



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

CORSO DI LAUREA IN SCIENZE NATURALI

Elaborato di Laurea

**INQUADRAMENTO BIOSTRATIGRAFICO DELLA
SEZIONE EOCENICA INFERIORE DI MADEAGO
(BELLUNO)**

*Biostratigraphy of the Early Eocene Madeago section
(Belluno, northeastern Italy)*

Tutor:

Prof.ssa Eliana Fornaciari
Dipartimento di Geoscienze

Co-Tutor:

Dott. Luca Giusberti
Dipartimento di Geoscienze

Laureando: Simone Corona

ANNO ACCADEMICO 2011/2012

INDICE

1. INTRODUZIONE E SCOPI	p. 1
2. I NANNOFOSSILI CALCAREI	p. 3
2.1 COSA SONO I NANNOFOSSILI CALCAREI	
2.2 COME SI STUDIANO	
2.3 APPLICAZIONI BIOSTRATIGRAFICHE	
3. BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DEL PALEOCENE SUPERIORE-EOCENE INFERIORE	p. 8
4. IL PALEOGENE E GLI IPERTERMALI	p. 10
4.1 IL CLIMA NEL PALEOGENE	
4.2 L'EOCENE THERMAL MAXIMUM 2 (ETM2) E L'EOCENE THERMAL MAXIMUM 3 (ETM3)	
5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO	p. 14
5.1 LA SEDIMENTAZIONE PELAGICA NEL CRETACEO SUPERIORE-PALEOGENE INFERIORE NEL VENETO CENTRO ORIENTALE	
5.2 IL PETM NEL VENETO CENTRO ORIENTALE E GLI ALTRI "IPERTERMALI MINORI"	
6. LA SEZIONE DELLA VAL DI MADEAGO	p. 18
7. L'ATTIVITÀ DI CAMPAGNA	p. 20
8. L'ATTIVITÀ DI LABORATORIO	p. 22
8.1 TECNICHE DI PREPARAZIONE DEI CAMPIONI PER LO STUDIO DEI NANNOFOSSILI	
8.2 ANALISI AL MICROSCOPIO	
8.3 PREPARAZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI	
9. I RISULTATI	p. 29
9.1 CARATTERISTICHE E CONDIZIONI GENERALI DELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI	
9.2 BIOSTRATIGRAFIA ED ETÀ DELLA SEZIONE	
9.3 POSIZIONE STRATIGRAFICA ED OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI IN MU1 E MU2	

9.4 DESCRIZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI DEI CAMPIONI MDG 4507
E MDG 5164

10. CONCLUSIONI **p. 35**

BIBLIOGRAFIA **p. 36**

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE E SCOPI

Il tirocinio da me svolto presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova ha preso in considerazione le diverse fasi di uno studio biostratigrafico di una successione sedimentaria, dall'attività di campagna a quella di laboratorio e di elaborazione dei risultati. Il lavoro è stato svolto in un arco temporale di circa quattro mesi. La sezione studiata affiora lungo la Val di Madeago, nelle vicinanze di Faverga in Valbelluna, ed è ascritta all'Eocene Inferiore.

L'attività di campagna, della durata complessiva di due giorni, svolta sotto la supervisione del dott. Luca Giusberti, è consistita nella misurazione dello spessore totale della sezione, nella stesura del *log* litologico e nella raccolta di campioni per analisi micropaleontologiche. Sono state inoltre realizzate fotografie della sezione ed è stata annotata sul libretto di campagna qualsiasi osservazione potesse tornare utile nelle successive fasi di studio.

La parte seguente del tirocinio si è svolta nel Laboratorio di Sedimentologia e Preparazioni Paleontologiche del Dipartimento di Geoscienze, dove ho potuto preparare con l'aiuto del dott. Lorenzo Franceschin le *smear slide*, ossia i vetrini per lo studio dei nannofossili calcarei, partendo dai campioni raccolti in campagna.

Sotto la supervisione della prof.ssa Eliana Fornaciari ho effettuato l'analisi al microscopio polarizzatore delle *smear slide*, che è consistita nell'identificazione delle principali forme di nannofossili calcarei presenti nell'associazione che hanno permesso di determinare l'età della sezione esaminata. I dati raccolti sono stati elaborati per le considerazioni finali.

Questa attività di tirocinio nella sezione della Val di Madeago s'inserisce in un progetto di ricerca biennale finalizzato a individuare e studiare in Valbelluna alcuni degli ipertermali "minori" che hanno preceduto e seguito il *Paleocene/Eocene Thermal Maximum* (PETM). A tale scopo sono stati campionati in dettaglio gli intervalli che contenevano delle anomalie litologiche argilloso-marnose (MU1, MU2 e MU3; *Marly Unit*) che nell'area in esame sono spesso associate ad eventi ipertermali.

Gli scopi del lavoro erano i seguenti:

- Ricostruire e inquadrare dal punto di vista biocronostratigrafico la sezione attraverso lo studio dei nannofossili calcarei;
- Verificare il significato degli intervalli argilloso marnoso più prominenti (MU1-MU3) .

CAPITOLO 2

I NANNOFOSSILI CALCAREI

2.1 - COSA SONO I NANNOFOSSILI CALCAREI

Nei sedimenti pelagici ed emipelagici attuali il contributo carbonatico fine (inferiore ai 20-30 micron) è in massima parte rappresentato dalla deposizione di particelle scheletriche (denominate coccoliti) che rappresentano il ricoprimento esterno di organismi fitoplanctonici unicellulari (alghie), noti come nannoplancton calcareo. Essi contribuiscono attualmente per il 30% circa alla deposizione dei carbonati negli oceani (Bramlette, 1961). Tuttavia è stato ipotizzato che durante il Cenozoico il contributo fosse anche maggiore: fino al 60%. L'accumulo dei resti di questi organismi ha portato alla deposizione di importanti formazioni, come ad esempio il Biancone; la Scaglia e le megatorbiditi carbonatiche dei *Flysch* a Elmintoidi delle Alpi e dell'Appennino.

La posizione del nannoplancton calcareo dal punto di vista sistematico è tutt'ora incerta. Fino a qualche decennio fa il nannoplancton calcareo era considerato un gruppo monofiletico talvolta associato alle Prymnesiophyceae o alle Haptophyceae. In tempi più recenti gli Autori (es Janin, 1995, Young e Bown, 1997) tendono a considerare il nannoplancton calcareo un gruppo polifiletico il cui carattere comune sono le piccole dimensioni e la natura calcitica delle scaglie che ricoprono questi organismi.

Se si prendono in considerazione i coccolitoforidi (i quali costituiscono la maggior parte del nannoplancton vivente) la cellula che li caratterizza ha forma ovale allungata o sferica e dimensioni comprese tra 15 e 100 micron (Fig. 2.1).

Generalmente il ciclo vitale di questi organismi si svolge in 2 fasi: una motile e

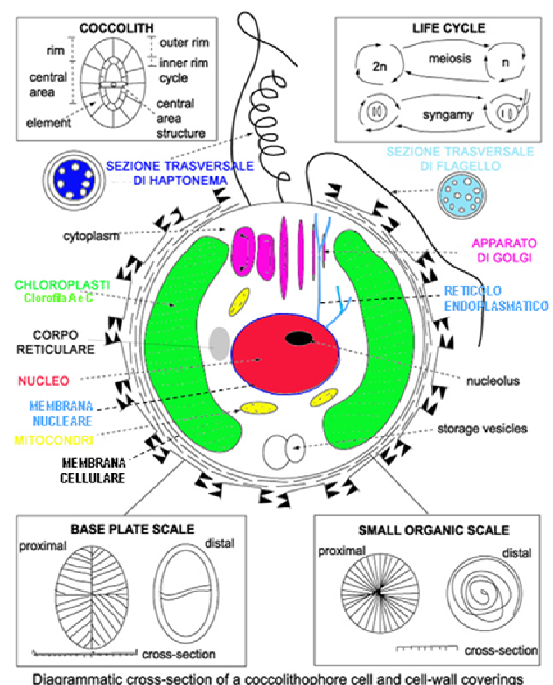


Fig. 2.1 – Rappresentazione schematica di una cellula di coccolitoforide vivente.

l'altra "non motile". La prima è caratterizzata dalla presenza di due

particolari flagelli detti *undulipodia* in mezzo quali è posto un flagello con ultrastruttura diversa dai precedenti denominato "*haptonema*", le cui funzioni non sono ancora chiare. Durante questa fase non vengono prodotti coccoliti. Nella seconda fase scompaiono gli *undulipodia* e vengono secreti i coccoliti (Fig. 2.2).

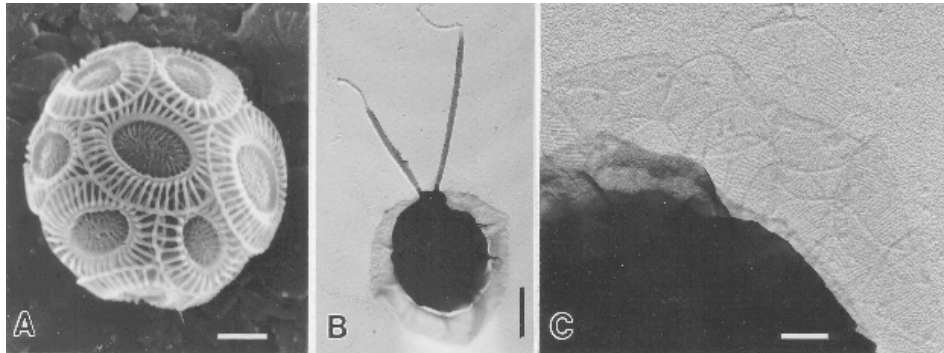


Fig. 2.2 – Ciclo vitale di un coccolitoforide vivente (*Emiliania huxleyi*).
A) Fase non motile; B) fase motile; C) particolare di B.

I coccoliti vengono prodotti all'interno della cellula dall'apparato di Golgi (Fig. 2.1) e solo quando sono completamente formati vengono estrusi all'esterno ricoprendola. La cellula con la sua copertura di coccoliti viene detta coccosfera (Fig. 2.3).

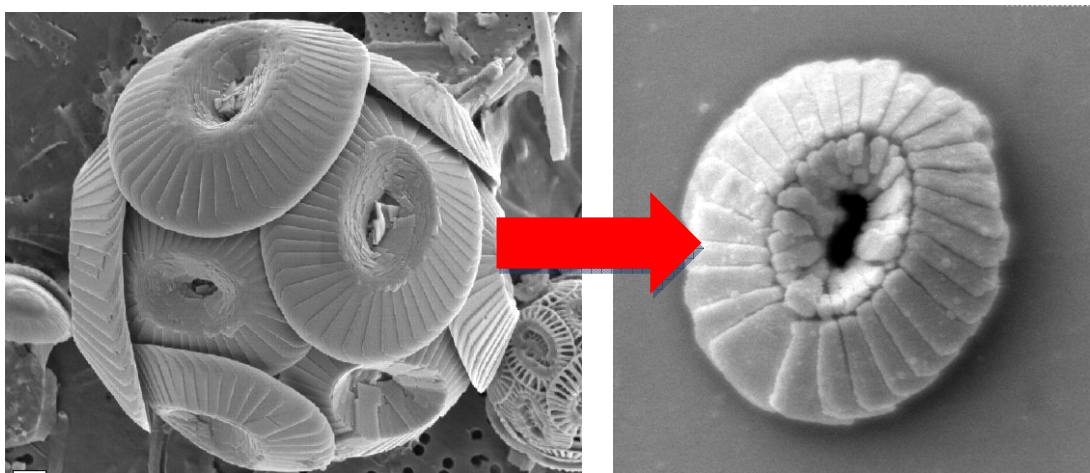


Fig. 2.3 – Coccosfera a sinistra e singolo coccolite a destra.

La coccosfera può essere ricoperta da 10 a 100 coccoliti, e, normalmente, quando muore si disintegra. E' pertanto raro trovare coccosfere conservate allo stato fossile.

Circa il ruolo funzionale che hanno i coccoliti nella vita del nanoplancton calcareo si è speculato molto senza che esso sia stato chiarito. Per alcuni i coccoliti svolgerebbero una funzione protettiva dalla luce, mentre per altri servirebbero per concentrarla. Altre ipotesi li propongono come apparati di difesa o mezzi di galleggiamento e così via.

La sedimentazione dei coccoliti non avviene come particelle discrete ma come aggregati (“*pelagic snow*”) o inclusi entro le “*fecal pellets*” di organismi zooplanctonici come i Copepodi. Le dimensioni degli aggregati e dei *fecal pellets* sono tali da permettere la rapida deposizione al fondo limitando così fenomeni di dissoluzione e trasporto laterale.

Particelle scheletriche carbonatiche simili al nanoplancton vivente sono ampiamente diffuse nei sedimenti marini a partire dal Giurassico. Molte di queste sono chiaramente appartenenti allo stesso gruppo di alghe che producono attualmente i coccoliti mentre altre (ad es. discoasteridi e nannoconidi) hanno morfologie diverse ed essendo estinte la loro posizione tassonomica rimane incerta. Il nome più adatto a indicare questi resti, riconducibili o meno ai coccolitoforidi attuali, è quello di nannofossili calcarei. In pratica definiamo come nannofossili calcarei resti organici carbonatici con dimensioni comprese tra 1-2 e 30-40 micron, indipendentemente dalla loro posizione tassonomica.

2.2 – COME SI STUDIANO

Lo studio dei nannofossili calcarei viene condotto o con un microscopio ottico polarizzatore a elevato ingrandimento (tra 800 e 1400X) o con microscopi elettronici (Microscopio elettronico a scansione, SEM; Microscopio elettronico a trasmissione, TEM). I due strumenti sono tra loro complementari perché le osservazioni in microscopia elettronica (in particolare a scansione) sono insostituibili per una completa descrizione morfologica dei nannofossili calcarei, impossibile col microscopio ottico. Tuttavia è quest’ultimo lo strumento fondamentale per le analisi di “*routine*” con finalità stratigrafiche dei nannofossili calcarei. Infatti si tratta di uno strumento disponibile in tutte le condizioni di lavoro (in cantiere o in nave) e relativamente poco costoso. Inoltre i metodi di preparazione del materiale da esaminare sono rapidi ed è possibile con questo sistema osservare in poco tempo migliaia di esemplari (il che

facilita il ritrovamento dei *marker* stratigrafici che possono essere rari nell'associazione). Le osservazioni al microscopio ottico richiedono l'uso di luce polarizzata (tramite un opportuno filtro polarizzatore) sia a *nicol* paralleli sia a *nicol* incrociati (*X-nicol*). L'uso dei *nicol* paralleli fornisce informazioni sulla morfologia mentre i *nicol* incrociati forniscono informazioni sulle caratteristiche strutturali dei nannofossili calcarei. Questi sono infatti costituiti da numerosi cristalli elementari di calcite dalla cui disposizione dipende il loro comportamento ottico a *nicol* incrociati (completa estinzione o birifrangenza caratteristica). Il comportamento ottico dei nannofossili calcarei è altamente diagnostico e, in molti casi, è l'unico mezzo di determinazione della specie, in quanto non sempre l'osservazione in luce parallela rivela particolari morfologici discriminanti. È inoltre da notare che negli esemplari mal conservati le caratteristiche morfologiche vengono facilmente obliterate, mentre quelle ottico-strutturali sono ancora osservabili a *X-nicol*.

