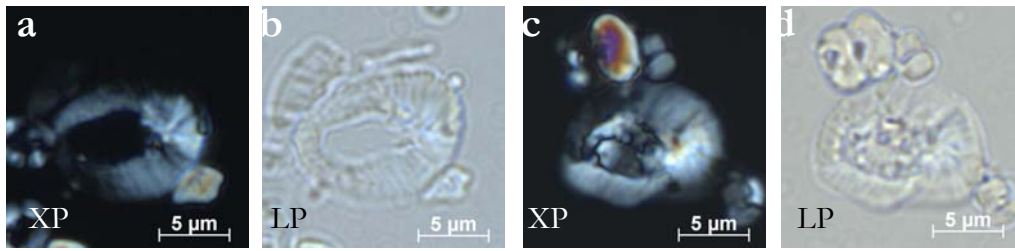
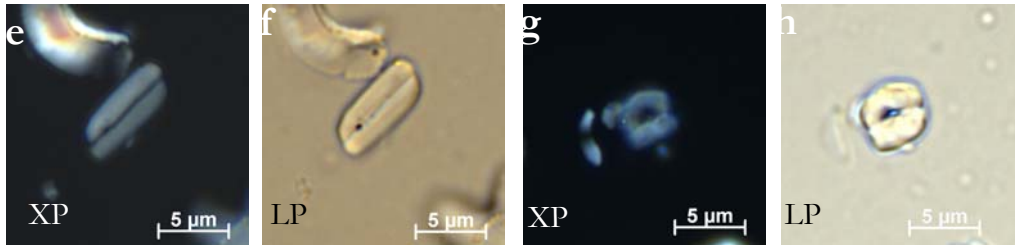


Tavola A.4.1: Foto di alcuni dei taxa riconosciuti nel Pozzo ODP 1263. Tutte le immagini sono state riprese al microscopio ottico polarizzatore in luce parallela (LP) od a nicol incrociati (XP). La barra in ogni illustrazione corrisponde a 5 µm. Per ogni taxon è indicato il campione in cui il taxon è stato osservato.



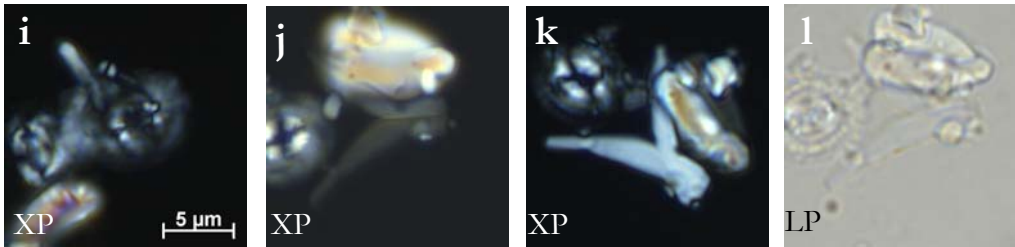
Helicosphaera sp. 1 "vuota", 1263B 4h2 30-32

Helicosphaera cfr. *compacta*,
1263B 4h2 30-32



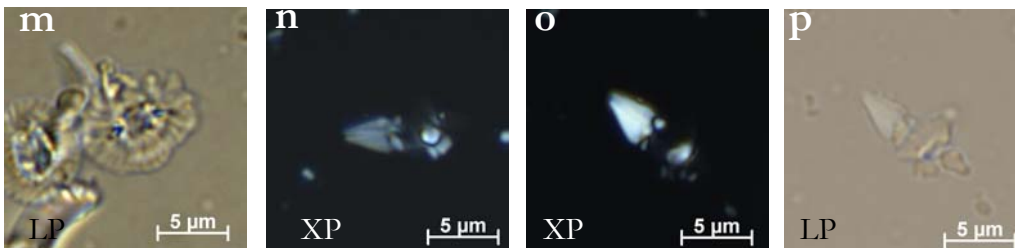
Isthmolithus recurvus, 1263B 5h5 50-52

placchetta subpoligonale cfr. *I. recurvus*,
1263B-5h3 50-52



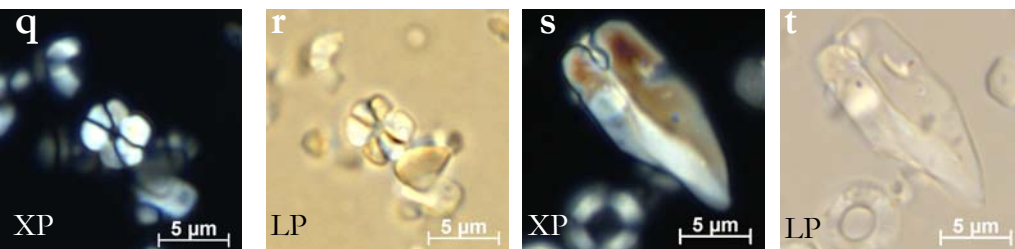
genere indeterminato
cfr. *Clausicoccus Helicosphaera*
1263B-5h1 100-102

Sphenolithus tribulosus, 1263B 4h3 35-37



genere indeterminato
cfr. *Clausicoccus Helicosphaera*
1263B-5h1 100-102

Sphenolithus tribulosus, 1263B 4h4 40-42



Lanternithus minutus
1263B-4h3 135-137

Zigrablithus bijugatus
1263B 4h4 0-2

Tavola A.4.2: Foto di alcuni dei taxa riconosciuti nel Pozzo ODP 1263. Tutte le immagini sono state riprese al microscopio ottico polarizzatore in luce parallela (LP) od a nicol incrociati (XP). La barra in ogni illustrazione corrisponde a 5 µm. Per ogni taxon è indicato il campione in cui il taxon è stato osservato.

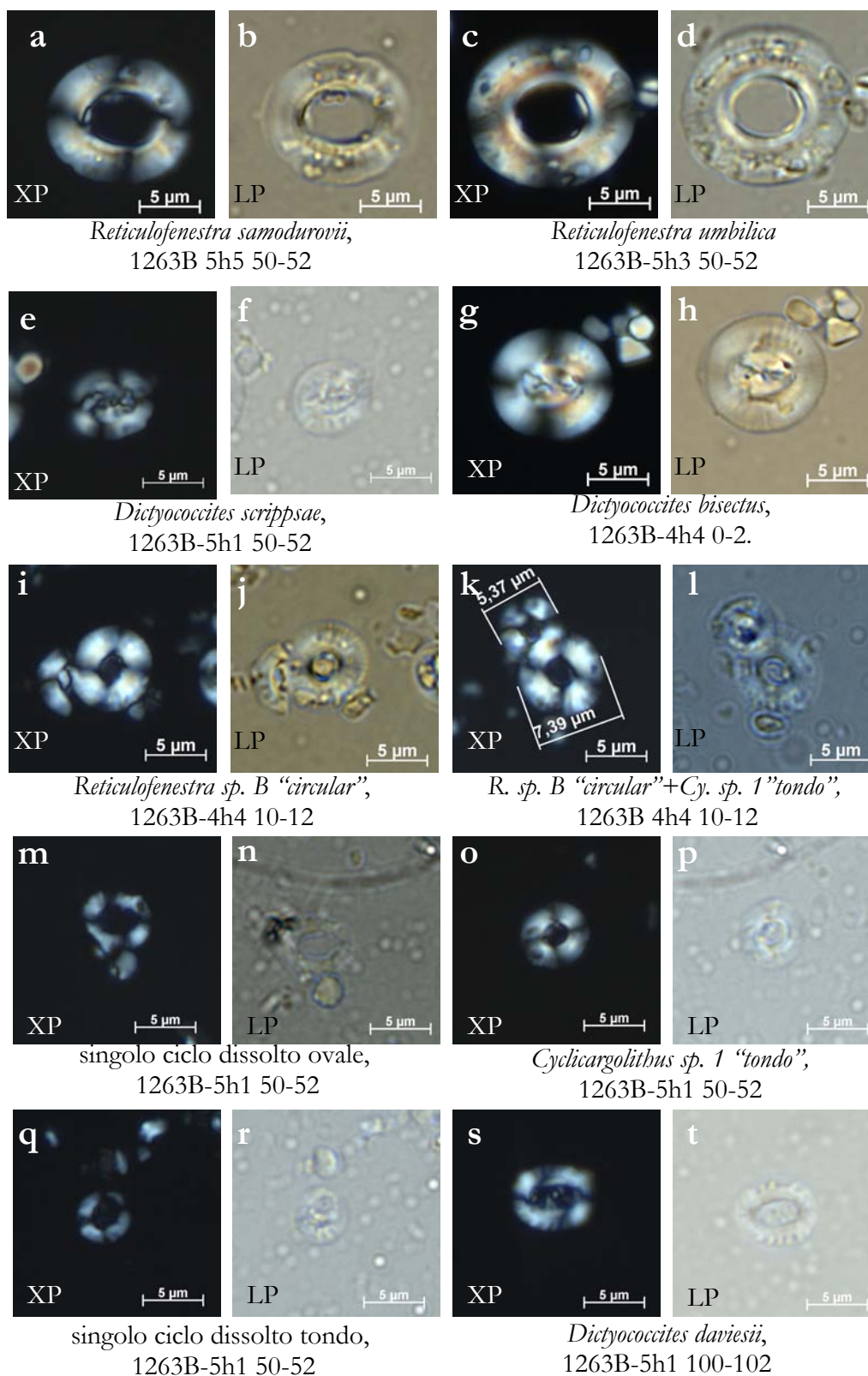


Tavola A.4.3: Foto di alcuni dei taxa riconosciuti nel Pozzo ODP 1263. Tutte le immagini sono state riprese al microscopio ottico polarizzatore in luce parallela (LP) od a nicol incrociati (XP). La barra in ogni illustrazione corrisponde a 5 μm . Per ogni taxon è indicato il campione in cui il taxon è stato osservato.

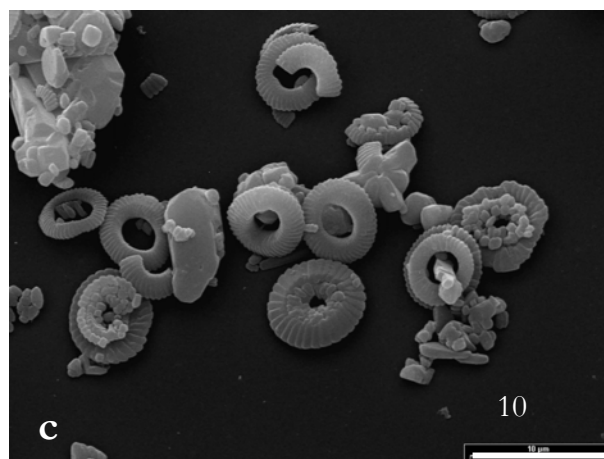
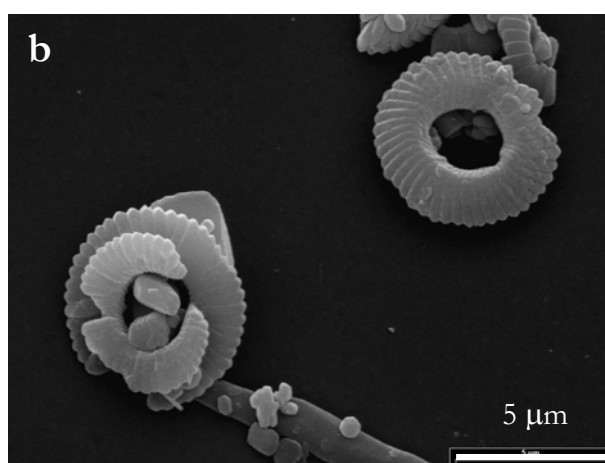
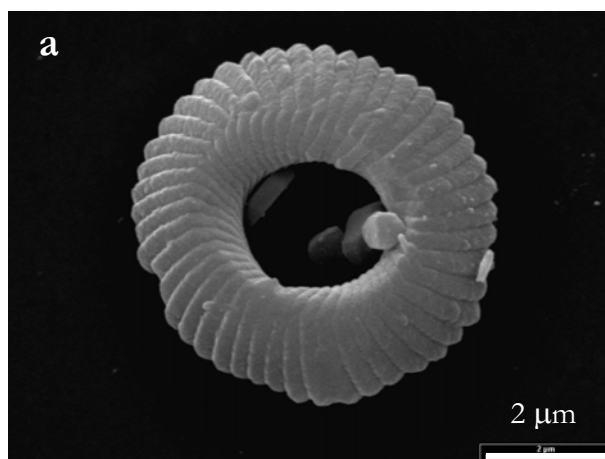


Tavola A.4.4: Immagini digitali riprese al microscopio elettronico a scansione dal campione 1263B 4h5 26-27, corrispondente a mcd 92,84.

a), b). *Cyclicargolithus sp.1* "tondo".

c). Associazione a nannofossili calcarei con diversi individui di *Cyclicargolithus sp.1* "tondo".