2.3 – APPLICAZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

I nannofossili calcarei sono uno dei gruppi di microfossili più utilizzati in biostratigrafia perché si sono dimostrati eccezionali strumenti di datazione e correlazione delle rocce sedimentarie marine, spesso anche in facies di piattaforma, del Cretaceo e del Cenozoico. Essi hanno infatti tutte le caratteristiche tipiche dei “fossili guida”:

- Grande abbondanza (anche centinaia di migliaia di esemplari in pochi grammi di campione);
- Ampia distribuzione biogeografica (sono organismi con modo di vita planctonico);
- Rapida evoluzione (secondo Haq nel Cenozoico è comparsa una specie ogni 30000 anni).

A queste si possono aggiungere come ulteriori caratteristiche favorevoli per le loro applicazioni biostratigrafiche:

- La rapidità di preparazione e analisi;
- La resistenza alla dissoluzione. Questa peculiarità li avvantaggia nettamente rispetto ai foraminiferi planctonici. In particolare grazie ai nannofossili calcarei è

possibile datare sedimenti pelagici con basso contenuto in carbonato di Calcio (anche meno del <10%) deposti in prossimità della CCD (livello di compensazione dei carbonati) dove gli altri microfossili a parete calcarea sono virtualmente assenti (es. Foraminiferi).

Oltre queste caratteristiche favorevoli bisogna tenere conto anche di almeno un aspetto negativo: La tendenza al rimaneggiamento. In particolare le piccole dimensioni, l'abbondanza, la grande resistenza alla dissoluzione (caratteristiche come abbiamo visto positive) fanno sì che questi fossili si "riciclino" facilmente, talora con grandi abbondanze, in sedimenti più recenti. E' perciò necessario usare cautela nell'utilizzare i dati basati sulle estinzioni, specialmente in contesti tettonici attivi con apporti terrigeni significativi. Il problema del rimaneggiamento può venire, almeno in parte, superato se i dati di distribuzione vengono raccolti in modo quantitativo o semiquantitativo. In particolare, il dato di presenza di una specie in pochi esemplari va valutato attentamente nel contesto dell'associazione ritrovata e delle caratteristiche di distribuzione stratigrafica della specie considerata.

CAPITOLO 3

BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DEL PALEOCENE SUPERIORE-EOCENE INFERIORE

La biostratigrafia a nannofossili calcarei del Paleocene e dell'Eocene si fonda essenzialmente sui lavori di Bramlette & Sullivan (1961) e Hay e Mohler in *Hay et al.* (1967) che per primi studiarono quest'intervallo di tempo e proposero schemi biostratigrafici basati sullo studio di questi microfossili. Successivamente, Martini (1971) sulla base di questi studi, mise a punto uno schema biostratigrafico dell'intero Cenozoico che lui stesso definì come “*standard*”. Questo schema zonale, ancora adesso ampiamente utilizzato, suddivide l'intervallo Paleocene Superiore-Eocene Inferiore in 7 biozone codificate con la sigla NP (*Nannoplankton Paleogene*) e con numeri progressivi (Fig. 3.1). La “*Zonatura standard*” di Martini nel tempo ha subito modifiche che ne hanno aumentato la risoluzione. Ad esempio per l'intervallo preso in esame Aubry (1996, 1999) ha portato la risoluzione a 10 biozone. Un contributo significativo alla biostratigrafia a nannofossili calcarei per il Paleocene, e in generale per il Cenozoico, venne da Bukry (1970, 1971, 1973, 1975) che studiò delle successioni oceaniche recuperate durante il progetto internazionale di perforazione dei fondi oceanici *Deep sea Drilling Project* (DSDP). Sulla base di questi studi (che hanno comportato l'analisi di diversi chilometri di sedimenti oceanici) Bukry propose la suddivisione del Paleocene Superiore e dell'Eocene Inferiore in 8 biozone. In seguito queste biozone vennero codificate Okada e Bukry nel 1980 con la sigla CP (*Coccolithus Paleogene*), seguita da una numerazione progressiva indicanti le Zone, e da lettere indicanti le Sottozone. La risoluzione di quest'ultima zonatura è senza dubbio più dettagliata rispetto a quella di Martini (1971; Fig. 3.1). Per quanto riguarda la Tetide fondamentale è lo studio sui nannofossili calcarei paleogenici di Romein (1979) che costruì uno schema zonale basato essenzialmente sui *lineage* filogenetici delle specie. Nell'intervallo tra parte alta del Paleocene e l'Eocene Inferiore stabilì 6 biozone che sono riportate in Figura 3.1. Per l'area Veneta sono rilevanti gli studi della sezione di Possagno (TV) di Proto Decima *et al.* (1975) e più di recente di Agnini *et al.* (2006). Backman (1986) si occupò di

verificare l'accuratezza dei principali eventi a nannofossili calcarei e, grazie a studi (semi)quantitativi nello *Shatsky Rise* e in Italia, di tararli sulla scala tempo.

Il Paleogene Inferiore è attualmente fonte di grande interesse poiché quest'intervallo è punteggiato da eventi climatici estremi come ad esempio quello alla base dell'Eocene noto come *Paleocene Eocene Thermal Maximum* (PETM; Zachos *et al.*, 2001), l'*Eocene Thermal Maximum 2* (ETM2; Lourens *et al.*, 2005) e l'*X-Event* o *Eocene Thermal Maximum 3* (ETM3; Röhl *et al.*, 2005; Thomas *et al.*, 2006), Questo interesse ha dato impulso a un notevole numero di studi biostratigrafici e biocronologici basati sui nannofossili calcarei che hanno messo in evidenza come la risoluzione biostratigrafica e l'affidabilità biocronologica dei biorizzonti a nannofossili calcarei per quest'intervallo possa essere ulteriormente migliorata (e.g. Raffi *et al.*, 2005; Bernaola *et al.*, 2006; Agnini *et al.*, 2006, 2007a, Westerhold *et al.*, 2008; Dallanave *et al.*, 2009, Agnini *et al.*, 2009; Galeotti *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, in stampa).

					ZONATURE STANDARD		
Hay et al. (1967)	Romein (1979)	Perch-Nielsen (1981)	Varol (1989)	Martini (1970)	Biorizzonte	Okada & Bukry (1980)	
<i>D. Iodoensis</i>	<i>D. Iodoensis</i>	NON STUDIATA	NON STUDIATA	NP13	<i>D. sublodoensis</i> LO	CP11	
<i>M. tirbrachiatus</i>	<i>T. orthostylus</i>			NP12	<i>T. orthostylus</i> HO <i>C. crassus</i> LO	CP10	
<i>D. binodosus</i>	<i>D. binodosus</i>			NP11	<i>D. Iodoensis</i> LO	CP9	b
<i>M. contortus</i>	<i>T. contortus</i>			NP10	<i>T. contortus</i> HO <i>D. diastypus</i> LO		a
<i>D. multiradiatus</i>	<i>D. multiradiatus</i>	NP9	NTp20	NP9	<i>T. bramlettei</i> LO <i>Romboaster</i> LO	CP8	b
			NTp19				a
			NTp18 NTp17				
			NTp16		<i>D. multiradiatus</i> LO		
<i>H. riedelii</i>	<i>D. mohleri</i>	NP7/8	B A	NP8	<i>D. multiradiatus</i> LO	CP7	
			NTp15				
			NTp14				
			NTp13	NP7	<i>D. nobilis</i> LO <i>H. riedelii</i> LO	CP6	
<i>D. gemmeus</i>		NTp12					
			NTp11	B	<i>D. mohleri</i> LO		

Fig. 3.1 - Confronto tra la Zonatura Standard di Martini (1971) e Okada e Bukry (1980) ed alcuni schemi zionali nell'intervallo tra il Paleocene e l'Eocene Inferiore.

CAPITOLO 4

IL CLIMA NEL PALEOGENE

Negli ultimi cento milioni di anni il clima della Terra è stato soggetto a profondi cambiamenti, transitando dal regime “*greenhouse*” del Cretaceo-Paleogene Inferiore al regime “*icehouse*” del Cenozoico Superiore. Il Paleogene, in particolare, rappresenta uno dei periodi climaticamente più dinamici della storia del nostro pianeta. I diversi *proxy* utilizzati hanno consentito di ricostruire a grandi linee una storia climatica complessa, caratterizzata da una tendenza globale di lungo periodo verso il raffreddamento e culminata con la formazione di calotte glaciali nell’Oligocene basale (Miller *et al.*, 1987; Miller & Katz, 1987; Stott & Kennet, 1990; Wing, 2000; Zachos *et al.*, 1994, 2001). Questa storia di progressivo deterioramento climatico è interrotta da eventi climatici “estremi” transitori come il PETM (*Paleocene/Eocene Thermal Maximum*; Zachos *et al.*, 2001). Questo evento di riscaldamento globale estremo (“ipertermale”), caratterizzato da una notevole escursione negativa (-4‰) degli isotopi stabili del carbonio (*Carbon Isotope Excursion*, CIE), è stato relazionato a cambiamenti nella circolazione oceanica ed atmosferica. Durante il PETM le concentrazioni di CO₂, già piuttosto elevate, aumentarono causando la risalita della lisoclina/CCD, come dimostrato dalla presenza di intervalli di forte dissoluzione dei carbonati (Zachos *et al.*, 2005; Kelly *et al.*, 2010). Il PETM (durato tra i 170 e i 200 mila anni) sembra un analogo nel passato di quanto l'uomo sta facendo attualmente con l'immissione nell'atmosfera di grandi quantità di CO₂ dai combustibili fossili. Il grande interesse che tale evento ha suscitato nella comunità scientifica internazionale ha promosso un gran numero di ricerche che hanno portato a una migliore caratterizzazione del PETM e ad un aumento delle conoscenze di un mondo antico, ritenuto per anni di scarso “*appeal*” dai paleoclimatologi. La risposta del biota al PETM negli oceani e sui continenti fu assai eterogenea ed incluse radiazioni, estinzioni e migrazioni (e.g. Thomas, 1998; Gingerich, 2003). Le cause ed il meccanismo di innesco del PETM sono ancora oggetto di acceso dibattito all’interno della comunità scientifica (Higgins & Schrag, 2006; Pagani *et al.*, 2006; Zeebe *et al.*, 2009). Il PETM non è, però, un evento isolato nella storia climatica del Paleogene: recenti studi su sedimenti di mare profondo recuperati

durante le crociere ODP (*Ocean Drilling Program*) Leg 198 (*Shatsky Rise*, Pacifico Centrale) e Leg 208 (*Walvis Ridge*, Atlantico Meridionale) hanno messo in evidenza diversi intervalli di dissoluzione dei carbonati durante il Paleocene Superiore-Eocene Inferiore. Tra questi si segnalano: 1) L'*Early Late Paleocene Event* (ELPE); 2) L'*Eocene Thermal Maximum 2* (ETM2) e 3) L'*Eocene Thermal Maximum 3* (ETM3) o *X-Event* (Zachos *et al.*, 2004; Lourens *et al.*, 2005; Petrizzo, 2005; Nicolo *et al.*, 2007). Questi livelli, in modo del tutto simile al PETM, sono caratterizzati da un peculiare livello argilloso associato ad una brusca diminuzione del contenuto in carbonati e ad un picco della suscettività magnetica (MS) che riflettono entrambi un aumento del contenuto in argilla. Questi intervalli di dissoluzione sono stati interpretati come la risposta sedimentaria a improvvisi cambiamenti climatici. Tuttavia essi sono ancora poco studiati per quanto riguarda la loro influenza sul biota. A causa di questa mancanza di documentazione è difficile stabilire fino a che punto questi eventi ed altre escursioni isotopiche osservate nel Paleogene presentino similitudini con il PETM.

L'EOCENE THERMAL MAXIMUM 2 (ETM2) E L'EOCENE THERMAL MAXIMUM 3 (ETM3)

Una serie di escursioni isotopiche negative degli isotopi stabili del carbonio (CIE; > 0,5‰) successive al PETM sono state osservate nell'Eocene Inferiore (Cramer *et al.*, 2003; Sexton *et al.*, 2011). Tra queste le più note sono l'ETM2 (Lourens *et al.*, 2005) e l'ETM3 (Röhl *et al.*, 2005; Thomas *et al.*, 2006). L'ETM2, originariamente definito H1 da Cramer *et al.* (2003), è il più intenso di queste CIE e si verificò ca. 53.5 Ma, nella porzione basale della Zona a nanofossili calcarei NP11 (Lourens *et al.*, 2005; Sluijs *et al.*, 2009). L'ETM3 che corrisponde al *K event* (Cramer *et al.* 2003) e all'*X event* (Zachos *et al.*, 2004; Röhl *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2009) si verificò, invece, a circa 52.5 Ma nella parte bassa della biozona NP12 (Lourens *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2009; Galeotti *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, in stampa). Nel *Walvis Ridge*, Sud Atlantico, queste CIE coincidono con evidenze di riscaldamento delle acque superficiali e profonde e sono marcate dalla presenza di orizzonti argillosi detti rispettivamente ELMO e *X-event* (Zachos *et al.*, 2004; Lourens *et al.*, 2005). Si è stimato che l'ampiezza delle CIE, l'entità del riscaldamento e la diminuzione in carbonato durante l'ETM2 ed

ETM3 siano state meno intense rispetto a quelle verificatesi durante il PETM (e.g. Lourens *et al.*, 2005; Stap *et al.*, 2010). Oltre l'ELMO e l'*X-event*, nel *Walvis Ridge*, sono stati osservati parecchi altri orizzonti argillosi che possono rappresentare ulteriori eventi di risalita della lisoclina e che corrispondono ad altre escursioni isotopiche (nello specifico gli eventi H2, I1, I2 e J di Cramer *et al.*, 2003). Non sono ancora disponibili in letteratura dati dettagliati sulla risposta del plancton calcareo all'ETM2 mentre, per quanto riguarda i foraminiferi bentonici, si è osservato che essi manifestano cambiamenti temporanei nelle associazioni confrontabili con quelli del PETM e indicanti simili condizioni sul fondale marino (D'Haenens *et al.*, 2010; Stap *et al.*, 2010). Per quanto concerne l'ETM3, Agnini *et al.* (2009) suggeriscono che la risposta del biota planctonico (nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e dinoflagellati) all'evento sia stata simile, seppure meno intensa, a quella osservata nel PETM. Un'altra interessante caratteristica, indicata dal record dei foraminiferi planctonici, è che una marcata instabilità ambientale iniziò ben prima dell'*onset* dell'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$, precedendo così l'inizio della principale perturbazione che interessò la geobiosfera (Agnini *et al.*, 2009).

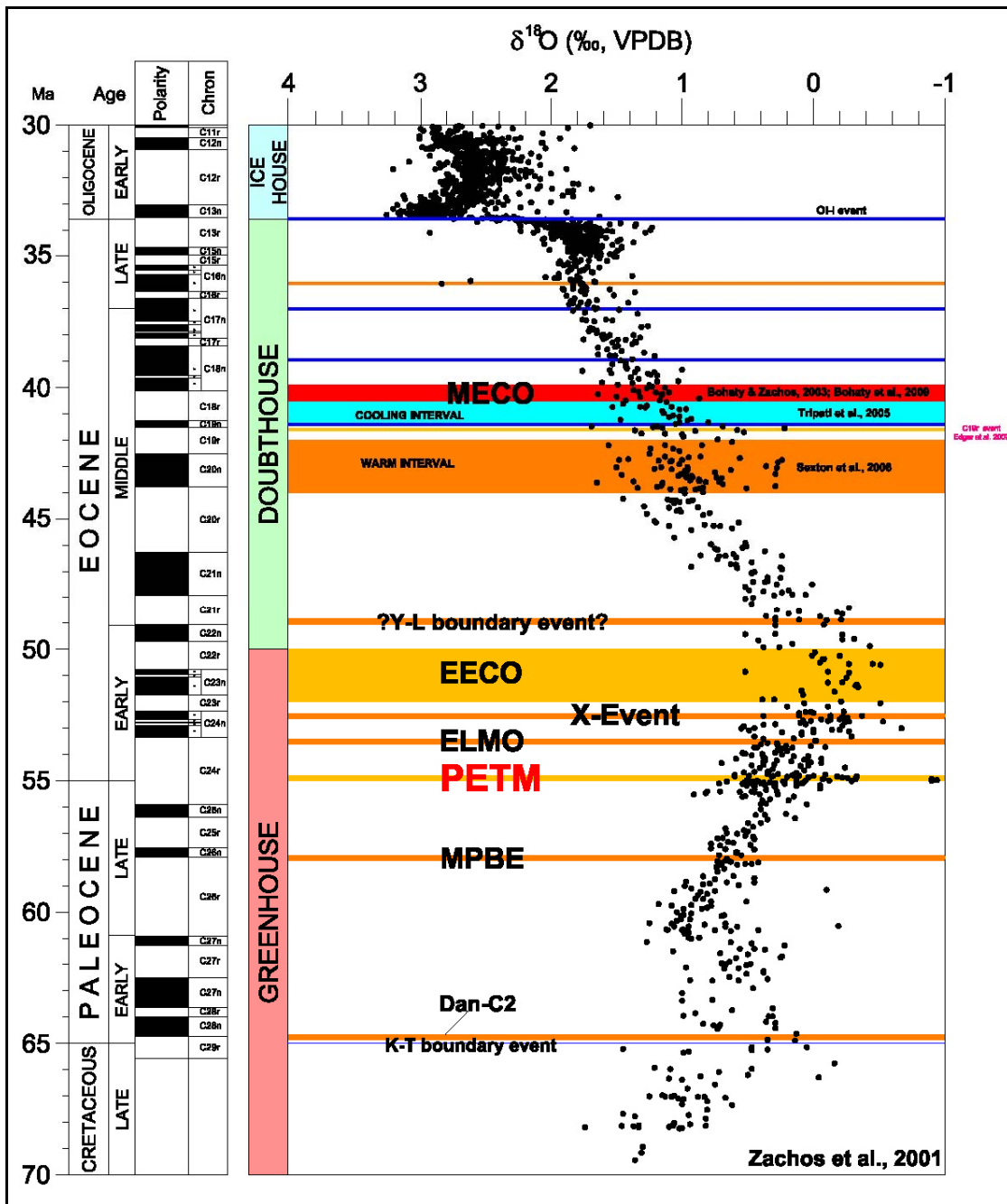


Fig. 4.1 – Sintesi dell'andamento degli isotopi stabili dell'ossigeno nella calcite dei foraminiferi bentonici degli ultimi 70 milioni di anni con indicati i principali eventi climatici finora riconosciuti nel mondo *greenhouse* e *doubthouse* (da Zachos *et al.*, 2001 con modifiche).

CAPITOLO 5

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

La sezione Val di Madeago si trova nella Valbelluna, nel Sudalpino orientale (Italia nordorientale, Regione Veneto; Fig. 5.1). L'area in esame appartiene alle Alpi Meridionali, che rappresentano parte del margine continentale passivo meridionale della Tetide mesozoica (e.g. Bernoulli e Jenkyns, 1974; Winterer e Bosellini, 1981; Sarti *et al.*, 1992). L'area ha subito un raccorciamento crostale (Paleogene Sup.– Neogene) meno intenso che altrove; l'attuale disposizione dei sedimenti di bacino e piattaforma riflette abbastanza fedelmente la paleogeografia del margine continentale durante il Mesozoico (Channell e Medizza, 1981). Si possono individuare dal *Lias* quattro zone paleogeografiche ben distinte tra loro da faglie normali con andamento circa meridiano, ossia la Piattaforma Friulana, il Bacino di Belluno, la Piattaforma Trentina e il Bacino Lombardo (da est a ovest). Tale topografia, che si originò durante il *rifting* permiano e mesozoico, ha influenzato profondamente la sedimentazione in questo margine continentale durante il Giurassico-Cretaceo e il Paleogene Inferiore. A partire dal Giurassico Superiore, la Piattaforma Friulana è caratterizzata da margini biocostruiti dai quali si originano torbiditi bioclastiche che vanno a sedimentarsi nell'adiacente Bacino Bellunese, intercalandosi ai “normali” depositi pelagici ed emipelagici. Secondo le correnti interpretazioni (Bosellini *et al.*, 1980) il Bacino Bellunese era essenzialmente una scarpata che raccordava lo *shelf* friulano con il relativamente profondo “Trento Plateau”, una catena articolata di *seamount* derivata dall'annegamento della Piattaforma di Trento nel *Lias-Dogger* (Figg. 5.2, 5.3). Quest'alto strutturale era delimitato a ovest dalla scarpata del Garda, una zona interessata, dal *Lias* al Cretaceo Inferiore (Castellarin, 1972; Doglioni e Bosellini, 1987), da fasci di faglie normali. Durante il Giurassico Medio e Superiore si depositò sul Trento Plateau e nel Bacino Bellunese il Rosso Ammonitico, una formazione data da calcari nodulari rossastri (Fig. 5.3). Il Rosso Ammonitico è tradizionalmente suddiviso in “Rosso Ammonitico superiore”

(Kimmeridgiano-Titoniano) e “Rosso Ammonitico inferiore” (Baiociano-Calloviano/Oxfordiano). Le due unità sono separate dai calcari selciferi della Formazione di Fonzaso (Calloviano-Kimmeridgiano) in alcuni settori del Trento

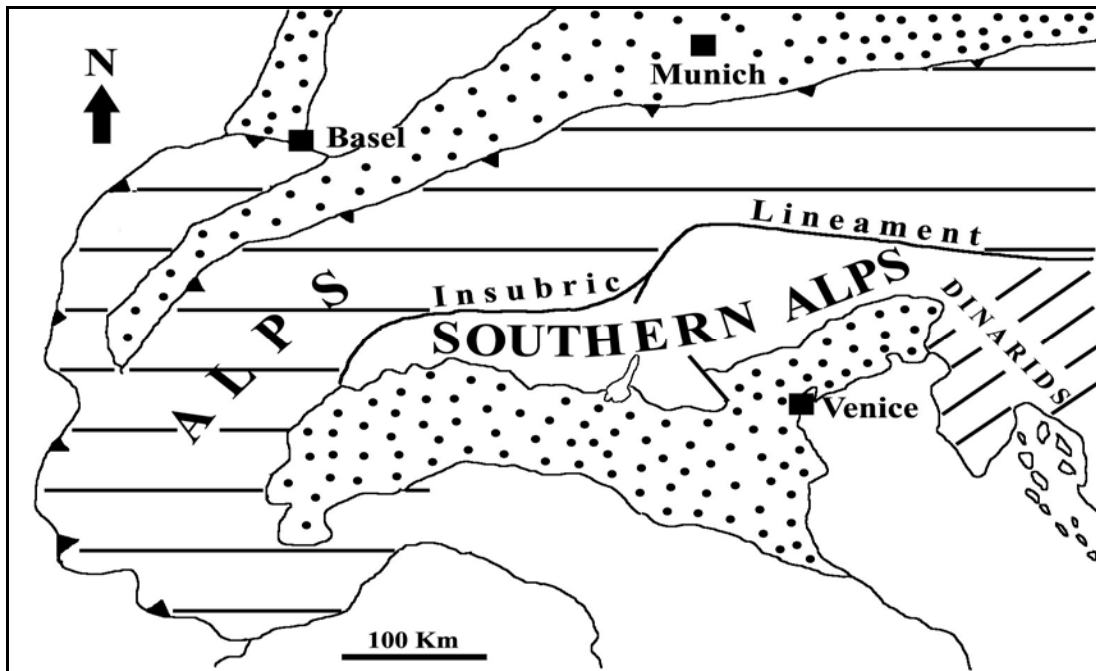


Fig. 5.1-Posizione del Sudalpino nell'ambito della catena Alpina (da Doglioni & Bosellini, 1987).

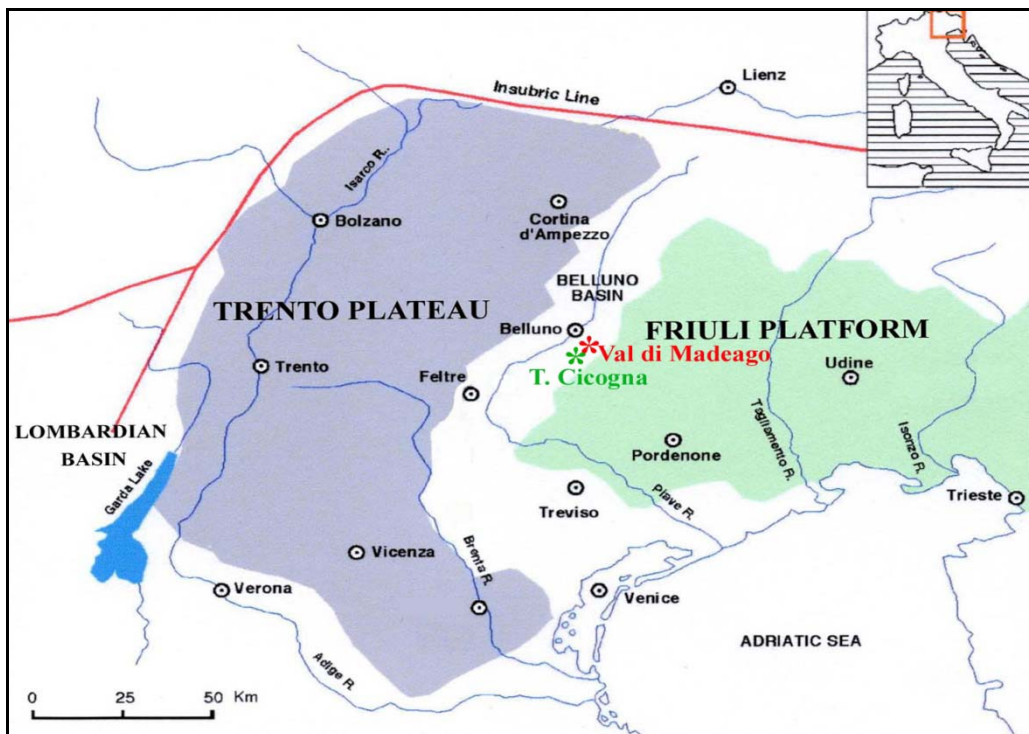


Fig. 5.2 – Ricostruzione paleogeografica schematica del Sudalpino orientale nel Cretaceo Superiore. In rosso è indicata la sezione oggetto di questa tesi (modificato da Cati *et al.*, 1989).

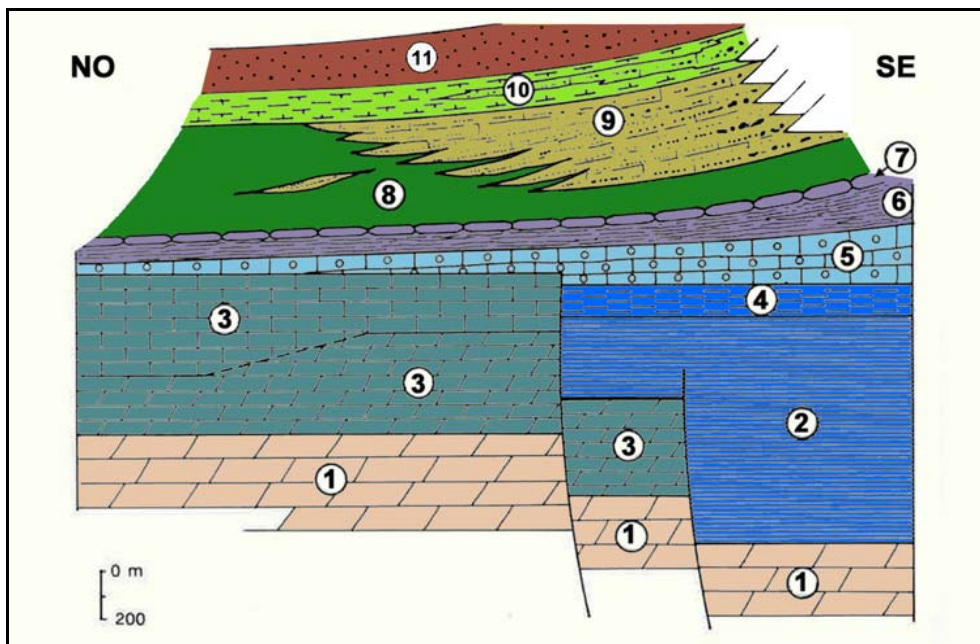


Fig. 5.3-Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mesozoiche e cenozoiche affioranti in Valbelluna e dintorni. 1) Dolomia Principale; 2) Formazione di Soverzene; 3) Gruppo dei Calcari Grigi; 4) Formazione di Igne; 5) Calcarea del Vajont; 6) Formazione di Fonzaso; 7) Rosso Ammonitico; 8) Biancone; 9) Calcarea del Fadalto; 10) Scaglia Rossa (l.s.); 11) Flysch di Belluno. Modificato da Costa *et al.* (1996).