A.4.2 Analisi statistiche. Materiale supplementare.

Note.

La matrice delle covarianze Σ rappresenta la variazione di coppie di variabili aleatorie. Nelle nostre analisi statistiche, si ottengono gli indici di covarianza che rappresentano il modo in cui ogni taxon (variabile) covaria con gli altri e varia rispetto a se stesso. I valori degli indici di covarianza sono definiti come:

$$\text{COV}(x, y) = \sigma_{xy}, \text{ dove}$$

$$\sigma_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)$$

essendo μ_x e μ_y rispettivamente la media aritmetica di x e y .

Quando $y=x$, allora la covarianza si trasforma in varianza:

$$\sigma_{xx} = \text{COV}(x, x) = \text{VAR}(x) = \sigma_x^2$$

Dividendo la covarianza con il prodotto delle deviazioni standard delle due variabili, si ottiene l'indice di correlazione di Pearson:

$$\rho = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}$$

Gli indici di Pearson di n taxa (variabili), possono essere presentati in una matrice di correlazione. Si tratta di una matrice quadrata avente nelle righe e colonne gli indici di correlazione tra i taxa (le variabili) oggetto di studio. La matrice è diagonale poiché l'indice di correlazione di una variabile con sé stessa è unitario, ed è simmetrica. Nel passaggio dalla matrice di covarianza alla matrice di correlazione si perdono le informazioni sulle n deviazioni standard proprio perché gli elementi della diagonale sono tutti unitari.

	Braarudospaeraceae	B. serraculoides	Chiasmolithus. spp.	Cl. obrutus. gr. (bigger)	Cl. subdistichus. gr. (smaller)	Discoaster. spp.	C. pelagicus	E. formosa	I. recurvus	Lanternithus+Octolithus	Cyclicargolithus. spp.	R. circus+R. circular	Reticulofenestra<5	Reticulofenestra. spp. ellitt.	singoli. cicli. disciolti	Di. daviesii	Di. bisectus	Di. scrippsae	Dictyococcites. sp. disciolti	Sph. predistentus-tribulosus-akrop. +coma	Sph. moriformis. gr.	Thoracosphaera. spp.	Zy. bijugatus	miscellaneous
Braarudospaeraceae	6,34	-0,80	1,66	2,05	-0,18	-0,58	-0,20	-0,02	-0,38	-0,61	-0,39	0,98	-2,21	-0,32	0,02	0,69	-0,71	-1,79	-2,19	-0,20	-0,35	0,09	-0,27	-0,57
B. serraculoides	-0,80	1,65	-0,57	-0,37	0,01	0,04	0,12	-0,30	0,13	-0,02	0,06	-0,80	0,97	0,08	-0,39	-0,64	0,26	0,02	-0,01	0,18	0,25	-0,00	0,02	0,15
Chiasmolithus. spp.	1,66	-0,57	9,12	3,49	-2,39	-0,45	0,08	0,28	-2,00	-0,78	-0,33	-1,21	-3,24	0,44	-1,39	-1,44	-0,29	-0,30	-1,23	0,04	0,01	0,76	0,23	-0,50
Cl. obrutus. gr. (bigger)	2,05	-0,37	3,49	12,28	1,58	-3,10	0,38	0,48	-2,32	-0,05	1,57	-1,32	-1,83	-0,15	-3,99	-3,72	-0,90	-1,14	-4,56	0,53	-0,51	2,12	0,25	-0,80
Cl. subdistichus. gr. (smaller)	-0,18	0,01	-2,39	1,58	9,42	-2,63	-0,11	0,08	-0,45	0,20	0,42	-0,05	0,31	-0,62	0,20	-2,01	-0,41	-1,53	-0,68	-0,18	-0,52	-0,18	-0,40	-0,10
Discoaster. spp.	-0,58	0,04	-0,45	-3,10	-2,63	4,74	0,22	0,38	0,02	-0,28	-0,83	-1,20	-1,07	0,41	0,30	-0,03	0,47	1,45	1,38	0,15	0,32	-0,52	0,42	0,39
C. pelagicus	-0,20	0,12	0,08	0,38	-0,11	0,22	0,33	0,37	-0,04	0,03	0,11	-1,10	-0,71	0,30	-0,54	-0,52	0,15	0,38	-0,21	0,33	0,21	-0,03	0,24	0,20
E. formosa	-0,02	-0,30	0,28	0,48	0,08	0,38	0,37	4,31	0,88	-0,07	0,08	-3,19	-2,95	0,87	-1,62	-0,39	0,06	0,78	-0,96	0,25	0,20	-0,30	0,35	0,43
I. recurvus	-0,38	0,13	-2,00	-2,32	-0,45	0,02	-0,04	0,88	6,86	-0,22	-0,66	-1,24	-0,91	-0,03	-0,25	0,65	0,04	0,94	-0,16	-0,11	-0,11	-0,56	0,08	0,07
Lanternithus+Octolithus	-0,61	-0,02	-0,78	-0,05	0,20	-0,28	0,03	-0,07	-0,22	3,79	0,10	-1,24	0,27	0,35	-0,21	-0,35	-0,16	-0,13	-0,29	0,17	0,21	-0,97	0,13	0,17
Cyclicargolithus. spp.	-0,39	0,06	-0,33	1,57	0,42	-0,83	0,11	0,08	-0,66	0,10	1,72	-0,09	0,43	-0,01	-1,31	-0,66	0,08	0,29	-0,96	0,18	0,11	-0,12	0,16	0,03
R. circus+R. circular	0,98	-0,80	-1,21	-1,32	-0,05	-1,20	-1,10	-3,19	-1,24	-1,24	-0,09	14,07	4,60	-1,90	1,64	2,72	-0,26	-4,35	-0,49	-1,38	-0,99	-0,88	-1,26	-1,18
Reticulofenestra<5	-2,21	0,97	-3,24	-1,83	0,31	-1,07	-0,71	-2,95	-0,91	0,27	0,43	4,60	13,26	-1,03	0,16	2,34	-0,26	-2,16	-1,02	-1,28	-0,30	-1,67	-1,01	-0,82
Reticulofenestra. spp. ellitt.	-0,32	0,08	0,44	-0,15	-0,62	0,41	0,30	0,87	-0,03	0,35	-0,01	-1,90	-1,03	0,97	-1,44	0,71	0,32	0,91	-0,73	0,31	0,32	-0,40	0,28	0,37
singoli. cicli. disciolti	0,02	-0,39	-1,39	-3,99	0,20	0,30	-0,54	-1,62	-0,25	-0,21	-1,31	1,64	0,16	-1,44	8,55	-2,81	-0,48	-2,13	5,25	-0,28	-0,43	1,32	-0,32	0,07
Di. daviesii	0,69	-0,64	-1,44	-3,72	-2,01	-0,03	-0,52	-0,39	0,65	-0,35	-0,66	2,72	2,34	0,71	-2,81	9,97	0,32	1,13	-2,40	-0,79	0,18	-2,25	-0,60	-0,09
Di. bisectus	-0,71	0,26	-0,29	-0,90	-0,41	0,47	0,15	0,06	0,04	-0,16	0,08	-0,26	-0,26	0,32	-0,48	0,32	0,46	0,64	0,16	0,24	0,21	-0,34	0,12	0,25
Di. scrippsae	-1,79	0,02	-0,30	-1,14	-1,53	1,45	0,38	0,78	0,94	-0,13	0,29	-4,35	-2,16	0,91	-2,13	1,13	0,64	6,36	0,72	0,23	0,39	-1,41	0,23	0,50
Dictyococcites. sp. disciolti	-2,19	-0,01	-1,23	-4,56	-0,68	1,38	-0,21	-0,96	-0,16	-0,29	-0,96	-0,49	-1,02	-0,73	5,25	-2,40	0,16	0,72	7,65	-0,01	-0,11	0,50	0,03	0,25
Sph. predistentus-tribulosu	-0,20	0,18	0,04	0,53	-0,18	0,15	0,33	0,25	-0,11	0,17	0,18	-1,38	-1,28	0,31	-0,28	-0,79	0,24	0,23	-0,01	0,70	0,29	0,07	0,38	0,25
Sph. moriformis. gr.	-0,35	0,25	0,01	-0,51	-0,52	0,32	0,21	0,20	-0,11	0,21	0,11	-0,99	-0,30	0,32	-0,43	0,18	0,21	0,39	-0,11	0,29	0,41	-0,23	0,20	0,27
Thoracosphaera. spp.	0,09	-0,00	0,76	2,12	-0,18	-0,52	-0,03	-0,30	-0,56	-0,97	-0,12	-0,88	-1,67	-0,40	1,32	-2,25	-0,34	-1,41	0,50	0,07	-0,23	5,22	0,10	-0,13
Zy. bijugatus	-0,27	0,02	0,23	0,25	-0,40	0,42	0,24	0,35	0,08	0,13	0,16	-1,26	-1,01	0,28	-0,32	-0,60	0,12	0,23	0,03	0,38	0,20	0,10	0,42	0,22
miscellaneous	-0,57	0,15	-0,50	-0,80	-0,10	0,39	0,20	0,43	0,07	0,17	0,03	-1,18	-0,82	0,37	0,07	-0,09	0,25	0,50	0,25	0,25	0,27	-0,13	0,22	0,56

Tavola A.4.2: Pozzo 1263. Matrice varianza covarianza dei dati raggruppati e trasformati con l'applicazione *chr*.