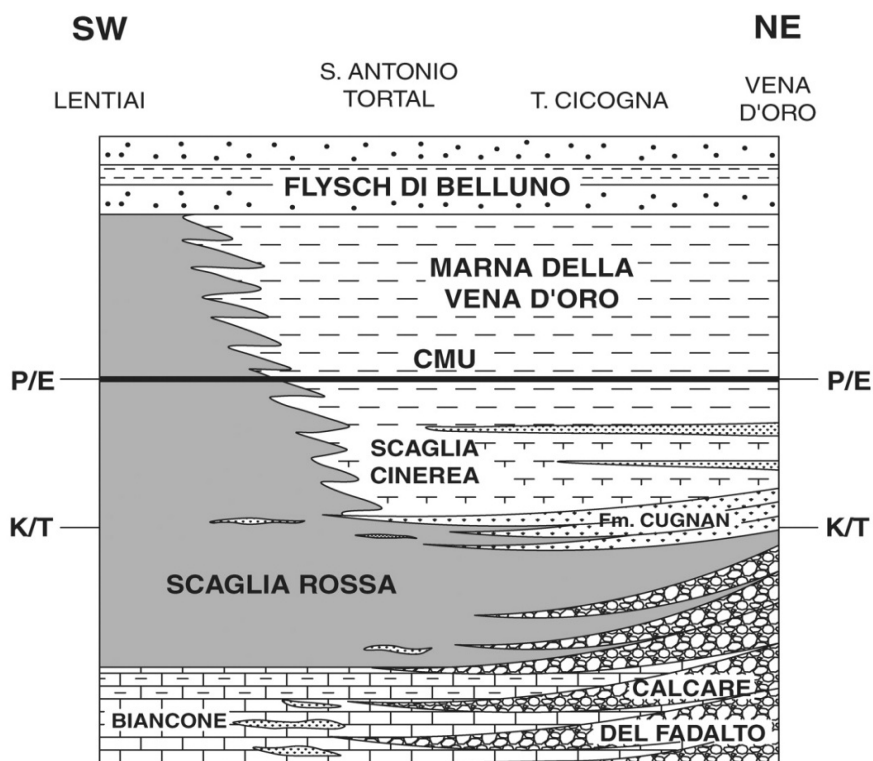


Fig. 5.4-Schema dei rapporti stratigrafici delle unità litostratigrafiche del Cretaceo-Paleogene inferiore della Valbelluna (da Giusberti *et al.*, 2007).

Plateau e del Bacino Bellunese. Nel Bacino Lombardo invece si depositarono sedimenti silicei di ambiente ancor più profondo, con abbondante materiale risedimentato in prossimità delle scarpate di faglia. A partire dal Titoniano superiore la sedimentazione diventò più uniforme nell'intero Sudalpino, quando i calcari pelagici della Maiolica e del Biancone cominciarono ad “imbiancare” la maggior parte del Bacino Lombardo e Bellunese, così come il Trento *Plateau* (Channell *et al.*, 1992; Fig. 5.3). I depositi di “Scaglia” (pelagici ed emipelagici) successivi sono anch'essi ampiamente diffusi in tutta l'area, in particolare nel Bacino Bellunese (Veneto centro-orientale).

5.1) LA SEDIMENTAZIONE PELAGICA NEL CRETACEO SUPERIORE-PALEOGENE INFERIORE NEL VENETO CENTRO-ORIENTALE

Nella regione Veneto la “Scaglia”, o meglio “Scaglia Rossa” (o “Scaglia Rossa veneta”) rappresenta l'ultimo termine della successione mesozoica e, complessivamente, si estende dal Cretaceo Superiore all'Eocene (Fig. 5.4). La base di questa formazione non è isocrona per tutta l'area veneta: per la maggior parte turoniana, è aptiana nella zona di Cortina o santoniano-campaniana nel settore più orientale, ove ricopre il “Calcare di Soccher”, o addirittura maastrichtiana, in addentellato con il Calcare del M. Cavallo. Si tratta per lo più di calcari rosati e rossastri, con letti e noduli di selce nella porzione pre-campaniana, ben stratificati ed a frattura tipicamente scagliosa. La frazione argillosa aumenta sensibilmente verso l'alto nei termini maastrichtiano-paleogenici. Quest'unità litostratigrafica è costituita prevalentemente da nannoplancton calcareo e foraminiferi planctonici e si è deposta generalmente a profondità superiori ai 1000 metri (Bosellini *et al.*, 1978; Poletti *et al.*, 2004). La parte superiore della Scaglia Rossa cretacea presenta, soprattutto nel Veneto centro-occidentale, lacune stratigrafiche di ampiezza variabile, generalmente rappresentate da bruschi cambiamenti litologici, superfici di omissione o veri e propri *hard-ground* che spesso sono marcati da croste fosfatico-ferruginose. Queste lacune stratigrafiche possono riguardare una parte di una biozona o alcune zone a foraminiferi planctonici o a nannofossili calcarei. Le lacune più importanti, oltre a quella presente al limite K/T (Premoli Silva e Luterbacher, 1966), sono state osservate nell'intervallo Campaniano-Maastrichtiano (Massari e Medizza, 1973).

Nel Veneto orientale, in particolare nella Valbelluna, la Scaglia Rossa raggiunge spessori considerevoli (250 metri; Costa *et al.*, 1996). Parte di quest'espansione stratigrafica è da attribuirsi alla presenza di intercalazioni di torbiditi carbonatiche prodotte con lo smantellamento dello *shelf* friulano accelerato da movimenti tettonici e/o temporanee emersioni (Antonelli *et al.*, 1990). A causa della presenza di questi materiali e di locali variazioni di colore e contenuto in terrigeno, ai termini più recenti della Scaglia Rossa sono stati attribuiti differenti nomi formazionali (e.g. Formazione di Cugnan, Conglomerato di Rifugio Sasso, "Scaglia Cinerea", Marna della Vena d'Oro; Di Napoli Alliata *et al.*, 1970; Costa *et al.*, 1996; Fig. 5.4). A tutt'oggi queste unità locali necessitano di una seria revisione. La sedimentazione emipelagica in *facies* di Scaglia persiste nel Vallone Bellunese fino all'Ypresiano (Eocene Inferiore) quando, in corrispondenza alla parte bassa della biozona a nannofossili calcarei NP12 di Martini (1971), inizia la deposizione del *Flysch* di Belluno (Grandesso, 1976; Giusberti *et al.*, 2007).

5.2) IL PETM NEL VENETO CENTRO-ORIENTALE E GLI ALTRI "IPERtermALI MINORI"

Nell'area di studio (Veneto centro orientale) l'espressione litologica del PETM è la cosiddetta *Clay Marl Unit* (CMU Giusberti *et al.*, 2007). Essa consiste in un pacco di sedimenti argilloso-marnosi, di spessore variabile dai 30 cm a oltre 3 m, che interrompe la prevalente sedimentazione marnoso-calcareo e che indica una marcata diminuzione dei carbonati e/o un significativo incremento negli apporti terrigeni. Gli studi condotti finora (Giusberti *et al.*, 2007) indicano che alla base della CMU si registra l'estinzione dei foraminiferi bentonici (BEE; *Benthic Extinction Event*), l'onset della CIE (*Carbon Isotope Excursion*) e il CDI (*Carbonate Dissolution Interval*). La base di quest'unità rappresenta dunque il limite Paleocene-Eocene come definito recentemente (Aubry *et al.*, 2007). La CMU può essere utilizzata per correlazioni litostratigrafiche attraverso il Bacino Bellunese e per individuare sul terreno il limite P/E (Fig. 5.4). Il caratteristico pacco di alternanze calcareo-marna sovrastante la CMU è stato definito "*Eocene Couplet Unit*" (ECU; Giusberti *et al.*, 2007). Il contatto tra la CMU e l'ECU è netto all'osservazione in campagna.

Dati editi e inediti relativi all'area veneta (e.g. Agnini *et al.*, 2008, 2009 e Palma, 2011) indicano che anche gli altri ipertermali "minori" dell'Eocene Inferiore (e.g. ETM2, ETM3) sono marcati da anomalie litologiche simili alla CMU, ma con minore contenuto in argilla e dissoluzione meno pronunciata (MU, *Marly Units*; Agnini *et al.*, 2009). Finora tra questi ipertermali l'unico che è stato studiato in dettaglio è l'ETM3 (o "*X Event*") affiorante nella sezione di Farra d'Alpago (Agnini *et al.*, 2009). Al tetto della MU che marca l'ETM3 è stato osservato a Farra d'Alpago un pacco di alternanze calcare/marna simile all'ECU del PETM.

CAPITOLO 6

LA SEZIONE DELLA VAL DI MADEAGO

La sezione in esame affiora lungo la val di Madeago, presso l'abitato di Faverga, a 4 km da Castion, e a 8 km a SE dalla città di Belluno (Figg. 6.1, 6.2). La successione sedimentaria affiorante nell'area di studio si estende dal Cretaceo Superiore all'Eocene Inferiore ed è rappresentata dalle formazioni della Scaglia Rossa, della Marna della Vena d'Oro e del *Flysch* di Belluno (Fig. 6.2; Costa *et al.*, 1996).

La sezione campionata per questo tirocinio si estende per uno spessore complessivo di ca. 75 m e comprende una porzione consistente della Marna della Vena d'Oro e la base del *Flysch* di Belluno.

Si riporta qui di seguito la descrizione litologica della sezione (Fig. 6.3).

- Lo zero stratigrafico è stato posto arbitrariamente alla base di un'anomalia litologica, costituita da un pacco di sedimenti argillosi e marnoso-argillosi grigi alla base e rossi superiormente. Tale anomalia, spessa 1,5 m, è stata denominata MU1 (*Marly Unit 1*; Fig. 6.4). Nella parte medio-alta dell'unità il contenuto in carbonato di calcio aumenta in modo evidente. Al di sotto della MU1 sono stati campionati ca. 5 m di calcari marnosi e marne grigio-verdastri (intervallo 0/-5 m).
- Dal tetto della MU1, fino a +9,5 m, si osserva un pacco di calcari marnosi e marne prevalentemente verdastri con fiammature rossastre più frequenti nella parte inferiore, caratterizzata da evidenti alternanze ritmiche calcare-marna, con i calcari prevalenti rispetto alle marne (Figg. 6.4, 6.5).
- Da +9,5 a +13 m è presente un intervallo di copertura.
- Al di sopra della copertura affiorano altri 6,5 m di calcari marnosi e marne, prevalentemente verdastri, seguiti da ca. 15 m di calcari e marne sottilmente stratificati prevalentemente rossastri con subordinati livelli verdastri (da +13 a + 34,5 m; Fig. 6.6).
- Da +34,5 m è presente una seconda anomalia litologica rossastra (*Marly Unit 2*; MU2), spessa circa 1,3 metri (Fig. 6.7), delimitata al tetto da un banco di calcari verdastri dello spessore parziale di 90 cm.
- Da +38 a +39,5 m è stata individuata una terza *Marly Unit* (MU3), rappresentata da marne argillose rosse e verdastre. Tale MU è delimitata inferiormente e superiormente da intervalli di copertura spessi 1 m circa.

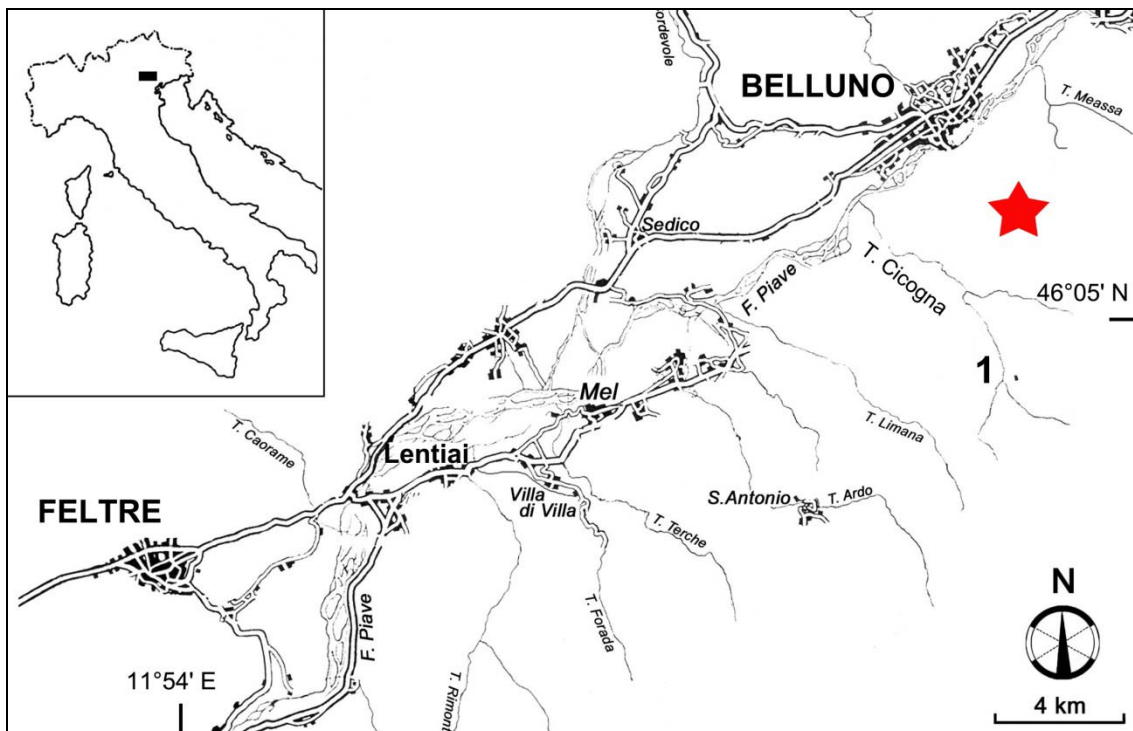


Fig. 6.1-Ubicazione della sezione Val di Madeago (stella rossa) e della sezione del torrente Cicogna (1). Modificato da Giusberti *et al.* (2007).