SAMPLE C.pelagicus, N=76	SAMPLE Reticulofenestra.spp.ellitt., N=76	SAMPLE Di.bisectus, N=76	SAMPLE Sph.predistentus.gr. N=76	SAMPLE Sph.moriformis.gr=tutti.altri, N=76	SAMPLE Zy.bijugatus, N=76
SHAPIRO-WILK W: 0,9924 p: 0,9352	SHAPIRO-WILK W: 0,9877 p: 0,6772	SHAPIRO-WILK W: 0,9776 p: 0,198	SHAPIRO-WILK W: 0,9911 p: 0,881	SHAPIRO-WILK W: 0,9852 p: 0,5258	SHAPIRO-WILK W: 0,9843 p: 0,4693
JARQUE-BERA JB: 0,4737 p: 0,7891	JARQUE-BERA JB: 0,421 p: 0,8102	JARQUE-BERA JB: 2,063 p: 0,3566	JARQUE-BERA JB: 0,5928 p: 0,7435	JARQUE-BERA JB: 0,7807 p: 0,6768	JARQUE-BERA JB: 0,3275 p: 0,8489
CHI-SQUARE chi2: 2,2105 p: 0,9352	CHI-SQUARE chi2: 2,6316 p: 0,6772	CHI-SQUARE chi2: 2 p: 0,198	CHI-SQUARE chi2: 0,31579 p: 0,881	CHI-SQUARE chi2: 1,1579 p: 0,5258	CHI-SQUARE chi2: 3,6842 p: 0,4693

SAMPLE miscellaneus(tutti.altri), N=76	SAMPLE R.circus+r.sp. B "circular", N=76	SAMPLE Lanternithus+Ocolithus, N=76	SAMPLE Di.scrippsae, N=76	SAMPLE B.serraculoides, N=76	SAMPLE Cyclicargolithus.spp., N=76
SHAPIRO-WILK W: 0,9524 p: 0,006301	SHAPIRO-WILK W: 0,8088 p: 1,57E-08	SHAPIRO-WILK W: 0,7474 p: 4,09E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,7462 p: 3,84E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,71 p: 5,87E-11	SHAPIRO-WILK W: 0,6233 p: 1,16E-12
JARQUE-BERA JB: 6,25 p: 0,04393	JARQUE-BERA JB: 10,71 p: 0,004721	JARQUE-BERA JB: 193,1 p: 1,17E-42	JARQUE-BERA JB: 46,03 p: 1,01E-10	JARQUE-BERA JB: 1574 p: 0	JARQUE-BERA JB: 3139 p: 0
CHI-SQUARE chi2: 4,9474 p: 0,006301	CHI-SQUARE chi2: 12,105 p: 1,57E-08	CHI-SQUARE chi2: 24,947 p: 4,09E-10	CHI-SQUARE chi2: 21,263 p: 3,84E-10	CHI-SQUARE chi2: 10,211 p: 5,87E-11	CHI-SQUARE chi2: 24,947 p: 1,16E-12

SAMPLE Cl.obrutus.gr.(bigger), N=76	SAMPLE Discoaster.spp., N=76	SAMPLE E.formosa, N=76	SAMPLE l.recurvus, N=76	SAMPLE singoli.cicli.dissolti, N=76	SAMPLE Thoracosphaera.spp., N=76
SHAPIRO-WILK W: 0,7393 p: 2,65E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,754 p: 5,88E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,7253 p: 1,27E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,7656 p: 1,13E-09	SHAPIRO-WILK W: 0,7216 p: 1,05E-10	SHAPIRO-WILK W: 0,6931 p: 2,57E-11
JARQUE-BERA JB: 16,03 p: 0,000331	JARQUE-BERA JB: 100,8 p: 1,26E-22	JARQUE-BERA JB: 165,6 p: 1,09E-36	JARQUE-BERA JB: 18,6 p: 9,13E-05	JARQUE-BERA JB: 27,36 p: 1,15E-06	JARQUE-BERA JB: 52,08 p: 4,92E-12
CHI-SQUARE chi2: 21,053 p: 2,65E-10	CHI-SQUARE chi2: 37,368 p: 5,88E-10	CHI-SQUARE chi2: 19,053 p: 1,27E-10	CHI-SQUARE chi2: 25,684 p: 1,13E-09	CHI-SQUARE chi2: 32,316 p: 1,05E-10	CHI-SQUARE chi2: 59,158 p: 2,57E-11

Per i primi 6 taxa (SAMPLE) vediamo che il p-value è decisamente elevato rispetto ai livelli di significatività a cui di solito si fa riferimento (minori di 0,05 o 0,01 per il rifiuto dell'ipotesi nulla): ciò ci fa propendere per l'ipotesi nulla ovvero la normalità della distribuzione.

Non sono stati riportati i test relativi ai 6 taxa più rari

DCA, Detrended Correspondence Analysis.

L'applicazione della DCA (Detrended Correspondence Analysis) non ha fornito indicazioni facilmente interpretabili, al di là dell'ordinamento rispetto al primo asse, sul quale i taxa sono ordinati in base della loro posizione stratigrafica ed al turnover evolutivo. I risultati inoltre, non sono stabili e sui grafici si ottengono ordinamenti abbastanza diversi a partire dalla medesima matrice, in seguito a minime modifiche introdotte nella stessa.

Si riportano di seguito alcuni risultati grafici.

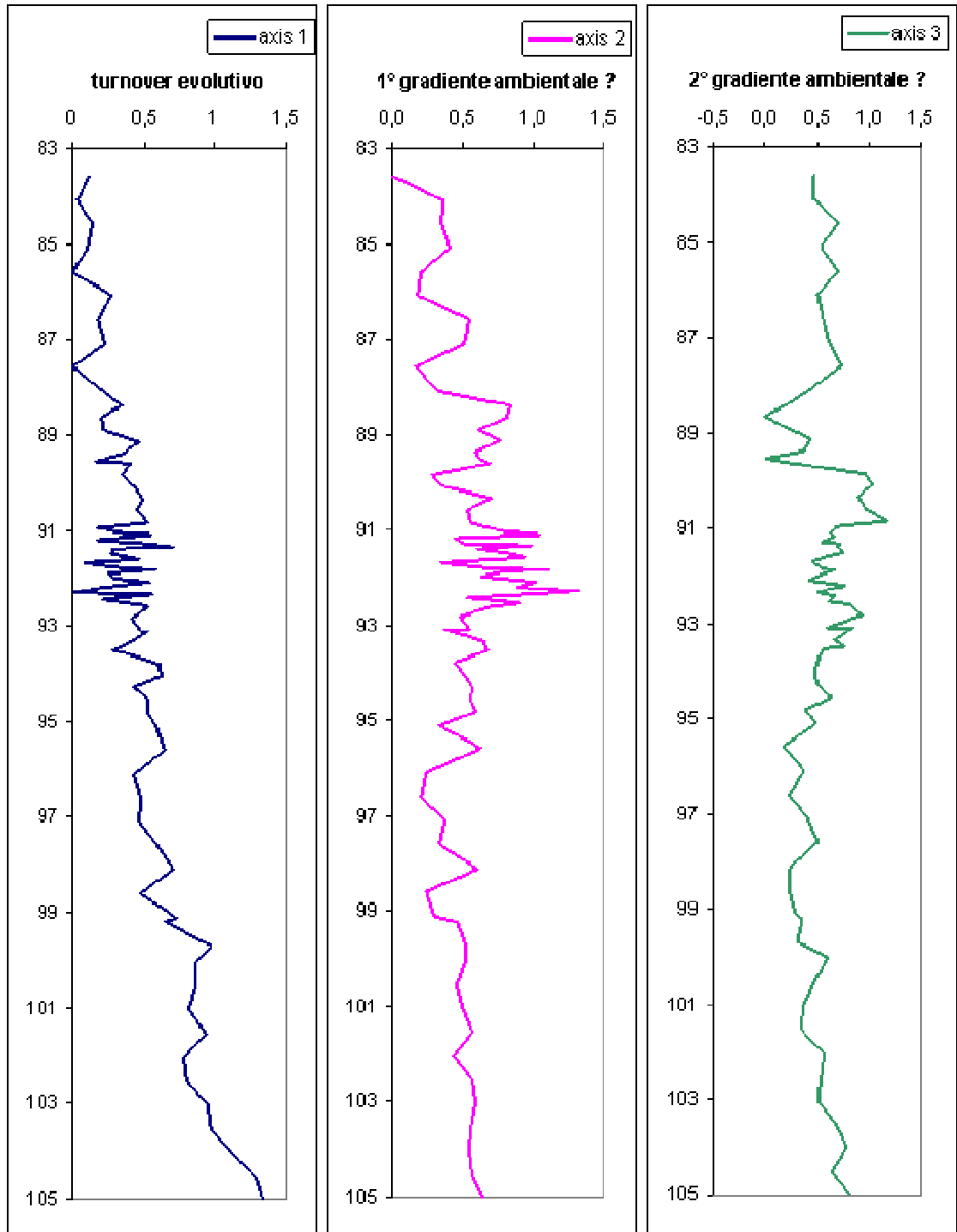


Figura A.4.2: Detrended Correspondence Analysis Pozzo ODP 1263. Grafico dei punteggi relativi ai primi 3 assi, dalla elaborazione della matrice (trasformata *cb*) dei dati della totalità dei taxa osservati.

Appendice al capitolo 5.

Analisi delle successioni utilizzate per le analisi temporali del Pozzo 1263. Materiale supplementare.

A.5.1 Analisi delle misure percentuali del CaCO_3

La serie di dati della percentuale di carbonato è costituita da 331 misure sperimentali su campioni equispaziati ogni 5 cm nell'intervallo da mcd 100,82 a mcd 84,02 della composita del Pozzo ODP 1263 (Riesselman et al.,2007). Per la regolare spaziatura dei dati mancano 4 campioni ed oltre a questi ce n'è uno considerato anomalo (mcd 99,89). Esiste anche una serie ulteriore di 29 campioni equispaziati (ad eccezione di uno che manca) ma non mediati, da mcd 104,17 a mcd 101,22.

Analisi e trasformazione dei 361 dati.

La distribuzione su 23 classi non è normale come è possibile osservare dal grafico della distribuzione delle frequenze (figura A.5.1)

I tre test disponibili su PAST per verificare la distribuzione normale nel campo

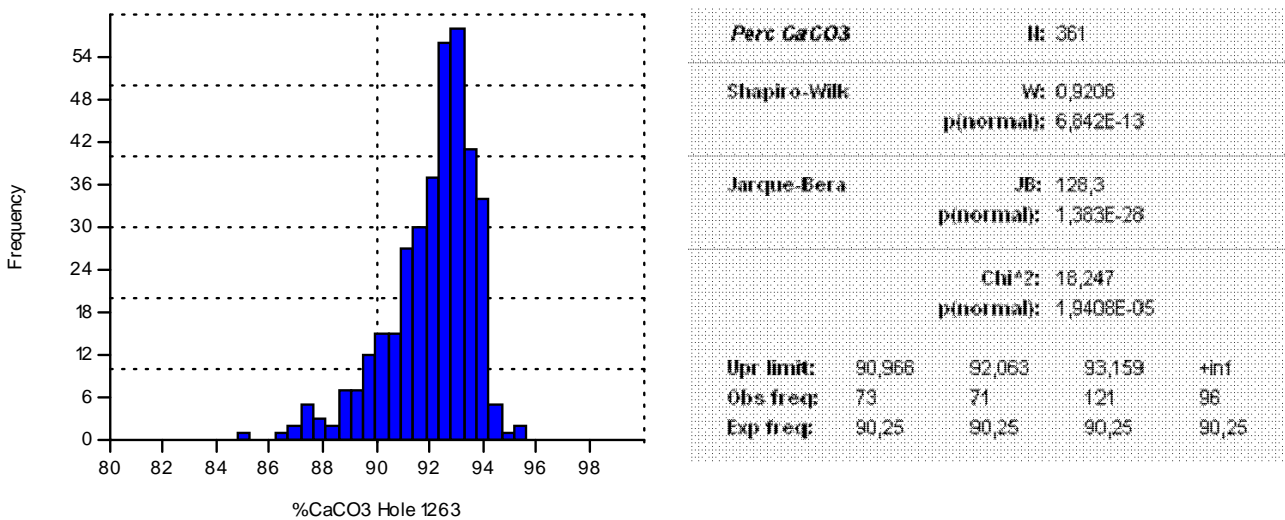


Figura A.5.1.1: distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione per la serie di dati crudi del contenuto percentuale di carbonato.

univariato, sono Shapiro-Wilk test, Jarque Bera ed il test del “Chi-quadro”. Tra i tre test, quello considerato migliore in letteratura, nel caso di un numero limitato di campioni, è lo Shapiro-Wilk test, mentre il test del Chi quadro (che usa 4 classi) è il meno attendibile. I test verificano l'ipotesi nulla di distribuzione univariata normale. Poichè con tutti i test risulta: $P \ll 0,01$, l'ipotesi può essere rifiutata: la distribuzione non è normale.

Per l'analisi statistica univariata è opportuno trasformare la serie di dati naturali facendo il rapporto tra la percentuale del carbonato e la percentuale di non carbonato ed estrarne il logaritmo. Per quanto riguarda l'analisi delle ciclicità (Lomb Periodogram e test di autocorrelazione) non ci sono differenze rispetto ai risultati.

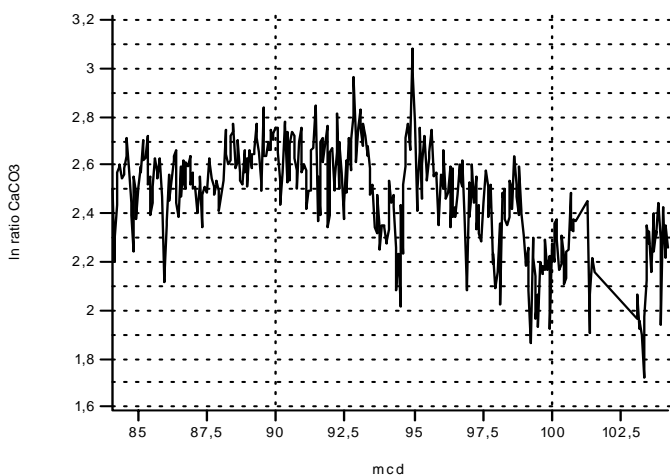
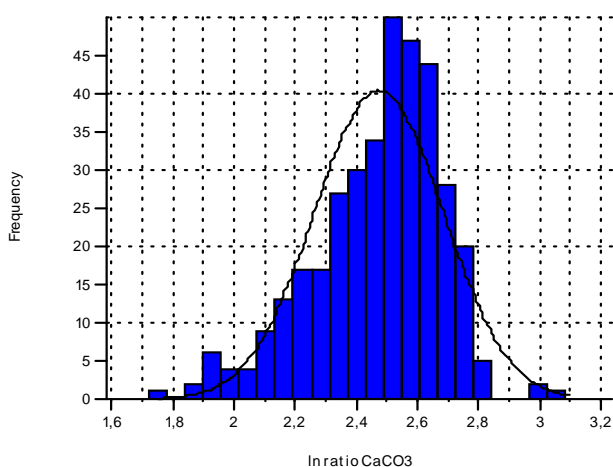


Figura A.5.1.2: grafico del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

0	ln(ratio) CaCO ₃
N	361
Min	1,71742
Max	3,0776
Sum	891,685
Mean	2,47004
Std. error	0,0110948
Variance	0,044437
Stand. dev	0,210801
Median	2,50795
Skewness	-0,634586
Kurtosis	0,448613
Geom. mean	2,46064

Tabella A.5.1.1: statistiche univariate dei dati del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

I 3 test di normalità disponibili con PAST consentono anche dopo questa trasformazione di rigettare l'ipotesi che la distribuzione sia normale, infatti anche in questo caso $P \ll 0,01$ per tutti i test.



<i>ln ratio CaCO3</i>		N: 361		
Shapiro-Wilk		W:	0,9699	
		p(normal):	8,467E-07	
Jarque-Bera		JB:	27,72	
		p(normal):	9,55E-07	
		Chi ² :	12,662	
		p(normal):	0,00037315	
Upr limit:	2,3288	2,47	2,6113	+inf
Obs freq:	79	71	115	96
Exp freq:	90,25	90,25	90,25	90,25

Figura A.5.1.3: distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione, per la serie di dati del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

Con ipotesi di tasso di sedimentazione costante, il grafico del rapporto tra la profondità del campione (mcd) ed il ln del rapporto del CaCO₃ (figura A.5.1.2) mette in evidenza una non stazionarietà del variare della variabile. In particolare si osserva un diverso trend nel variare dei dati tra 84 e 93,64 mcd (circa) rispetto ai dati tra 94,79 e 104,17.

Si procede quindi all'analisi di due serie separate: da 84,02 mcd a 93,64 e da 94,79 mcd a 104,17, ma non viene analizzato l'insieme di campioni con minore percentuale di CaCO₃.

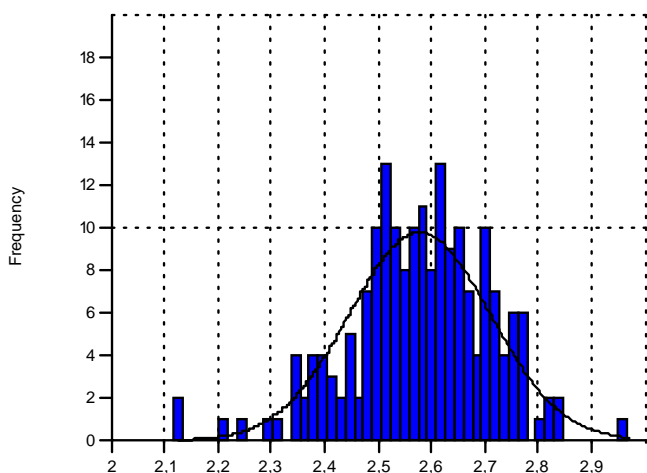
In questa analisi si intende:

- segmento a: l'intervallo da 84,02 a 93,64 mcd
- segmento b: l'intervallo da 94,79 a 104,17 mcd.

Segmento a: da 84,02 mcd a 93,64 mcd

Si tratta di 191 punti equispaziati la cui distribuzione di frequenza appare multimodale.

I test di normalità S-W e J-B confermano che la frequenza dei dati non è distribuita in



In.(ratio)	N: 191
Shapiro-Wilk	W: 0,9734 p(normal): 0,00106
Jarque-Bera	JB: 15,74 p(normal): 0,0003818
	Chi²: 2,5288 p(normal): 0,11179
Upr limit:	-0,084019 -1,8325E-10 0,084019 +inf
Obs freq:	40 50 55 46
Exp freq:	47,75 47,75 47,75 47,75

Figura A.5.1.4: distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione, per la serie di dati del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato del solo segmento “a”.

modo normale. Il test del Chi quadro, che è però il meno attendibile, mostra invece un valore di probabilità sufficientemente elevato da impedirci di rifiutare l'ipotesi di normalità della distribuzione dei residui (vedi tabella dei test in figura A.5.1.4).

E' opportuno rimuovere il trend dalla serie di misure per osservare la eventuale stazionarietà dei dati.

A questo punto il comportamento appare abbastanza stazionario, anche se l'intervallo tra 87 e 88 mcd appare anomalo e l'intervallo da 84 a 88 mostra un trend di decrescita.

Ritengo opportuno non suddividere la serie in ulteriori segmenti, per mantenere una valutazione complessiva su di un elevato numero di campioni.

L'autocorrelazione come test statistico per saggiare la presenza di una correlazione seriale dei residui nella nostra successione di dati non dà risultati significativi per la periodicità (siamo sempre con ipotesi di tasso di sedimentazione fisso). Le due curve in nero in figura A.5.1.6 rappresentano il 95% di confidenza per autocorrelazione casuale secondo Davis (1986). Questo è l'intervallo di confidenza per punti casuali e indipendenti. E' da notare che siamo ai limiti dell'intervallo di confidenza casuale.

Segmento a	ln(ratio) CaCO ₃
N	191
Min	2,11423
Max	2,96419
Sum	491,957
Mean	2,57569
Std. Error	0,00959589
Variance	0,0175875
Stand. Dev	0,132618
Median	2,58368
Skewness	-0,482114
Kurtosis	0,840371
Geom. Mean	2,57222

Tabella A.5.1.2: statistiche univariate dei dati del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato del segmento “a”.

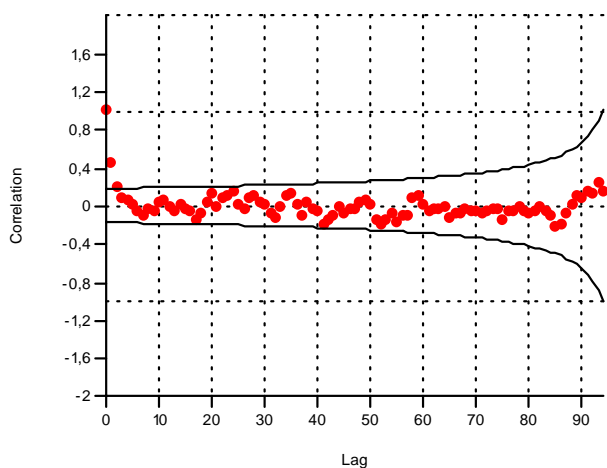


Figura A.5.16

rappresentano rispettivamente i livelli di significatività dello 0,01 e 0,05 del “rumore bianco”.

Questo picco, ed altri di maggior rilievo, non sono poi così lontani dal livello di significatività del 95% e l'ipotesi che la dispersione delle frequenze sia dovuta ad un tasso di sedimentazione non costante sembra ragionevole.

L'analisi spettrale per dati non equispaziati è possibile per mezzo del Lomb Periodogram fornito con PAST (Lomb periodogram algorithm for unevenly sampled data). Si possono notare (figura A.5.1.7) alcune frequenze caratteristiche disperse nell'intorno di certe bande. Alla frequenza con maggiore potenza (il picco più alto) viene attribuito un 19% di probabilità che si tratti di un picco casuale, e nessuna delle frequenze mostrate va oltre i limiti di significatività che sono mostrati dalle linee rosse tratteggiate. Le due linee rosse

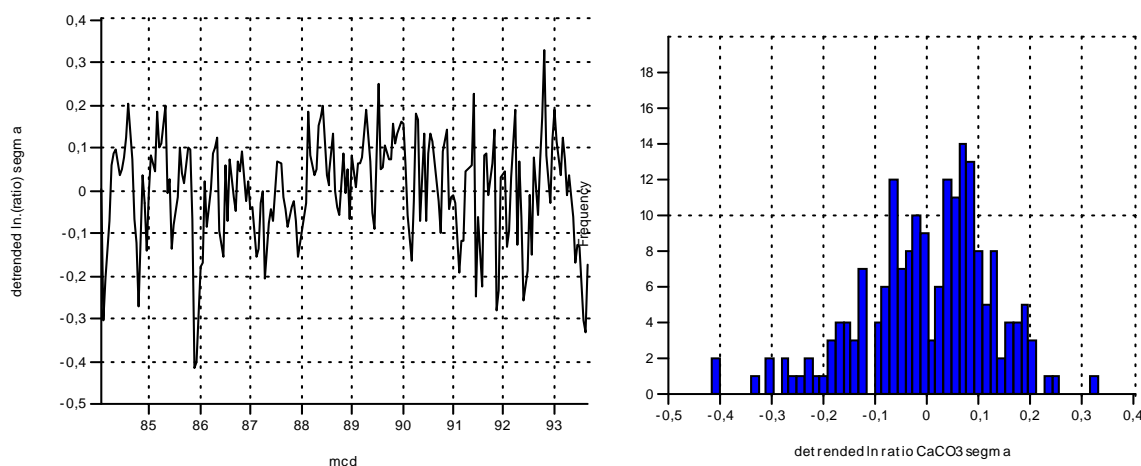


Figura A.5.1.5: grafico e distribuzione delle frequenze per la serie di dati del solo segmento “a” del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato da cui è stato rimosso il trend.