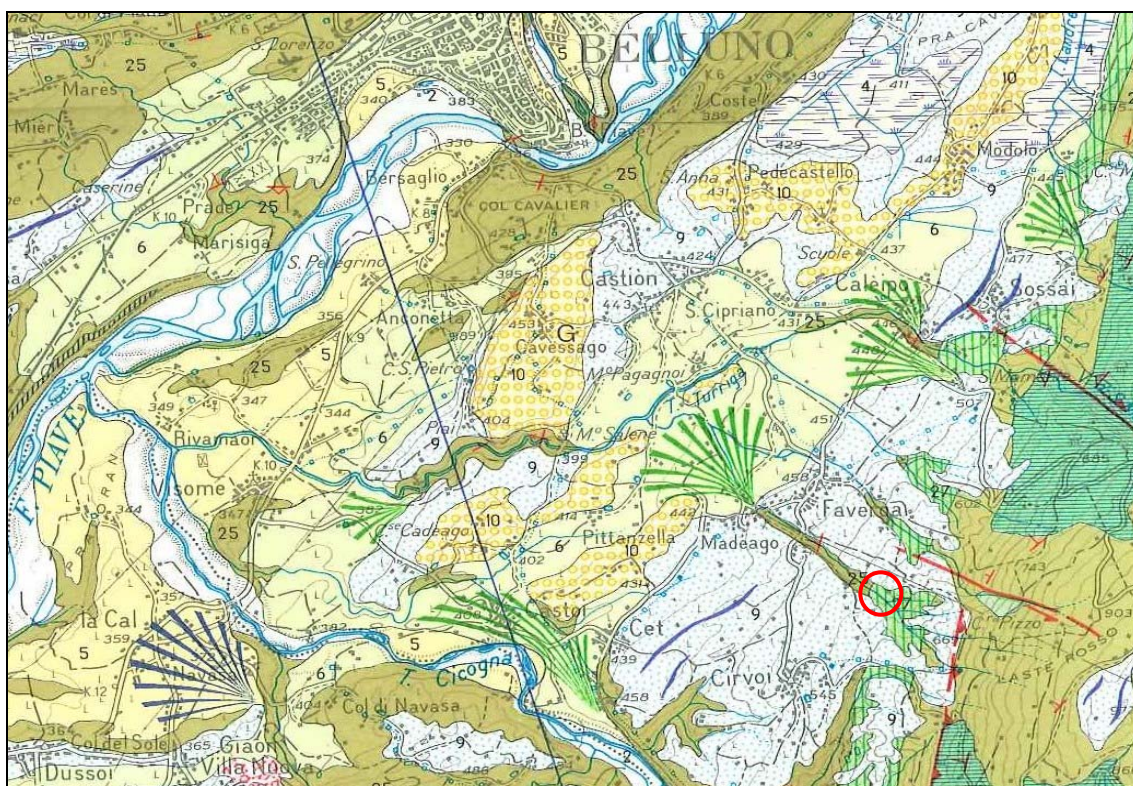


Fig. 6.2-Ubicazione della sezione Val di Madeago (cerchio rosso). Tratto dalla Carta Geologica 1:50.000, Foglio Belluno (Costa *et al.*, 1996).

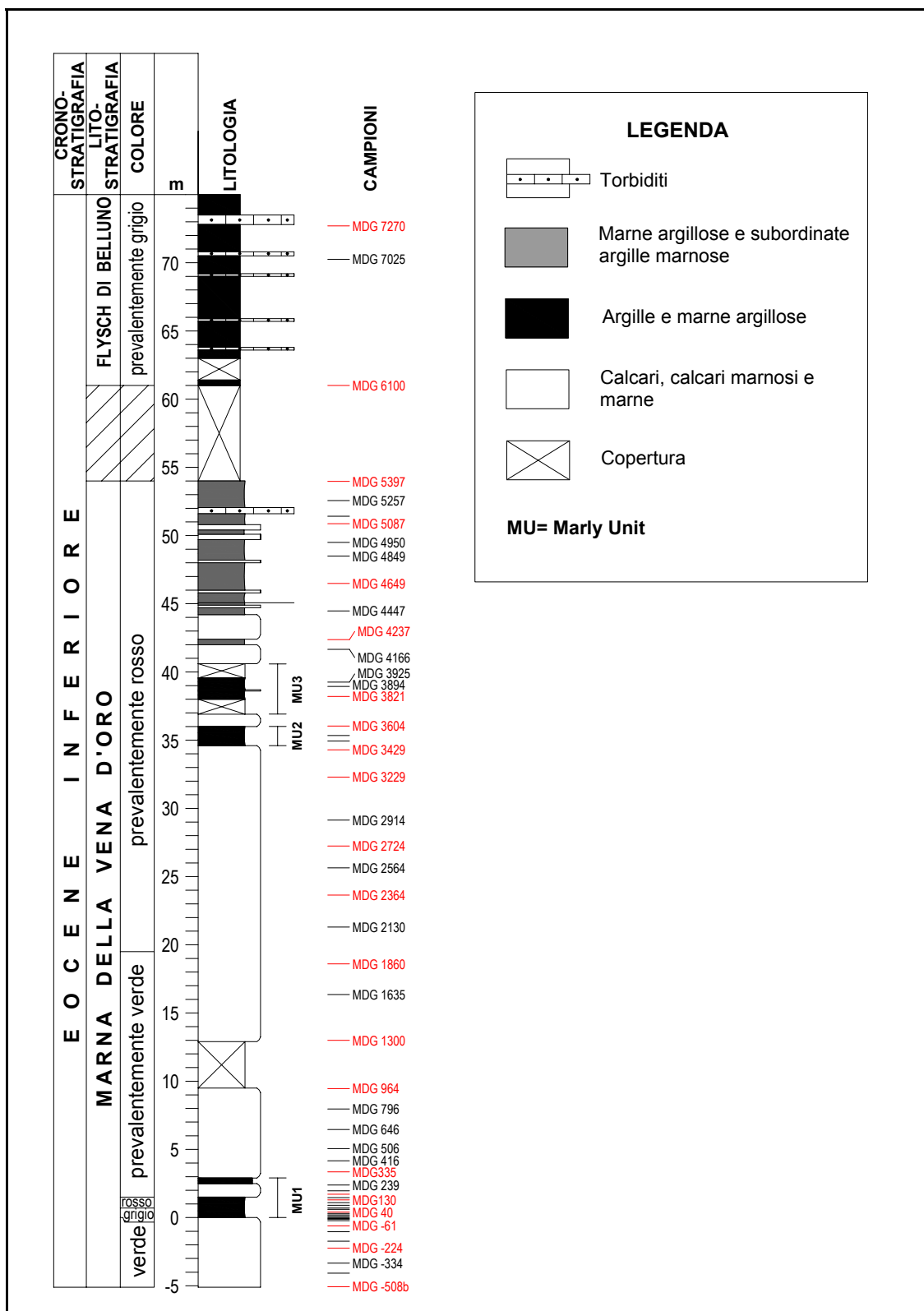


Fig. 6.3 – Log della sezione Val di Madeago con evidenziati in rosso i campioni studiati durante il presente lavoro di tesi.

- Da +40,6 a + 44 m ca. affiora un intervallo + calcareo rosso-verdastro, interrotto nella parte mediana da una marna verde spessa 40 cm
- Da + 44 a +54 metri si osserva un intervallo prevalentemente marnoso rosso e verdastro (Figg. 6.8, 6.9) nella cui parte inferiore (+ 45,07 m) è stato individuato un sottile livello arenitico nerastro (1 cm; MDG 4507). A + 51,5 metri si colloca invece uno strato calciruditico grigio-biancastro spesso all'incirca 40 cm (MDG 5164 ; Fig. 6.8).
- In base alle caratteristiche litologiche fin qui descritte, l'intervallo da -5 a +54 m è interamente ascrivibile alla formazione della Marna della Vena d'Oro (*sensu Costa et al.*, 1996).
- Da +54 a +61 m è presente un esteso intervallo di copertura.
- Da + 61 m compaiono, affioranti in modo discontinuo nei primi due metri, argille grigio-verdastre con intercalate areniti grigio-giallastre via via più frequenti e spesse verso l'alto (Fig. 6.10). La sezione campionata termina a + 73,5 m, in corrispondenza al tetto di un bancone arenitico/ruditico spesso ca. 70 cm (Fig. 6.11). Quest'intervallo stratigrafico è ascrivibile alla porzione basale del *Flysch* di Belluno. Il limite con la sottostante Marna della Vena d'Oro non è osservabile in quanto cade nell'intervallo di copertura da +54 a + 61 m. Non è dunque possibile dire se il limite tra le due unità è netto, come osservato nella vicina sezione del Torrente Cicogna (Dallanave *et al.*, 2009), o graduale, come rilevato da Campese (2004), nella sezione del Torrente Ardo.



Fig. 6.4- *Marly Unit 1* (MU1) dell'Eocene inferiore sovrastata da calcari marnosi e marne prevalentemente verdastri.



Fig. 6.5- Calcari marnosi e marne di colore prevalentemente verdastro che sovrastano la MU1. Si notino le alternanze ritmiche calcari-marne.



Fig. 6.6- Calcari marnosi e marne fittamente stratificati nell'intervallo da +20 m a +35 m.



Fig. 6.7- Dettaglio della seconda anomalia litologica (*Marly Unit 2*) costituita da marne argillose rossastre.



Fig. 6.8- Parte alta della Marna della Vena D'Oro. Sono visibili le alternanza di marne rossastre e verdi. Al tetto la freccia indica il bancone biocalcirudítico (campione MDG/11 5164).



Fig. 6.9- Dettaglio della figura precedente.



Fig. 6.10-*Flysch* di Belluno. Sono visibili le argille grigio-verdastre con intercalati livelletti torbiditici costituiti da areniti grigio- giallastre



Fig.6.11-Tetto della sezione (*Flysch* di Belluno). Bancone torbiditico spesso 70 cm.

CAPITOLO 7

L'ATTIVITÀ DI CAMPAGNA

L'attività di campagna è stata organizzata in due uscite ed è consistita nella descrizione, misurazione e campionatura della sezione (il tutto riassunto nel *log* preliminare di campagna; Fig. 7.1). Gli affioramenti più significativi sono stati inoltre fotografati.

Gli strumenti utilizzati nell'attività sono stati i seguenti:

- Martello da geologo
- Comparatore metrico e metro
- Zappa
- Sacchetti di plastica e pennarelli indelebili
- Blocco di carta millimetrata e matite
- Macchina fotografica

La prima uscita ha avuto come scopo quello di inquadrare la sezione nelle sue caratteristiche generali, effettuando misurazioni e campionature (Figg. 7.2, 7.3) e prendendo come livello di riferimento la base dell'anomalia litologica MU1 (pacco di marne argillose). Ai campioni raccolti è stata quindi assegnata la sigla MDG/11 (Madeago 2011) seguita dal numero identificativo del campione (quota in cm rispetto alla base di MU1) e sul *log* di campagna è stata indicata la posizione di ciascun campione e descritta la litologia. Nella seconda uscita ci si è concentrati sulla parte alta della sezione. La compilazione del *log* stratigrafico è stata accompagnata da descrizioni puntuali di alcuni intervalli (Fig. 7.1). Nella prima uscita sono stati raccolti 37 campioni mentre nella seconda uscita 18. Per ogni campione è stato sufficiente prelevare una piccola quantità di materiale (pochi grammi), necessitando la preparazione dei vetrini per lo studio dei nannofossili calcarei di piccole quantità di sedimento. In alcuni casi (strato arenitico nerastro MDG/11 4507 e strato calciruditico MDG/11 5164) si è reso necessario il prelievo di campioni di dimensioni adeguate per effettuare sezioni sottili. I campioni raccolti sono stati riposti in sacchetti di plastica con riportata la sigla e il

numero corrispondente con pennarello indelebile. La successione della Val di Madeago è di facile accesso e generalmente ben esposta nella stagione invernale e a inizio primavera, mentre è totalmente inaccessibile nella stagione estiva per l'abbondanza di vegetazione. Al di sotto del campione MDG/11 -507 inizia un esteso intervallo di copertura che ha impedito la campionatura della porzione più antica dell'Eocene Inferiore.



Fig. 7.2-Pulitura della sezione prima della campionatura.



Fig. 7.3-Strumenti utilizzati durante l'attività di campagna. Metro a sinistra e martello in alto al centro

CAPITOLO 8

ATTIVITÀ DI LABORATORIO

8.1. TECNICHE DI PREPARAZIONE DEI CAMPIONI PER LO STUDIO DEI NANNOFOSSILI

L'attività di laboratorio è consistita nella preparazione dei vetrini partendo dai campioni prelevati in campagna, con l'utilizzo della tecnica "*smear slide*".

I materiali utilizzati sono i seguenti (Fig. 8.1):

- Vetrini porta e copri oggetto
- HCl concentrato al 10%
- Acqua deionizzata
- Piastra con termostato regolabile
- Lampada a raggi ultravioletti
- Adesivo Norland (per micropaleontologia)
- Cannucce di plastica
- Etichette adesive di carta
- Orologio



Fig. 8.1-Materiali utilizzati per la preparazione delle *smear slide*.

La prima fase di preparazione delle *smear slide* consiste nel lavaggio dei singoli campioni con lo scopo di eliminare le incrostazioni e i pezzi superflui di roccia. Successivamente ogni campione viene posto su un orologio riportante la sigla del campione stesso e messo ad asciugare in un forno a circa 50°C. Quando il campione è asciugato viene estratto dal forno e messo in nuovi sacchetti in cui viene riportata la sigla (Fig. 8.2). la fase successiva e tutte le operazioni seguenti vengono effettuate sotto cappa in quanto si utilizzano sostanze (acido cloridrico e adesivo *Norland*) che possono risultare nocive. Questa consiste nel prelevare un pezzo di campione (detto testimone), di spezzettarlo per ottenere una superficie fresca al fine di prevenire possibili contaminazioni. Dalla superficie fresca vengono raschiati con un bisturi alcuni milligrammi di sedimento direttamente su un vetrino portaoggetti precedentemente contrassegnato dalla sigla identificativa del campione con un *marker* indelebile su entrambi i lati (Fig. 8.3).

Ad ogni utilizzo il bisturi deve essere immerso in acido cloridrico al 10% per eliminare i residui di polvere dei campioni precedenti e poi in acqua deionizzata per eliminare i residui di acido cloridrico (Fig. 8.4). Dopo circa una decina di preparazioni è opportuno cambiare sia il *becker* contenente l'acido cloridrico diluito sia quello con l'acqua deionizzata al fine di evitare da un lato la saturazione dell'acido e dall'altro l'acidificazione eccessiva dell'acqua.

Sul materiale si versa una goccia di acqua distillata con una pipetta e con l'utilizzo di una cannuccia lo si spalma lungo il vetrino con un movimento ondulatorio; esercitando una certa pressione. Questo movimento permette di ottenere delle zone più dense che appaiono come bande scure e zone meno dense che appaiono come bande chiare (Fig. 8.5). Questo tipo di distribuzione del materiale consente durante l'analisi del vetrino al microscopio di vedere le forme più piccole, ma biostratigraficamente importanti nelle zone diluite e di effettuare i conteggi in quelle più dense.