E' dunque il caso di andare avanti con un modello del tasso di sedimentazione variabile, da aggiustare secondo le funzioni teoriche dei cicli orbitali come proposto ad esempio da Schwarzacher (2000).

Un tasso di sedimentazione medio, ma diverso su differenti intervalli è determinabile in base ai “tie points” disponibili. I “tie points” stabiliti sulla base della parziale risoluzione del Chron C13N (Bowles, 2007), oltre a presentare un ampio margine di incertezza, appaiono contraddittori rispetto ai risultati grafici riportati in Zachos et al. (2004) anche tenendo conto della costituzione della composita. In altre parole sembra che l'inizio del C13N sia da porre tra 95 e 93 mcd anziché tra 92 e 89. Utilizzando i “tie points” proposti dalla Bowles, l'evento Oi-1 verrebbe a trovarsi parzialmente al di fuori ed il suo inizio anticiperebbe la base del C13N, in contrasto con quanto determinato per altri Pozzi (744, 522).

Con queste premesse, la migliore possibilità è basarsi esclusivamente sulla biostratigrafia a nannoplancton calcareo, riferendosi poi agli altri eventi (isotopici e magnetostratigrafici) per l'inquadramento generale.

evento	mcd hole 1263 val.medio	abs time Bergreen et al.1995	abs time Lyle et al. 2002	abs time Brown Tori in Massignano
LO R.umbilicus (Zachos et al.,2004)	76,19	32300	31700	
LO E.formosa	85,34	32800	32900	
AB C.obrutus	94,95	n.d.	33700	33850
LO Hantkenina (E.Thomas, pers.com.)	96,27	33700	33700	33900
LO D.saipanensis	102,27	34200	34000	34380
LO D.barbadiensis	103,27	34300	34200	34480

ref. =
Backman,1987;
Olafsson &
Villa,1992;
Berggren et
al.,1995

ref. = Brown,
2006
unpublished
thesis; Tori,
questo studio

Tabella A.5.1.3

Secondo i pochi *tie points* della tabella A.5.1.3, che in gran parte derivano dal presente studio biostratigrafico del Pozzo 1263 (capitolo 4) (questi livelli corrispondono ad eventi biostratigrafici del nannoplancton calcareo che sono datati in modo assoluto in letteratura con errore di qualche centinaio di migliaia di anni), la stima del tasso medio di sedimentazione nel segmento in esame, seguendo il modello di Lyle et al.(2002), corrisponde a m 1,20/ 100.000 anni o, in altre parole a m 1/ 83.247 anni. Il tasso medio di sedimentazione è ottenuto dal rapporto dei due parametri seguenti:

$$94,95-85,34 = 9,61 \text{ metri}$$

$$33700-32900 = 800 \text{ migliaia di anni}$$

In base a questa stima, la migliore risoluzione dei dati che stiamo analizzando (spaziatura di 5 cm), corrisponde mediamente a circa 4162 anni.

La frequenza corrispondente al picco di maggior potenza è $1,7022 * 1/m$ con un periodo = 0,59 m (con le età assolute di Lyle il periodo corrisponde a circa 49.000 anni, prossimo dunque alle frequenze della obliquità).

Il secondo picco in ordine di importanza (a sinistra del primo) è sulla frequenza di $0,65 * 1/m$ corrispondente

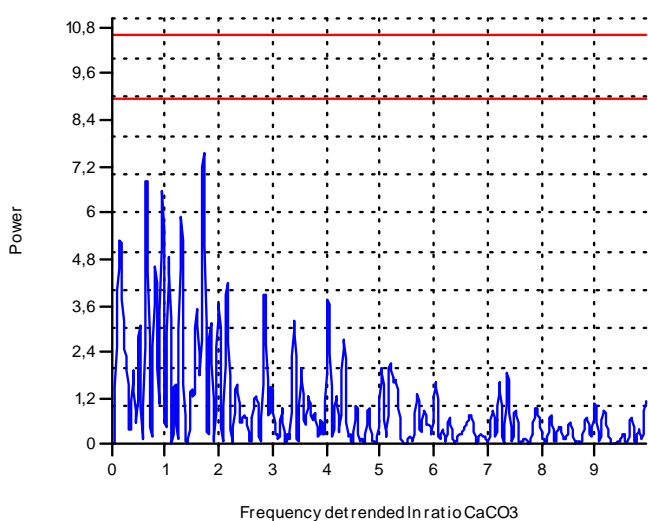


Figura A.5.1.7: Lomb Periodogram per i dati del segmento "a" della successione di misure del logaritmo del rapporto carbonato/non carbonato a cui è stato rimosso il trend.

ad un periodo di 1,57 m (che secondo la scala di Lyle son circa 130.000 anni).

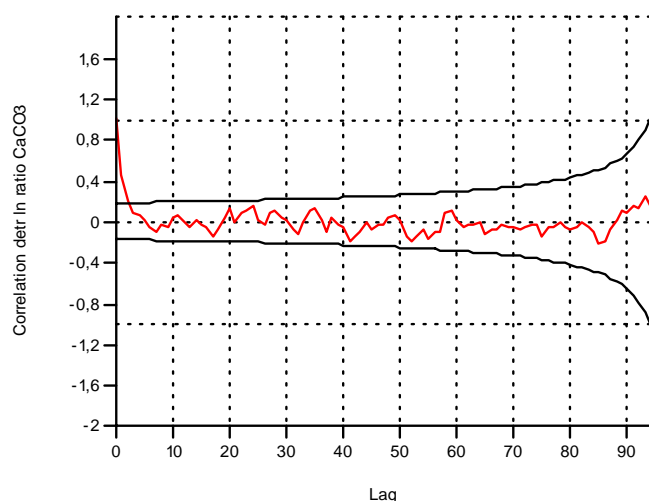
I tre picchi principali, subordinatamente al primo sono tutti a sinistra di questo e si trovano intorno alle frequenze tipiche della eccentricità breve.

Tra le frequenze che spiccano, sempre ben al di sotto della significatività, si possono anche riconoscere le frequenze tipiche della precessione.

In definitiva, in ipotesi di tasso di sedimentazione costante non si hanno picchi significativi, lo spettro è molto disturbato o le frequenze sono molto disperse. Nell'ipotesi di un tasso di sedimentazione non costante, i picchi potrebbero rappresentare frequenze di Milankovitch disperse come si può vedere dalla tabella A.5.1.4, in cui si attribuisce alle periodicità spaziali il valore corrispondente al periodo temporale medio stimato secondo le datazioni dei bioeventi (Lyle, 2002).

Segmento a frequency 1/m	power	period metri	period anni medio Lyle
0,14293	5,2708	7,00	582.432
0,63669	6,8011	1,57	130.749
0,94854	5,5489	1,05	87.763
1,2864	5,8772	0,78	64.713
1,7022	7,5102	0,59	48.905
2,1310	4,1716	0,47	39.064
2,8456	3,8756	0,35	29.255
3,3784	3,1816	0,30	24.641
4,0151	3,7009	0,25	20.733
4,3009	2,6936	0,23	19.356

Tabella A.5.1.4



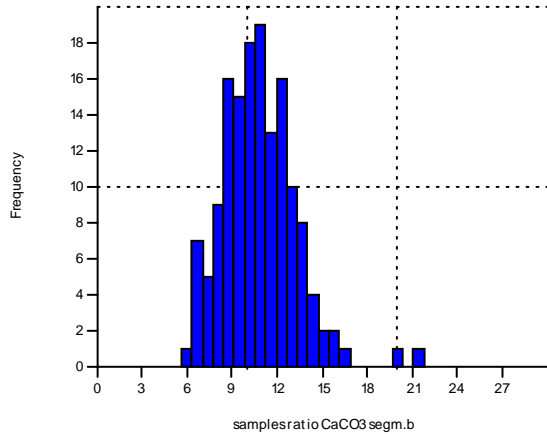
In modo analogo, dall'analisi dei residui della serie del logaritmo naturale del rapporto del carbonato, non emergono frequenze con autocorrelazione significativa tra i residui, ma non si è lontanissimi dalla significatività. La significatività è sfiorata tra 20 e 25 Lag.

Figura A.5.1.8:
ricerca dell'autocorrelazione (Davis 1986) nei residui della successione delle misure del logaritmo del rapporto carbonato/non carbonato del segmento "a".

Segmento b: da 94,79 mcd a 104,17 mcd

Si tratta di 148 punti non esattamente equispaziati.

Analisi dei dati del rapporto Carbonato/non carbonato



Segmento b	ratio CaCO ₃
N	148
Min	5,57014
Max	21,7062
Sum	1588,65
Mean	10,7341
Std. error	0,201733
Variance	6,02306
Stand. dev	2,45419
Median	10,6158
Skewness	0,896337
Kurtosis	2,47054
Geom. mean	10,4684

ratio.CaCO3	N: 148			
Shapiro-Wilk	W: 0,9558 p(normal): 0,0001158			
Jarque-Bera	JB: 60,17 p(normal): 8,58E-14			
	Chi^2: 0,54054 p(normal): 0,46221			
Upr limit:	9,0898	10,734	12,378	+inf
Obs freq:	38	40	36	34
Exp freq:	37	37	37	37

Figura A.5.1.9: grafico della distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione per la serie di dati del solo segmento “b” del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

Tabella A.5.1.5: statistiche univariate dei dati del segmento “b” del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

La distribuzione delle 148 analisi del CaCO₃ (rapporto carbonato/non carbonato) non è normale secondo S-W e J-B. Anche in questo caso il test del Chi quadro si dimostra poco efficace, non permettendoci di rigettare l'ipotesi di normalità.