Il vetrino a questo punto va messo per qualche secondo sopra una piastra a 100°C in modo che si asciughi del tutto (Fig. 8.6), dopodiché gli viene applicata una goccia di adesivo per microscopia (*Norland*; Fig. 8.7), quindi il vetrino copri oggetto. Si attende qualche secondo che la colla si espanda uniformemente ed infine con una penna si preme sul vetrino coprioggetto per farlo aderire completamente ed eliminare le eventuali bolle d'aria. Il vetrino così ottenuto si posiziona sotto una lampada ad

ultravioletti per almeno mezz'ora (Fig. 8.8) per permettere alla colla di asciugarsi ed indursi.

Le fasi finali della preparazione consistono nel pulire il vetrino ottenuto da polvere e colla in eccesso utilizzando un semplice panno di carta inumidito, e nell'apporre l'etichetta identificativa. I vetrini così ultimati sono riposti in ordine in vassoi di legno pronti per essere esaminati (Fig. 8.9).



Fig. 8.2-Campioni ripuliti e posti in sacchetti di plastica.



Fig. 8.3-Raschiatura del testimone con il bisturi sul vetrino.



Fig. 8.4-Pulitura del bisturi.



Fig.8.5-Particolare con bande a maggior e minor densità nel vetrino.



Fig.8.6-Fase di asciugatura del vetrino.



Fig.8.7-Applicazione della colla Norland.



Fig. 8.8-Fase di consolidamento della colla sotto la lampada a raggi UV.



Fig. 8.9-Smear slide ultimati e ripuliti

8.2 - ANALISI AL MICROSCOPIO

Le analisi per i nannofossili calcarei, che sono l'oggetto principale di studio in questo elaborato, sono state effettuate utilizzando un microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti. In totale sono stati analizzati 22 campioni. Lo studio al microscopio consiste nell'osservazione dei vetrini sia a *nicol* paralleli che a *nicol* incrociati. Entrambe queste indagini sono necessarie per la classificazione dei nannofossili calcarei (Fig. 8.10 e Fig. 8.11).

L'osservazione a *nicol* paralleli permette di individuare le caratteristiche morfologiche dei coccoliti, mentre quella a *nicol* incrociati permette di analizzarne i "modelli di estinzione". Quest'ultimo tipo di approccio è particolarmente utile date le caratteristiche ottiche dei nannofossili calcarei. Essi infatti sono composti da numerosi cristalli di calcite, la cui disposizione determina, a *nicol* incrociati, fenomeni di estinzione o di birifrangenza tipica, fondamentali per la determinazione.

Prima di iniziare l'analisi del vetrino, viene collocata su di esso una piccola goccia di olio *Immersol* ad immersione (con le seguenti caratteristiche merceologiche: DIN 58,884; ISO 8036-1; $n_e = 1,518$ (23°C); $v_e = 42$), in quanto il tipo di obiettivo usato è ad immersione 100X/ 1,25 oel Pol.

In principio è stato effettuato uno studio qualitativo dell'associazione a nannofossili calcarei, con lo scopo di determinare lo stato di preservazione e l'abbondanza degli esemplari appartenenti ai vari *taxa*.

Successivamente è stato seguito un approccio di tipo semiquantitativo (frequenza di forme indicative dentro un'area prefissata; da Backman e Shackleton, 1983 e Rio *et al.*, 1990a, b) che ha riguardato la maggior parte dei *taxa* indagati ed un approccio quantitativo (Rio *et al.*, 1990a, b) che è consistito nella valutazione della frequenza di specie indicative (es. *Sphenolithus radians*) rispetto ad un numero prefissato di forme appartenenti alla stessa categoria tassonomica (nel caso specifico 100 sfenoliti ca). L'analisi semiquantitativa è consistita nella:

- determinazione delle abbondanze di specie indicative in 1 mm² (N. individui /mm²) corrispondenti all'incirca a 36 campi
- determinazione delle abbondanze di specie indicative su tre traverse (N. individui /6-7mm²).

Il primo tipo di analisi è stato utilizzato per determinare la frequenza delle forme indicative più comuni nell'associazione (e.g. *Sphenolithus spp*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Discoaster spp*, *Girgisia gammation* e Rimaneggiamento cretaceo).

Il secondo è stato usato in alcuni campioni cruciali per individuare taxa rari ma importanti dal punto di vista biostratigrafico come *Discoaster multiradiatus*, *Discoaster diastypus*, *Discoaster lodoensis*, *Tibrachiatus contortus*, *Tibrachiatus orthostylus* e *Chiphragmalithus*.

Per il riconoscimento dei *taxa* principalmente è stato utilizzato il lavoro di Perch-Nielsen, in Bolli, *et al.* (1985).

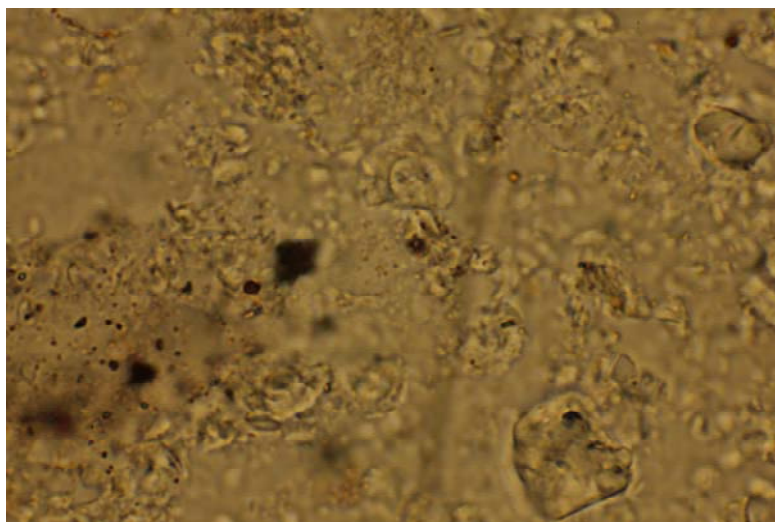


Fig. 8.10- Campo di una *smear slide* visto a *nicols* paralleli a 1000 ingrandimenti.

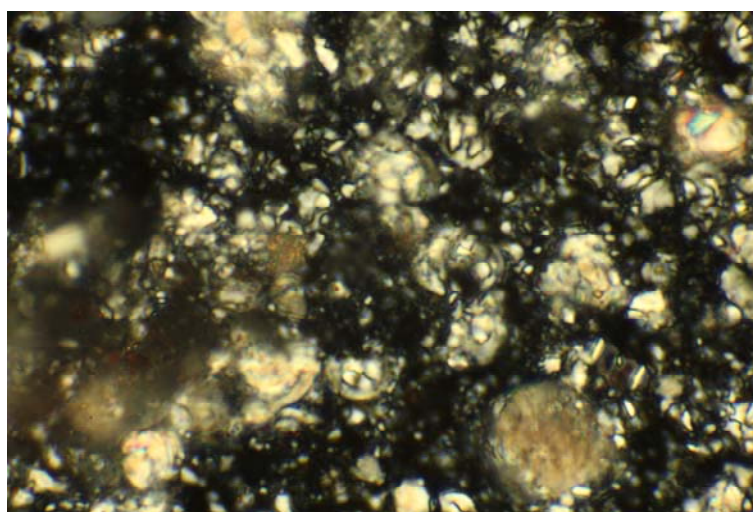


Fig. 8.11- Campo di una *smear slide* visto a *nicols* incrociati a 1000 ingrandimenti.

8.3 – PREPARAZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI

Una parte del tirocinio è stata dedicata alla preparazione di sezioni sottili di due campioni prelevati nella parte alta della sezione campionata. Le preparazioni sono state eseguite sotto la supervisione di Leonardo Tauro (Laboratorio Sezioni Sottili, Dipartimento di Geoscienze). Nello specifico sono state eseguite le sezioni sottili dei campioni MDG/11 4507 (arenite nerastra) e MDG/11 5164 (calcirudite). Le tecniche di preparazione delle sezioni sottili prevedono più fasi. Essendo i campioni molto compatti non necessitano di preventive operazioni di consolidamento artificiale e quindi si può direttamente effettuare l'operazione di taglio. Quest'operazione si effettua con troncatrici munite di dischi diamantati a corona continua raffreddati ad acqua (Fig. 8.12). Per questa operazione è necessario avere alcune accortezze al fine di evitare incidenti e facilitare il lavoro in sicurezza. Innanzitutto si deve fissare saldamente il campione alla troncatrice e non forzare il taglio evitando di lavorare su campioni troppo grossi o con superfici troppo irregolari. Ai fini della sicurezza l'operatore deve indossare cuffia e occhiali di protezione. Terminato l'utilizzo, la troncatrice va ogni volta disattivata e ripulita.

A lavoro ultimato si ottiene una fetta di roccia spessa circa 1 cm. La fetta di roccia viene poi ridotta ulteriormente ad un chip di circa 40x25x10 mm. L'operazione successiva è la cosiddetta spianatura tramite pulitrici dotate di piatto rotante sulla cui superficie viene applicato un foglio di carta abrasiva a grana grossa (Carburo di silicio a 60 e 120 mesh) (Fig. 8.13). Il chip si appoggia a mano sul piatto in rotazione, lubrificato continuamente ad acqua e levigato fino alla completa eliminazione dei solchi prodotti dal taglio. Si continua dunque a levigare il campione con l'operazione definita lappatura, un'operazione eseguita con uno speciale strumento semiautomatico detto lappatrice composto da un piatto rotante in ghisa inciso da solchi concentrici, cosparso di una polvere abrasiva (Carburo di silicio a granulometria 600 mesh); questo consente di rendere minima la rugosità. Il campione va pulito tramite immersione in una bacinella ad ultrasuoni (Fig. 8.14), quindi pulito a mano.

Un'altra lappatura a 800 mesh rifinisce ulteriormente il campione. Dopo un altro lavaggio si passa alla fase successiva che consiste nell'asciugare il campione a 90/110°C per un periodo di circa 12 ore (Fig. 8.15).

Alla fase di asciugatura segue la fase dell'incollaggio, ma prima la superficie del vetrino deve essere smerigliata per aumentarne la capacità adesiva. L'incollaggio si effettua con una resina epossidica (Araldite 2020) miscelandola con l'indurente, secondo il rapporto di 1:1. Dopo l'incollaggio si lasciano asciugare i campioni e sulla superficie del vetrino viene incisa la sigla identificativa, usando a tale scopo una matita diamantata.

Le fasi finali della preparazione consistono nel retrotaglio, finitura, asciugatura e copertura.

Il retrotaglio è il processo che consente la notevole riduzione dello spessore del campione incollato al vetrino. L'operazione viene effettuata con la Petro-thin, una speciale macchina composta da due assi rotanti paralleli (Fig. 8.16). Sul primo asse è montato il braccio portasezioni. Sul secondo asse sono montati un disco diamantato, il motore che lo aziona e una molla diamantata. Il disco di taglio e la molla sono perpendicolari al braccio portasezioni. La sommità del braccio ha una piastra di acciaio alla quale aderisce il vetrino per effetto dell'azione di una pompa da vuoto. Il braccio portasezione mantiene il campione a contatto con il disco che lo taglierà lungo una superficie perfettamente parallela a quella del vetrino e secondo uno spessore predefinito. Si ottiene così un campione di 100 micron di spessore.

Lo spessore va ulteriormente ridotto fino a 30 micron e quest'operazione, detta finitura, viene effettuata a mano.

L'operazione di copertura serve a rendere lucida la superficie del vetrino e può essere effettuata in due modi: coprendo il vetrino con vernice acrilica trasparente applicata a spruzzo o applicando sulla sua superficie un vetrino copri oggetto, utilizzando come collante il Balsamo del Canada (Fig. 8.17).



Fig. 8.12- Troncatrici che permettono di tagliare le rocce.



Fig. 8.13- Levigatrici che permettono di lisciare la superficie di taglio.



Fig.8.14- Bacinella ad ultrasuoni per il lavaggio dei “chip”.

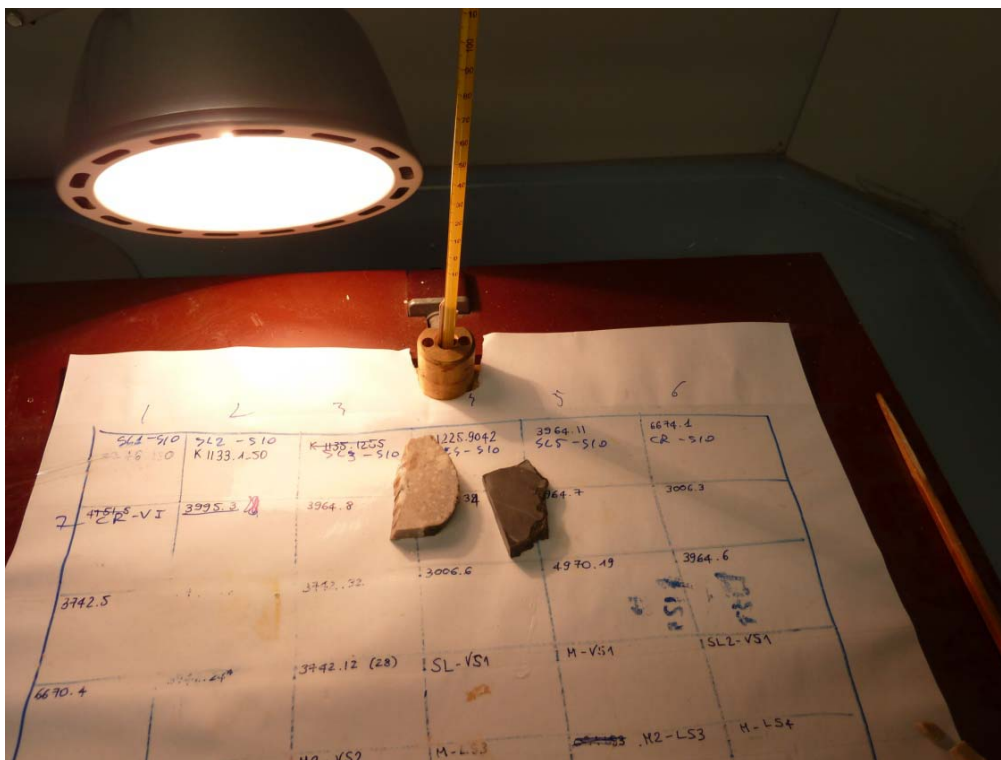


Fig. 8.15- Asciugatura a 90°-110°C dei “chip” prima dell’incollaggio del vetrino.