Analisi dei dati del ln del rapporto Carbonato/non carbonato

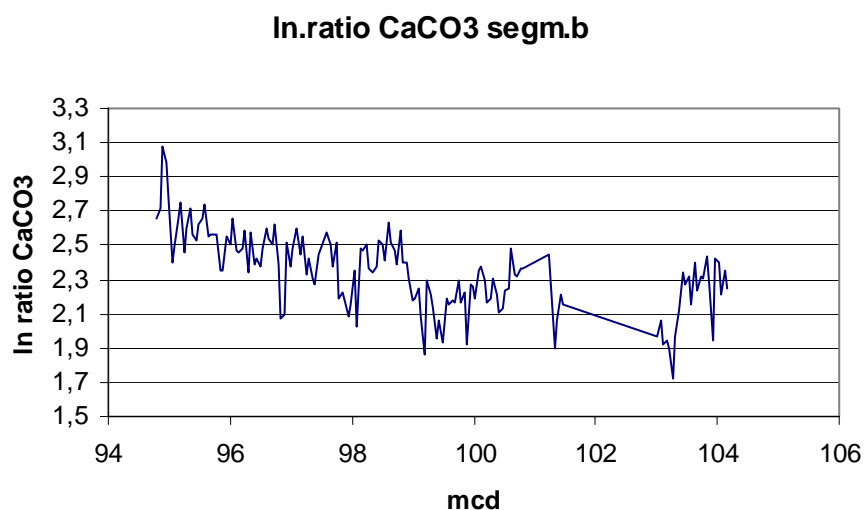
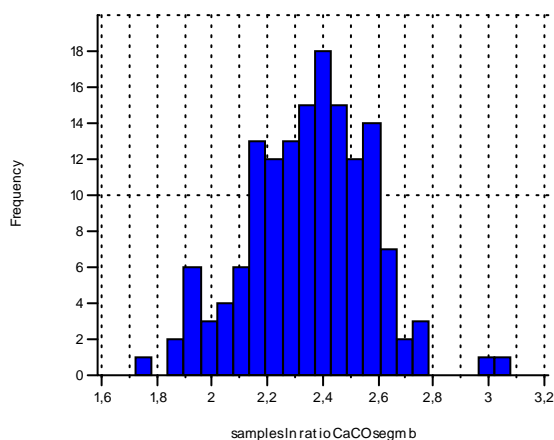


Figura A.5.1.10: grafico della serie di dati del solo segmento “b” del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

irregolare di quelli del segmento (a) come si può vedere dal grafico.

La distribuzione del logaritmo naturale del rapporto delle 148 analisi del CaCO_3 è normale secondo i test di S-W, J-B e Chi quadro. L'esame dell'istogramma invece non appare normale avendo diverse mode.

Si tratta di dati la cui distribuzione è più



ln.ratio.CaCO3		N: 148		
Shapiro-Wilk	W: 0,9903	p(normal): 0,4043		
Jarque-Bera	JB: 0,9878	p(normal): 0,6102		
	Chi^2: 0,91892	p(normal): 0,33776		
Upr limit:	2,1978	2,3484	2,4989	+inf
Obs freq:	38	32	39	39
Exp freq:	37	37	37	37

Segmento b	ln.ratio.CaCO₃
N	148
Min	1,71742
Max	3,0776
Sum	347,558
Mean	2,34836
Std. error	0,0184689
Variance	0,0504826
Stand. dev	0,224683
Median	2,36233
Skewness	-0,0278014
Kurtosis	0,35053
Geom. mean	2,33753

Tabella A.5.1.6: statistiche univariate dei dati del segmento “b” del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

Figura A.5.1.11 grafico della distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione delle frequenze per la serie di dati del solo segmento “b” del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato.

Analisi dei residui “detrended ln del rapporto Carbonato/non carbonato”

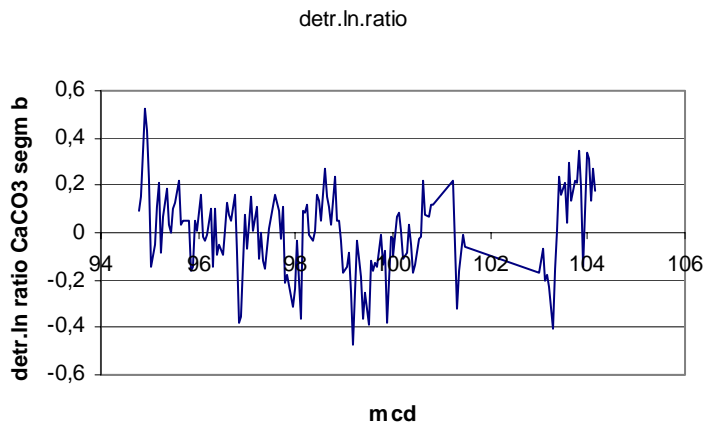
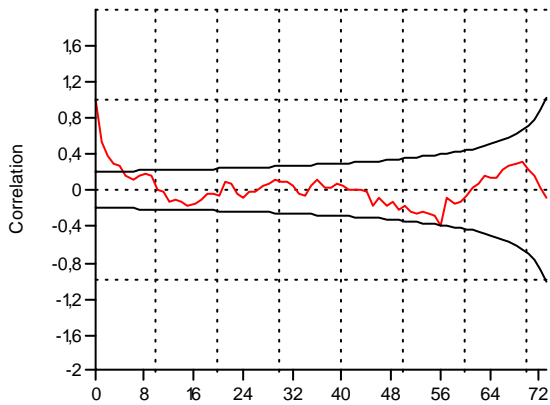


Figura A.5.1.12: grafico della serie di dati del solo segmento “b” del logaritmo del rapporto della percentuale carbonato/non carbonato, da cui è stato rimosso il trend.

Il Lomb periodogram mostra delle frequenze al di sopra dei limiti di significatività, ma anche in questo caso le frequenze appaiono disperse attorno a determinati valori.



L’analisi di autocorrelazione non da risultati al di sopra della significatività casuale, anche se ci va vicina.

Figura A.5.1.13: ricerca dell’autocorrelazione (Davis 1986) nei dati della successione delle misure del rapporto carbonato/non carbonato del segmento “b”.

frequency	power	period m segm b
0,0933	9,7852	10,7200
0,3332	12,7950	3,0016
0,5730	13,3950	1,7451
0,7996	7,5570	1,2507
1,7457	5,1226	0,5728
2,7052	4,5683	0,3697
4,6109	2,4001	0,2169

Tabella A.5.1.7

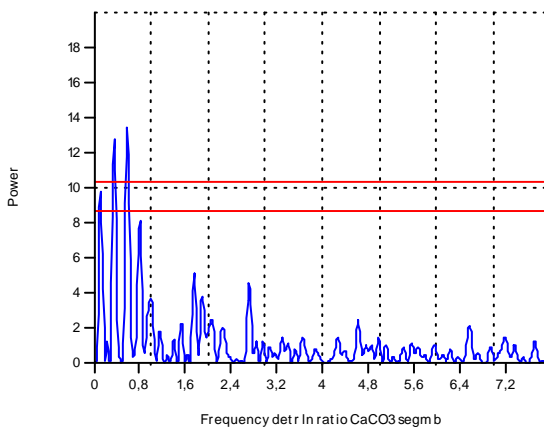


Figura A.5.1.14: Lomb Periodogram per i dati della successione delle misure del logaritmo del rapporto carbonato/non carbonato del segmento “b” a cui è stato rimosso il trend.

Tasso medio di sedimentazione nel segmento b secondo Lyle:

$$103,77 - 94,95 = 8,82$$

$$1,77 \text{ m}/100.000 \text{ anni cioè } 1 \text{ m} / 56.689 \text{ anni}$$

$$34.200 - 33.700 = 500$$

Tasso medio di sedimentazione nel segmento b secondo Tori-Brown:

$$103,77 - 94,95 = 8,82$$

$$1,47 \text{ m}/100.000 \text{ anni cioè } 1 \text{ m} / 68.027 \text{ anni}$$

$$34.450 - 33.850 = 600$$

Confronto tra le frequenze dei due segmenti

segm. a frequency 1/m	power	period metri	period anni medio Lyle	segm b frequenc y	power	period m segm b	period anni medio Lyle segm b	period anni medio Tori Brown segm b
0,14293	5,2708	7,00	582.432					
0,63669	6,8011	1,57	130.749	0,0933	9,7852	10,72	607.706	729.249
0,94854	5,5489	1,05	87.763	0,3332	12,7950	3,00	170.158	204.190
1,2864	5,8772	0,78	64.713	0,5730	13,3950	1,75	98.928	118.714
1,7022	7,5102	0,59	48.905	0,7996	7,5570	1,25	70.901	85.081
2,1310	4,1716	0,47	39.064	1,7457	5,1226	0,57	32.471	38.966
2,8456	3,8756	0,35	29.255	2,7052	4,5683	0,37	20.958	25.150
3,3784	3,1816	0,30	24.641	4,6109	2,4001	0,22	12.296	14.755
4,0151	3,7009	0,25	20.733					
4,3009	2,6936	0,23	19.356					

Tabella A.5.1.8

A.5.2 Analisi delle misure della suscettività magnetica.

Si tratta di una serie di misure ben spaziate ed estese anche al di fuori dell'intervallo in studio per i nannofossili. La spaziatura è di 2,5 cm (con eccezione di alcune misure mancanti e quindi spaziature tra 10 e 22,5 cm).

Nel caso di un solo campione è stata riportata una misura doppia e durante le analisi e perciò ne utilizzo la media.

Trasformo la serie di misure applicando il logaritmo naturale (ln). La rimozione del trend operata sulla intera successione non è sufficiente per i nostri scopi e sarà necessario anche in questo caso dividere la successione.

Anche in questo caso, infatti, vediamo che la successione dei residui non è stazionaria ed è quindi il caso di analizzare separatamente il segmento superiore (a) da quello inferiore (b).

L'istogramma delle frequenze di distribuzione delle misure ed i tests di normalità ci permettono di rigettare l'ipotesi che la distribuzione sia normale.

In questa analisi si intende:

- segmento a: l'intervallo da 75 a 93 mcd
- segmento b: l'intervallo da 93 a 105 mcd.

0	detr.ln.Suscept
N	1118
Min	-1,30358
Max	0,840016
Sum	1,0271E-07
Mean	9,18693E-11
Std. error	0,0104355
Variance	0,12175
Stand. dev	0,348928
Median	0,0240398
Skewness	-0,390432
Kurtosis	0,127681
Geom. mean	0

Tabella A.5.2.1: statistiche univariate dei dati del logaritmo della suscettività magnetica (Kroon et al., 2007) da cui è stato rimosso il trend.

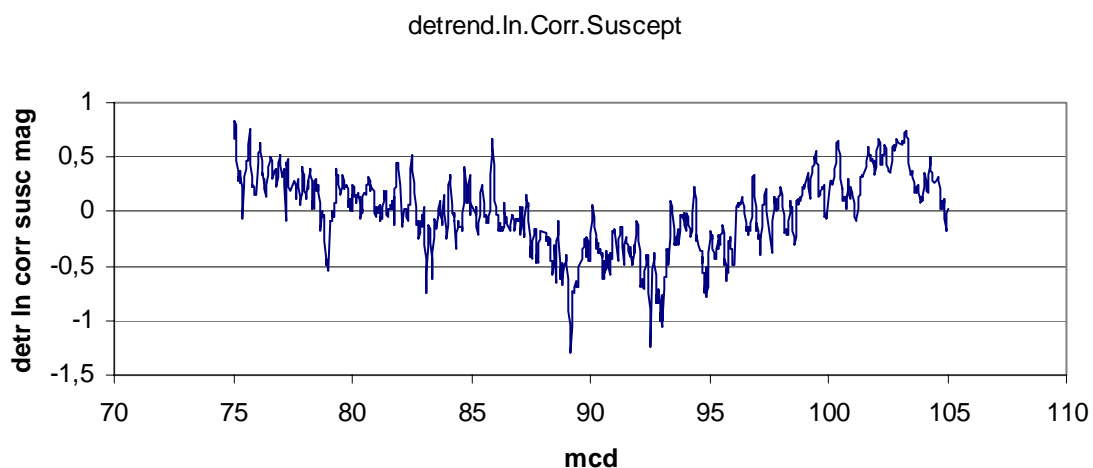


Figura A.5.2.1: grafico dei dati del logaritmo della suscettività magnetica da cui il trend è stato rimosso rispetto all'intera successione spaziale.