Fig. 8.16- Petro-thin utilizzato per il retrotaglio dei “chip”.

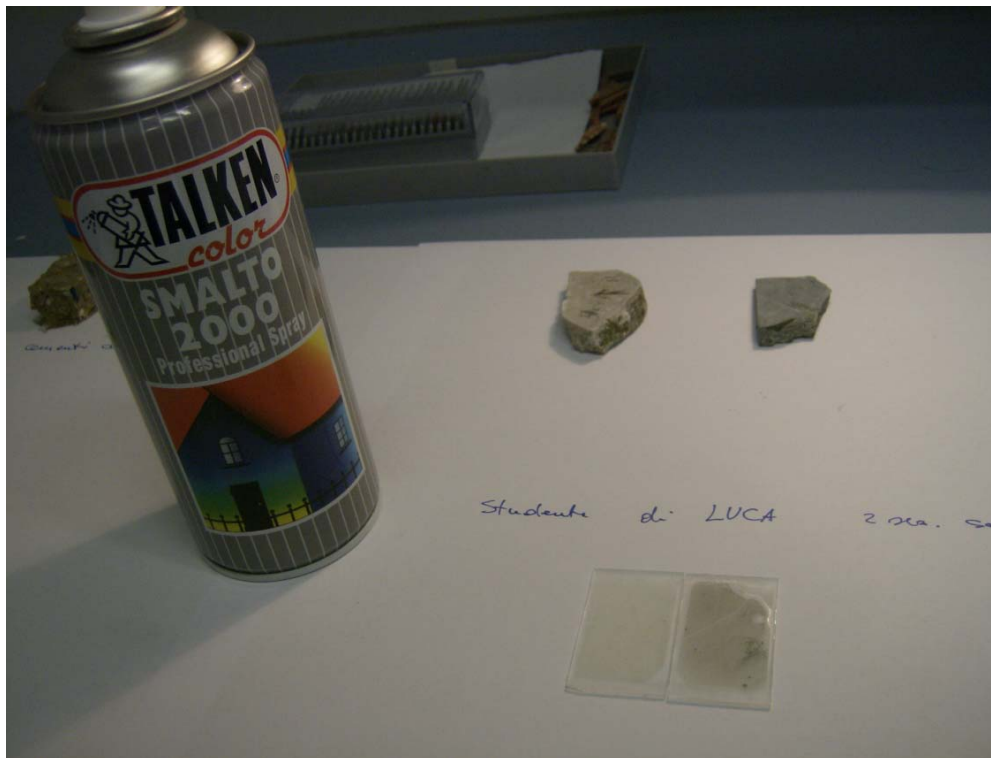


Fig. 8.17- Sezioni sottili appena ricoperte con vernice acrilica trasparente.

CAPITOLO 9

I RISULTATI

In questo capitolo sono riportati i risultati dello studio dell'associazione a nannofossili calcarei (Figg 9.1-9.4; Tab. 9.1-9.2) e le considerazioni sulla posizione stratigrafica e l'eventuale significato di due intervalli marnoso-argillosi chiamati MU1 e MU3. Si riportano inoltre i risultati dell'analisi di 2 sezioni sottili.

9.1- CARATTERISTICHE E CONSIDERAZIONI GENERALI DELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI

In generale il contenuto in nannofossili calcarei dei 22 campioni studiati è da comune ad abbondante tranne nei campioni MDG11/40, MDG11/3821 e MDG11/7270 dove i nannofossili calcarei sono scarsi. Lo stato di conservazione dell'associazione è generalmente moderato ad eccezione dei *Discoaster* che molto spesso sono ricristallizzati e perciò di difficile determinazione.

L'associazione si presenta piuttosto diversificata ed è caratterizzata dalla dominanza di sfenoliti e *Zygrhablithus bijugatus* e dalla presenza di comuni/abbondanti *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia*, *Toweius* spp. e *Tribrachiatus*. I *Discoaster* sono comuni nella parte inferiore della sezione (Fig. 9.1 e Tab. 9.1) dopo di che diventano scarsi. Da notare nella parte media e superiore della sezione la presenza comune del genere *Girgisia* (Fig. 9.1 e Tab. 9.1). Oltre a ciò si osserva che:

1. Sebbene *Z. bijugatus* e gli sfenoliti siano componenti dominati dell'associazione a nannofossili calcarei si ha una brusca diminuzione della abbondanza dei due *taxa* in corrispondenza dell' intervallo MU1 (tra 0m e 2,9m) e MU3.
2. Il picco di frequenza del genere *Tribrachiatus* e di forme cretacee rimaneggiate in corrispondenza di MU1 coincide con l'intervallo di sensibile riduzione di abbondanza di sfenoliti e *Z. bijugatus*. Al contrario non si hanno variazioni di frequenza significative per *Tribrachiatus* e rimaneggiamento cretaceo nell'intervallo MU3.
3. Il rimaneggiamento di forme cretacee diventa cospicuo in concomitanza con

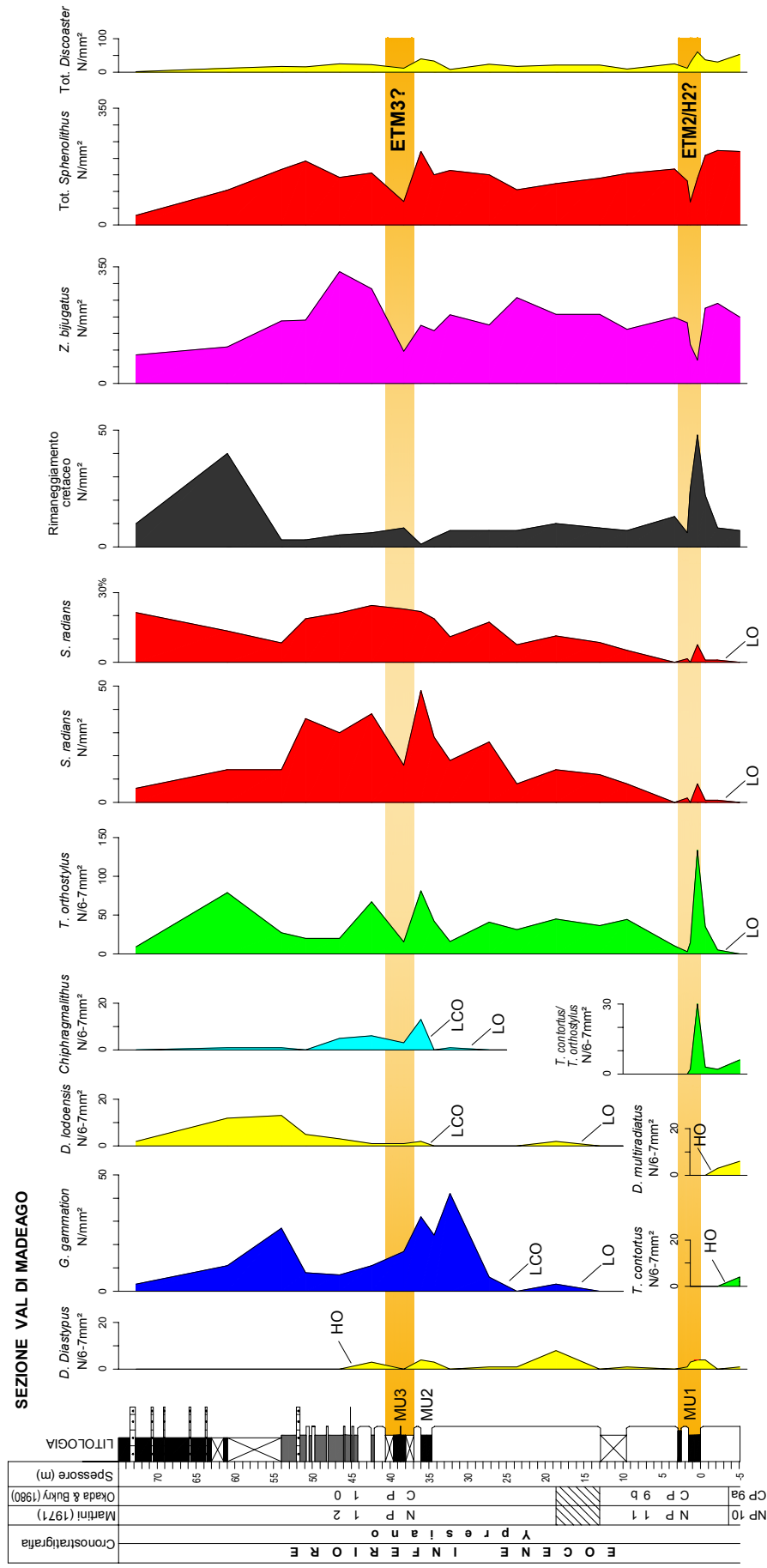


Fig. 9.1 - Classificazione biostratigrafica della sezione Val di Madeago e modalità di distribuzione dei principali *taxa* valutata su 1 mm² e su 6-7 mm². La frequenza di *S. radicans* è stata valutata anche percentualmente.

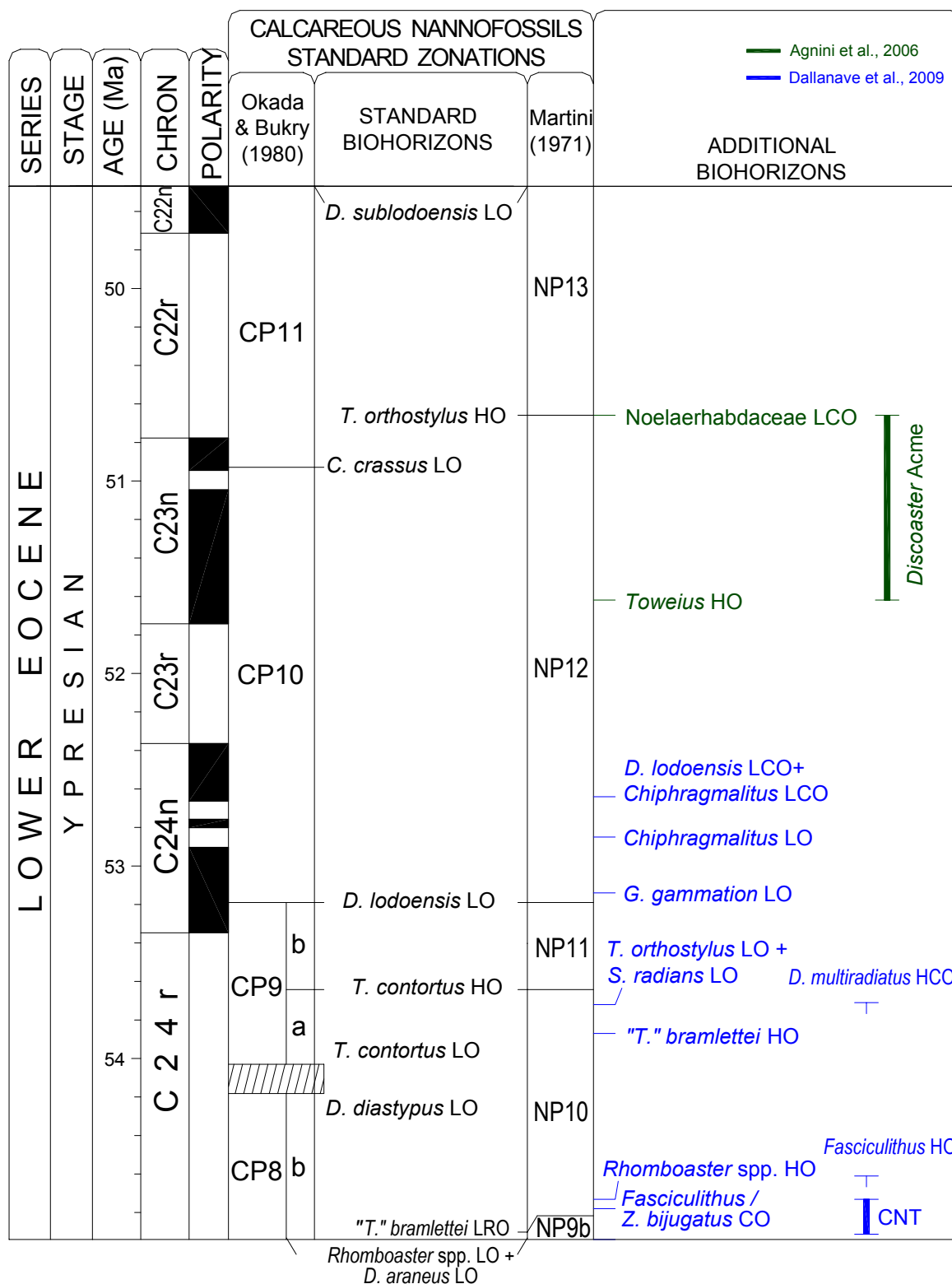


Fig. 9.2 - Schema cronobiomagnetostratigrafico adottato. La scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS) è da Cande e Kent, 1995. Per la posizione dei biorizzonti a nannofossili calcarei si fa riferimento agli schemi zonal di Martini (1971) e Okada e Burky (1980). I biorizzonti aggiuntivi sono da Dallonave *et al.* (2009; in blu) e Agnini *et al.* (2006; in verde).