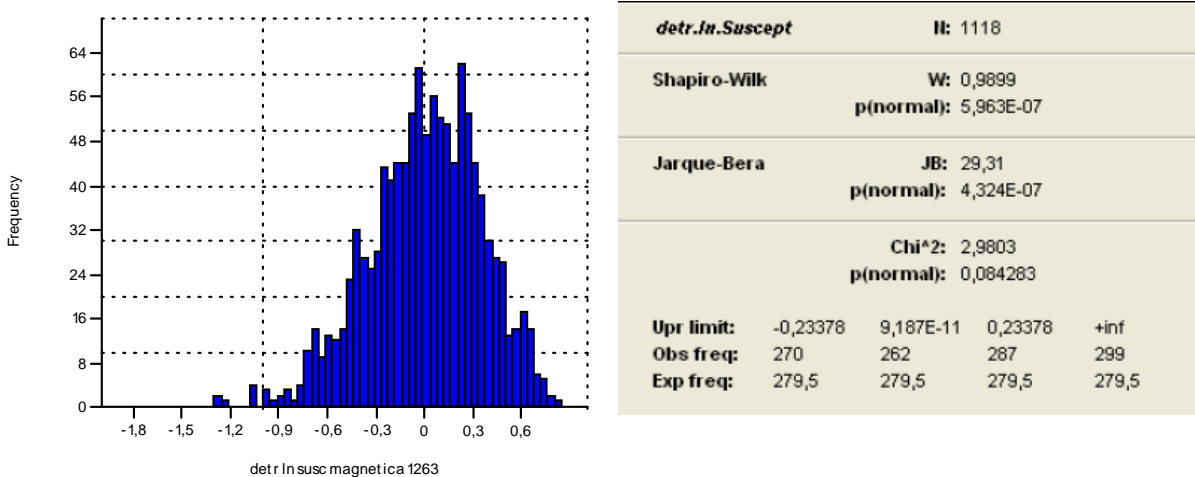


Figura A.5.2.2: distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione per la serie di dati del logaritmo della suscettività magnetica.

Segmento “a”: da 75 a 93 mcd

I tests rigettano l'ipotesi di distribuzione normale e l'istogramma delle frequenze mostra una distribuzione non normale, ma multimodale. In questo caso vediamo frequenze significative ed autocorrelazione periodica al di sopra della casualità.

Tabella A.5.2.2: statistiche univariate dei dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento “a” da cui è stato rimosso il trend.

Segmento a	detr.ln.corr susc*1000
N	670
Min	-976,984
Max	831,894
Sum	2,072E-05
Mean	3,09254E-08
Std. error	8,49667
Variance	48369,6
Stand. dev	219,931
Median	19,3512
Skewness	-0,529792
Kurtosis	2,59553
Geom. mean	0

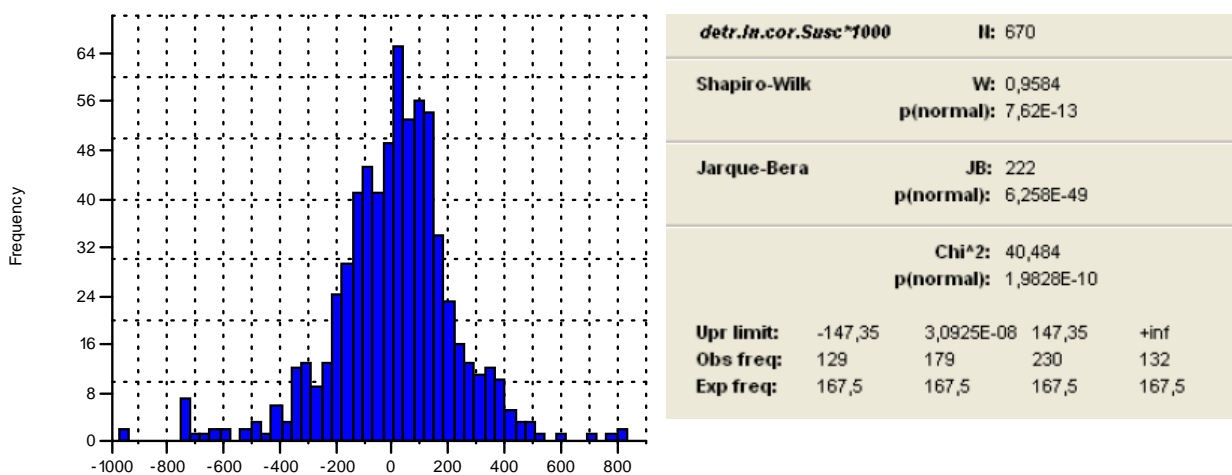


Figura A.5.2.3: distribuzione delle frequenze e risultati dei test di normalità della distribuzione per la serie di dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento “a”.

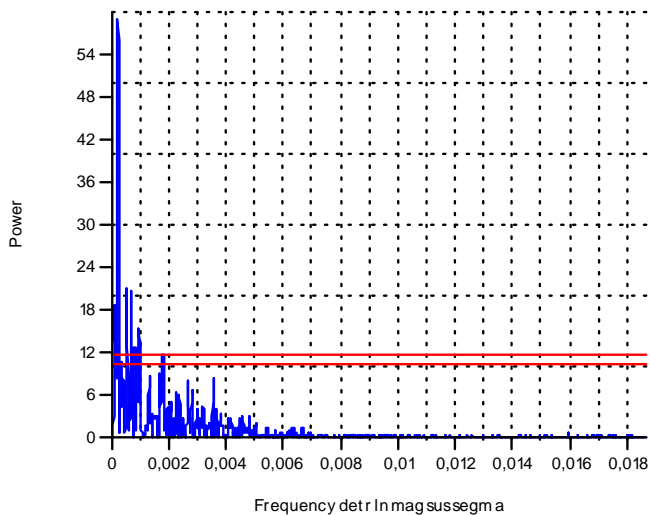


Figura A.5.2.4: Lomb Periodogram per i dati della successione della suscettività magnetica del segmento “a”.

freq segm a 1/mm	power	period m	period anni medio Lyle
0,000202	59,16	4,96	412.905
0,000514	21,07	1,94	161.832
0,000667	20,78	1,50	124.704
0,000939	15,18	1,07	88.658
0,001766	11,78	0,57	47.118
0,002656	8,16	0,38	31.384
0,003525	8,46	0,28	23.642

Tabella A.5.2.3

Vediamo le frequenze caratteristiche, che in questo caso sono riferite ai mm.

Abbiamo già visto dai dati in nostro possesso, la stima del tasso medio di sedimentazione, che nel segmento in esame corrisponde a:

m 1,20/ 100.000 anni o, in altre parole a m 1/ 83.247 anni seguendo il modello di Lyle et al.2002.

Guardando la potenza relativa e la distribuzione delle frequenze in tabella rispetto alla loro posizione nel Lomb periodogram, si può ipotizzare che, anche in questo caso, siano rappresentate (ma un po' disperse dalla variabilità del tasso di sedimentazione) le frequenze caratteristiche dei movimenti orbitali. Si osserva che il tasso di sedimentazione con il riferimento

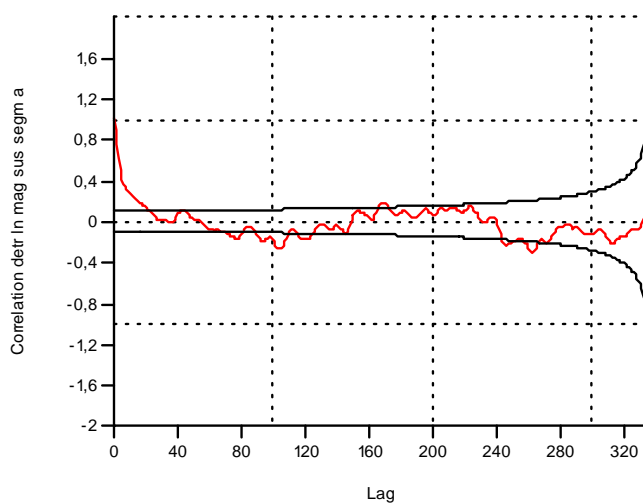


Figura A.5.2.5: Ricerca dell'autocorrelazione (Davis 1986) nei dati del segmento “a” della successione della suscettività magnetica.

temporale di Lyle è un po' sottostimato, in altre parole i periodi trovati sono un po' più lunghi di quelli corrispondenti ai cicli di Milankovitch: il segmento "a" potrebbe rappresentare un periodo di tempo inferiore a quanto stimato. Dobbiamo però anche considerare il fatto che le misure della suscettività magnetica si estendono anche molto al di fuori dei due bioeventi a cui si fa riferimento per la stima, quindi in questo caso il tasso di sedimentazione è anche estrapolato oltre LO di E.formosa.

Segmento "b": da 93 a 105 mcd

Segmento b	detr.ln.cor.Susc *1000
N	448
Min	-0,677716
Max	0,479987
Sum	-2,068E-08
Mean	-4,61607E-11
Std. error	0,0108631
Variance	0,0528674
Stand. dev	0,229929
Median	0,0164444
Skewness	-0,397266
Kurtosis	-0,176881
Geom. mean	0

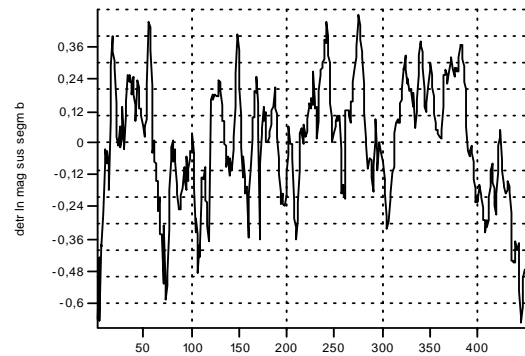
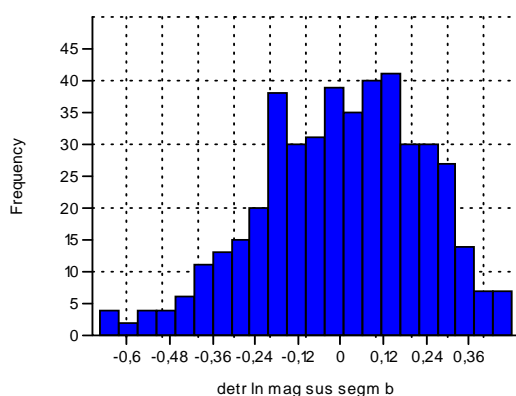


Figura A.5.2.6: grafico dei dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento "b" da cui è stato rimosso il trend.

Tabella A.5.2.4: statistiche univariate dei dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento "b" da cui è stato rimosso il trend.

I tests di Shapiro-Wilk e Jarque –Bera permettono di rigettare l'ipotesi che la distribuzione di questi dati sia normale, come

evidente anche dall'istogramma della distribuzione delle frequenze. Come negli altri casi il test di S-W sembra il migliore.



detr.ln.cor.Susc*1000	N: 448
Shapiro-Wilk	W: 0,9855 p(normal): 0,0001859
Jarque-Bera	JB: 12,37 p(normal): 0,002064
	Chi^2: 3,6071 p(normal): 0,057532
Upr limit:	-0,15405 -4,4241E-11 0,15405 +inf
Obs freq:	117 95 115 121
Exp freq:	112 112 112 112

Figura A.5.2.7: grafico della distribuzione delle frequenze e risultato dei test della normalità di distribuzione per i dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento "b" a cui è stato rimosso il trend.

III:	212
II2:	236
Runs:	41
Expected runs:	224,4
Z:	-17,4
p(random):	8,992E-68

Inoltre il Runs test ci dice che la probabilità di casualità per la sequenza di valori del segmento è molto bassa: la sequenza di misure è probabilmente non casuale.

Il Lomb Periodogram ed il grafico relativo all'autocorrelazione ci mostrano entrambe che esistono frequenze non casuali.

Tabella A.5.2.5:
risultati del “Runs Test” per la ricerca della casualità nei dati del segmento “b”

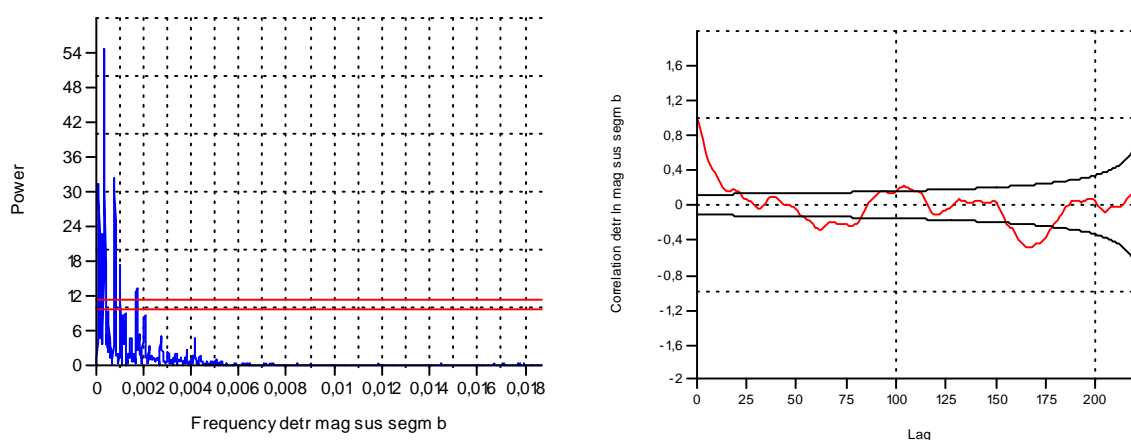


Figura A.5.2.8: Lomb Periodogram e ricerca dell'autocorrelazione (Davis 1986) nella successione di dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento “b” a cui è stato rimosso il trend.

Esaminiamo adesso frequenze caratteristiche e periodi associati a questo intervallo.

Abbiamo visto in precedenza che a partire dalle datazioni assolute attribuite ai bioeventi a nannofossili si stima:

tasso medio di sedimentazione nel segmento b secondo Lyle

1,77 m/100.000 anni cioè 1 m / 56.689 anni

tasso medio di sedimentazione nel segmento b secondo Tori-Brown

1,47 m/100.000 anni cioè 1 m / 68.027 anni

Possiamo costruire una tabella con le frequenze di maggior ampiezza riportate nel Lomb Periodogram (prendiamo sia quelle al di sopra del limite di probabilità di casualità che quelle pur al di sotto, ma che si distaccano dal rumore di fondo) ed associare una stima dei periodi caratteristici che derivano dal tasso medio di sedimentazione.

Vediamo che i periodi sono molto dispersi, rispetto ai periodi caratteristici dei cicli di Milankovitch.

Questo quadro d'insieme ci suggerisce un tasso di sedimentazione fortemente variabile, e possibili lacune diffuse. In definitiva il segmento “b” potrebbe rappresentare un tempo differente rispetto a quanto attualmente stimato.

Un intervallo particolarmente difficile da interpretare nel segmento b è quello da 93 a 94,89 (che era stato in gran parte escluso ai fini dell'analisi temporale dei dati del CaCO₃) perché si adatta male alle periodicità dell'eccentricità (lunga o breve), a meno che non venga interpretato come un intervallo con tasso di sedimentazione più basso o più alto degli altri. L'ipotesi da esplorare è che quest'intervallo possa rappresentare un intero ciclo di eccentricità lunga condensato, oppure un ciclo di eccentricità breve.

freq segm b	power	period mm	period yr Lyle 2002	period yr Tori Brown
0,000104	31,5	9604	544.441	653.331
0,000219	22,7	4573	259.239	311.087
0,000333	54,8	3001	170.124	204.149
0,000771	32,4	1298	73.582	88.299
0,001010	17,4	990	56.122	67.347
0,001197	9,0	835	47.335	56.803
0,001697	13,3	589	33.390	40.068
0,002030	8,5	493	27.948	33.537
0,002707	5,0	369	20.918	25.102
0,004123	4,8	243	13.775	16.531

Tabella A.5.2.6

Per saggiare questa doppia alternativa divido il segmento inferiore della successione (segmento "b"), in due parti: "b1" è l'intervallo da 93 a 94,89 mcd, "b2" è l'intervallo da 94,89 a 105 mcd.

Esame del segmento "b2": da 94,89 a 105 mcd

detr.ln.cor.Susc*1000		II: 376	
Shapiro-Wilk		W: 0,9882 p(normal): 0,003882	
Jarque-Bera		JB: 7,513 p(normal): 0,02336	
		Chi^2: 3,2979 p(normal): 0,06937	
Upr limit:	-0,15187	-0,0019911	0,14789 +inf
Obs freq:	101	80	93 102
Exp freq:	94	94	94 94

La distribuzione di frequenza dei dati non è normale.

Troviamo ancora frequenze ed autocorrelazione significative, ma la dispersione delle frequenze caratteristiche è notevole possibilmente a causa di un tasso di sedimentazione molto variabile.

Tabella A.5.2.7: risultato dei test della normalità di distribuzione per i dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento "b2" a cui è stato rimosso il trend.

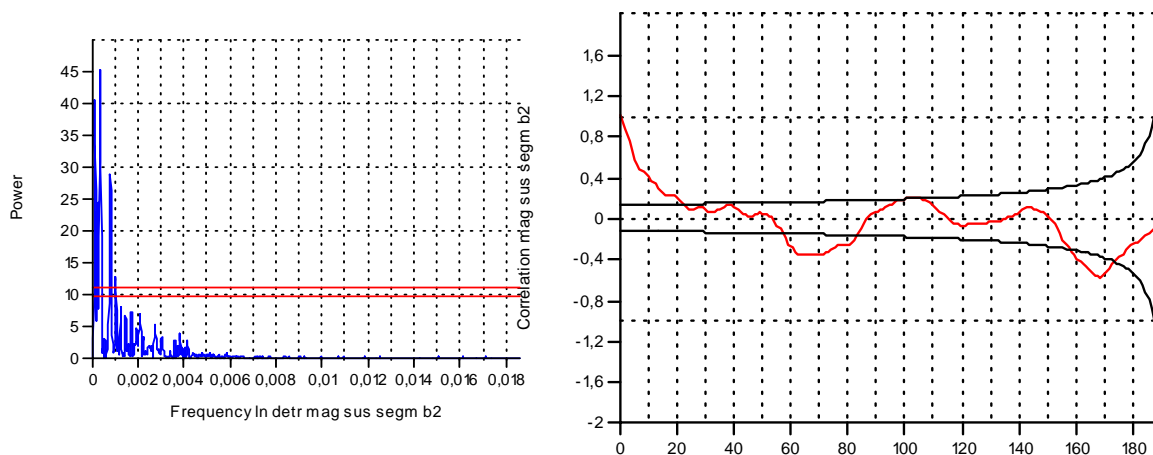


Figura A.5.2.10: Lomb Periodogram e ricerca dell'autocorrelazione (Davis 1986) nella successione di dati del logaritmo della suscettività magnetica del segmento "b2" a cui è stato rimosso il trend.

Il Runs test, la cui applicazione tipica è di provare la casualità in una serie temporale (manuale di PAST), ci permette di scartare l'ipotesi che la sequenza di valori del segmento esaminato sia casuale.

II1:	182
II2:	194
Runs:	31
Expected runs:	188,8
Z:	-16,32
p(random):	7,706E-60

Tabella A.5.2.8: risultati del "Runs Test" per la ricerca della casualità nei dati del segmento "b2"

Esaminando a parte l'intervallo da 93 a 94,89 mcd (segmento "b1" = Oi-1 onset), abbiamo delle frequenze ancora più basse (e periodi più alti) di quanto ci aspettavamo con l'ipotesi che queste frequenze fossero associate a quelle di Milankovitch. Questo mi suggerisce una variabilità del tasso di sedimentazione: il tasso di sedimentazione del segmento "b2" è ancora più alto di quanto stimato col modello di Lyle ed è ancora più alto del tasso di sedimentazione medio di tutto il segmento "b". Questo mi fa propendere per un modello con tasso di sedimentazione più alto nel segmento "b2" e più basso nel segmento "b1".

Questo supporta l'ipotesi che il segmento "b1" possa rappresentare un intero ciclo di eccentricità lunga condensato, che è sostenuta dalla riduzione della percentuale di carbonato in questo intervallo.

freq segm b2	power	period mm	period yr Lyle 2002	period yr Tori Brown	Queste deduzioni vengono applicate per ottenere un modello temporale per mezzo di una elaborazione manuale con "Analyseries" ¹ . Appare più probabile che i giusti tassi di sedimentazione siano da stimare seguendo Lyle, anziché Tori- Brown. Da quanto analizzato segue infatti, che l'intervallo di tempo tra LO <i>D.barbadiensis</i> e AB <i>C.obrutus</i> sia un po' più breve di 500.000 anni (tempo di Lyle).
0,00009	40,5	11577	656.289	787.549	
0,00021	24,4	4767	270.236	324.285	
0,00032	45,3	3117	176.700	212.040	
0,00077	28,9	1307	74.093	88.911	
0,00100	12,7	1000	56.689	68.027	
0,00122	8,1	819	46.428	55.714	
0,00143	6,7	699	39.626	47.551	
0,00169	7,3	592	33.560	40.272	
0,00206	6,9	485	27.494	32.993	
0,00270	5,2	370	20.975	25.170	

Tabella A.5.2.8

Il segmento "b1" verrà interpretato come un ciclo di eccentricità lunga, mentre il segmento "b2" avrà un tasso di sedimentazione maggiore di m 1,79 ogni 100.000 anni, una durata minore di 500.000 anni e potrebbe quindi a sua volta rappresentare un ciclo di eccentricità lunga.

Poichè l'intero intervallo studiato mostra tre segmenti con diverse tendenze della suscettività magnetica, del carbonato e del tasso di sedimentazione, facciamo riferimento nel testo del capitolo 5 ai segmenti A, B e C, ordinati dal basso verso l'alto.

Nel testo del capitolo 5 (figura 5.2.2) il segmento "A" corrisponde con "b2" di queste note, il segmento "B" corrisponde con "b1" ed il segmento "C" corrisponde con "a".

¹ Le variazioni della suscettività magnetica vengono sintonizzate con le fluttuazioni teoriche dell'eccentricità (La2004) sino a rendere massima la correlazione incrociata.

*We shall not cease from exploration
And the end of all our exploring
Will be to arrive where we started
And know the place for the first time.*

T. S. Eliot
“Little Gidding V”