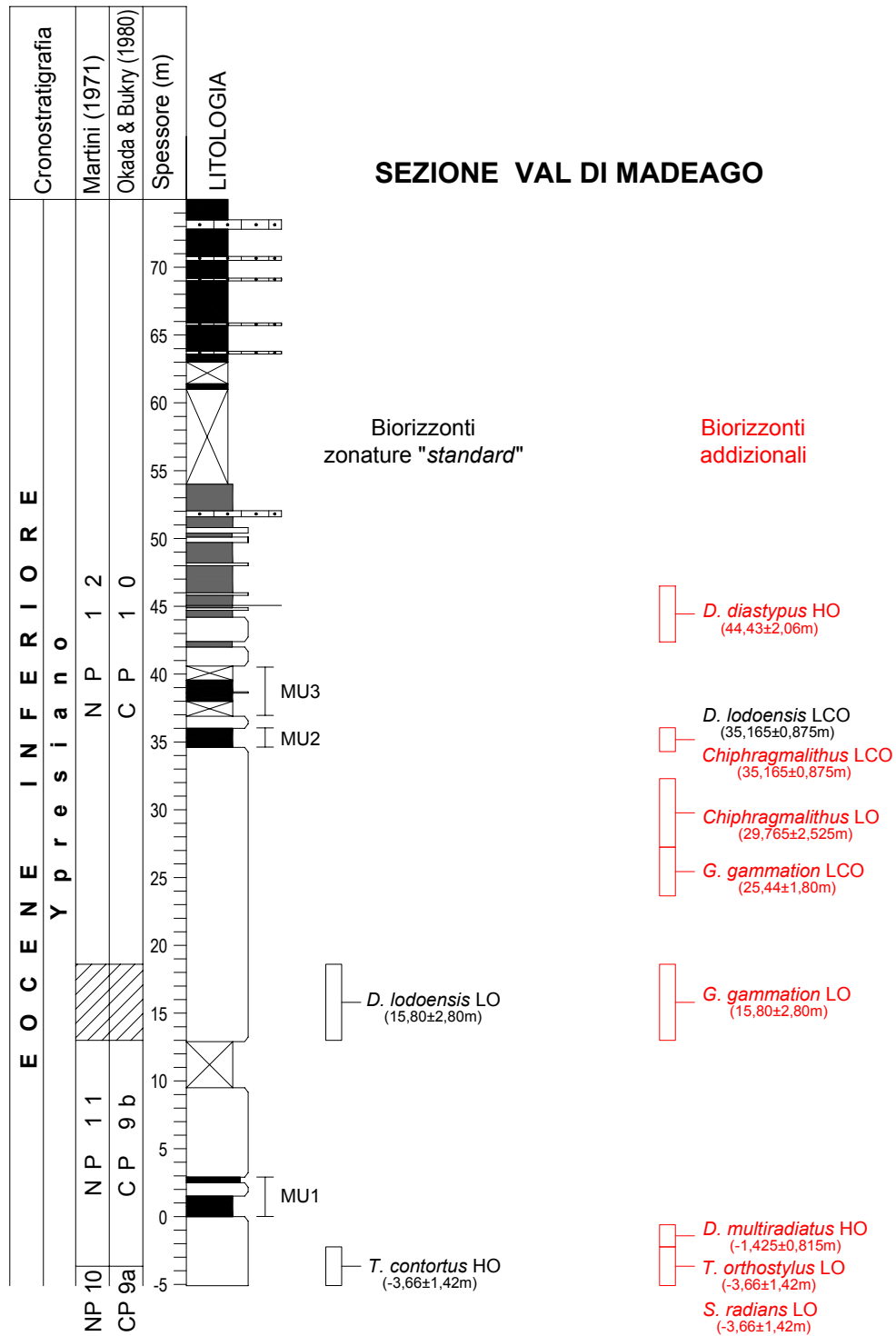


Fig. 9.3 – Colonna litostratigrafica della sezione con i biorizzonti riconosciuti. In nero i biorizzonti delle zonature “standard”; in rosso i biorizzonti aggiuntivi.

SW

NE

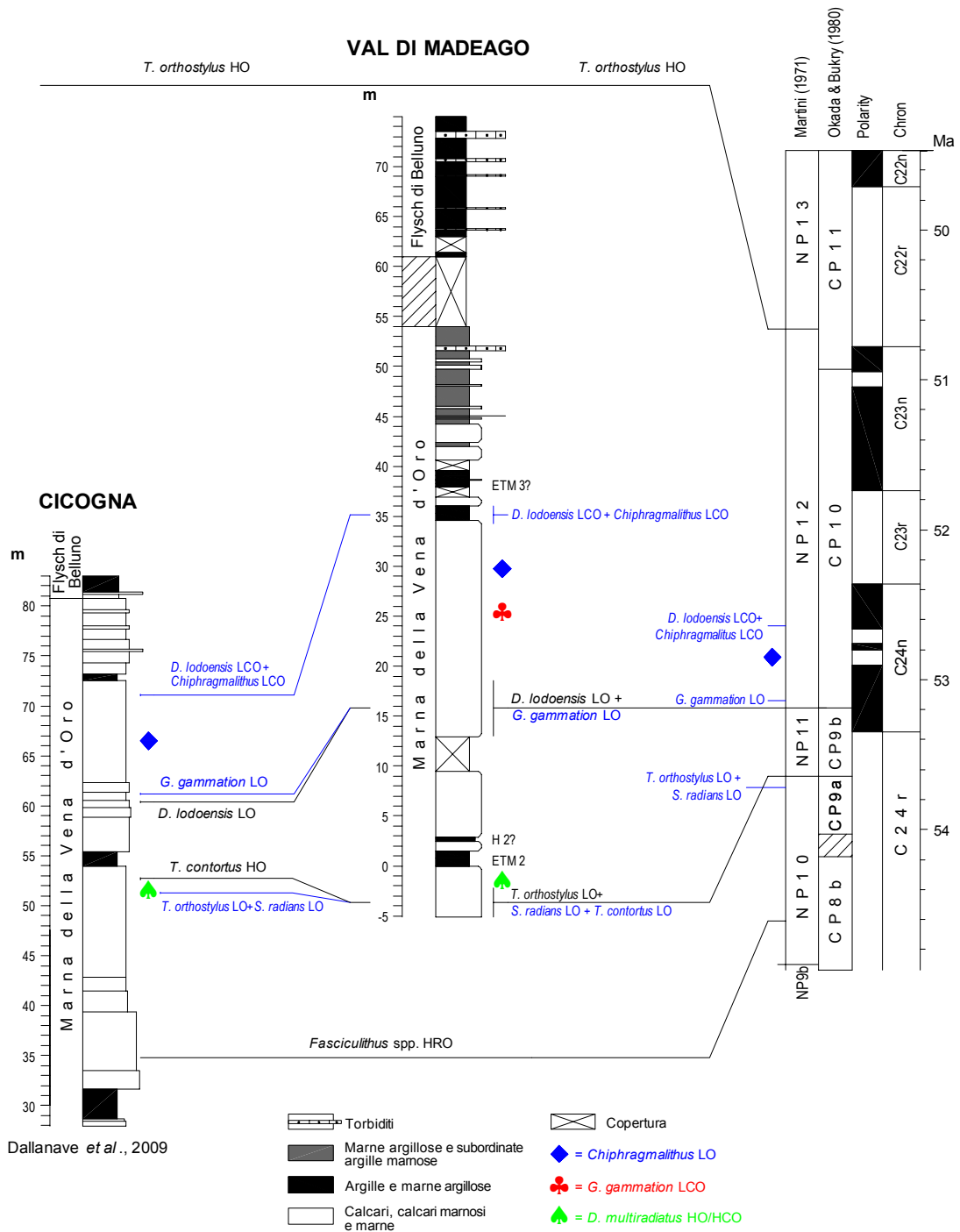


Fig. 9.4 – Correlazione tra la sezione Val di Madeago e la vicina sezione del T. Cicogna.

Campione	Spessore (cm)	N. individui su 1 mmq												N. individui su 6-7 mmq						Sphenolithus radians %					
		Chiphragmalithus	Discoster diastypus	Discoster lodoensis	Discoster multiradiatus	Discoster spp	Totale Discoster	Girgisia gammation	Sphenolithus radians	Sphenolithus spp	Totale sfenoliti	Tribrachiatius contortus	T. contortus/T. ortosthyllus	Tribrachiatius orthosthyllus	Totale Tribrachiatius	Zygrhablithus bijugatus	rimaneggiamento cretaceo								
MDG11 7270	7270	0	0	1	0	0	1	3	6	22	28	0	0	5	5	86	10	0	0	2	0	0	0	9	21,4
MDG11 6100	6100	0	0	9	0	3	12	11	14	90	104	0	0	21	21	110	40	1	0	12	0	0	0	79	13,5
MDG11 5397	5397	0	0	8	0	8	16	27	14	152	166	0	0	8	8	188	3	1	0	13	0	0	0	27	8,43
MDG11 5087	5087	0	0	1	0	14	15	8	36	156	192	0	0	9	9	190	3	0	0	5	0	0	0	20	18,8
MDG11 4649	4649	0	0	3	0	21	24	7	30	112	142	0	0	10	10	336	5	5	0	3	0	0	0	20	21,1
MDG11 4237	4237	2	0	0	0	22	22	11	38	118	156	0	0	24	24	284	6	6	3	1	0	0	0	67	24,4
MDG11 3821	3821	0	0	0	0	12	12	17	16	54	70	0	0	10	10	96	8	3	0	1	0	0	0	15	22,9
MDG11 3604	3604	0	3	2	0	35	40	32	48	172	220	0	0	23	23	174	1	13	4	2	0	0	0	81	21,8
MDG11 3429	3429	0	0	0	0	33	33	24	28	122	150	0	0	19	19	158	4	0	3	0	0	0	0	42	18,7
MDG11 3229	3229	0	0	0	0	7	7	42	18	146	164	0	0	5	5	206	7	1	0	0	0	0	0	16	11
MDG11 2724	2724	0	1	0	0	22	23	6	26	124	150	0	0	17	17	176	7	0	1	0	0	0	0	41	17,3
MDG11 2364	2364	0	1	0	0	15	16	0	8	98	106	0	0	10	10	258	7	0	1	0	0	0	0	31	7,55
MDG11 1860	1860	0	1	1	0	19	21	3	14	110	124	0	0	5	5	208	10	0	8	2	0	0	0	45	11,3
MDG11 1300	1300	0	0	0	0	20	20	0	12	128	140	0	0	8	8	208	8	0	0	0	0	0	0	36	8,57
MDG11 946	946	0	0	0	0	9	9	0	8	146	154	0	0	14	14	162	7	0	1	0	0	0	0	44	5,19
MDG11 335	335	0	0	0	0	24	24	0	0	168	168	0	0	6	6	198	13	0	0	0	0	0	0	10	0
MDG11 171	171	0	0	0	0	12	12	0	2	130	132	0	0	1	1	182	6	0	1	0	0	0	0	3	1,52
MDG11 130	130	0	2	0	0	27	29	0	0	68	68	0	1	6	7	116	25	0	3	0	0	0	2	14	0
MDG11 40	40	0	4	0	0	56	60	0	8	132	140	0	13	44	57	70	48	0	4	0	0	0	30	133	7,55
MDG11 -61	-61	0	1	0	0	36	37	0	1	208	209	0	1	6	7	226	22	0	4	0	0	0	3	35	1
MDG11 -224	-224	0	0	0	2	28	30	0	1	222	223	0	1	4	5	240	8	0	0	0	3	0	2	5	1,01
MDG11 -508b	-508	0	0	0	5	48	53	0	0	220	220	2	3	0	5	200	7	0	1	0	6	4	6	0	0

Tab. 9.1 - valutazione delle abbondanze dei taxa più indicativi rinvenuti nell'associazione a nannofossili calcarei

Biorizzonte	Campione	spessore (cm)
<i>Discoaster diastypus</i> HO	MDG11+4237/MDG11+4649	4443±206
<i>Discoaster lodoensis</i> LCO	MDG11+3429/MDG11+3604	3516,5±87,5
<i>Chirrhagmalithus</i> LCO	MDG11+3429/MDG11+3604	3516,5±87,5
<i>Chirrhagmalithus</i> LO	MDG11+2724/MDG11+3229	2976,5±252,5
<i>Girgisia gammation</i> LCO	MDG11+2364/MDG11+2724	2544±180
Discoaster lodoensis LO	MDG11+1300/MDG11+1860	1580±280
<i>Girgisia gammation</i> LO	MDG11+1300/MDG11+1860	1580±280
<i>Discoaster multiradiatus</i> HO	MDG11-224/MDG11-61	-142,5±81,5
<i>Sphenolithus radians</i> LO	MDG11-508/MDG11-224	-366±142
<i>Tribrachiatus orthostylus</i> LO	MDG11-508/MDG11-224	-366±142
<i>Tribrachiatus contortus</i> HO	MDG11-508/MDG11-224	-366±142

Tab. 9.2 - Posizione dei principali biorizzonti a nannofossili calcarei nella sezione Val di Madeago

l'inizio della sedimentazione del *Flysch* di Belluno. Da notare che il rimaneggiamento è un carattere fondamentale dei depositi sinorogenici come il *Flysch*, infatti le torbiditi che lo costituiscono sono formate da materiale eroso (quindi più antico) e risedimentato.

9.2 - BIOSTRATIGRAFIA ED ETA' DELLA SEZIONE

In Figura 9.2 è stato riportato lo Schema Tempo di riferimento per l'inquadramento biostratigrafico e cronostatigrafico della sezione. In particolare, in tale schema sono riportate, correlate fra loro, la Scala Cronometrica del Tempo Geologico Assoluto, la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico (GPTS), ed i biorizzonti a nannofossili calcarei di maggiore utilità nell'intervallo di interesse. Per la classificazione biostratigrafica della sezione si fa riferimento agli schemi zonalì di Martini (1971) e Okada e Burky (1980). Tuttavia, al fine di meglio determinare l'età della sezione, sia in termini cronostatigrafici che cronologici, si è preferito utilizzare anche biorizzonti addizionali. I biorizzonti riconosciuti, dal basso verso l'alto e riportati in Figura 9.3 e Tabella 9.2 sono:

- *Highest Occurrence* (HO) di *Tribachiatus contortus*
- *Lowest Occurrence* (LO) di *Tribachiatus orthostylus*
- HO di *Discoaster multiradiatus* = *Highest Common Occurrence* (HCO) di *Discoaster multiradiatus* degli Autori
- LO di *Sphenolithus radians*
- LO di *Discoaster lodoensis*
- LO di *Girgisia gammation*
- *Lowest Common Occurrence* (LCO) di *Girgisia gammation*
- LO di *Chiphragmalithus*
- LCO di *Chiphragmalithus*
- LCO di *Discoaster lodoensis*
- HO *Discoaster diastypus*

Gli 11 biorizzonti individuati, nonostante lo studio fosse in bassa risoluzione, sono virtualmente gli stessi recentemente messi in luce in letteratura (e.g. Agnini *et al.*, 2006, 2007a, 2009; Dallanave *et al.*, 2009) e la loro posizione stratigrafica è in accordo con quella proposta nei lavori precedenti (e.g. Agnini *et al.*, 2007a; Dallanave *et al.*, 2009). Si conferma quindi l'utilità di tali biorizzonti per migliorare la risoluzione stratigrafica di quest'intervallo.

Sulla base dei dati raccolti il primo metro e mezzo circa della sezione è attribuibile alla Biozona CP9a (per la presenza di *D. diastypus* e la presenza di *T. contortus*) di Okada e Bukry (1980) o alla parte alta della Biozona NP10 (per l'assenza di *T. bramlettei* e la presenza di *T. contortus*; Figg. 9.2) di Martini (1971) (Figg. 9.1-9.3). I successivi 20 m circa sono riferibili alla Biozona CP9b di Okada e Bukry (1980) o alla Biozona NP11 di Martini (1971) per l'assenza di *T. contortus* e *Discoaster lodoensis* (Figg. 9.1-9.3). I restanti 59m circa sono stati assegnati alla Biozona CP10 (per la presenza di *D. lodoensis* e l'assenza di *Coccolithus crassus*) di Okada e Bukry (1980) o alla Biozona NP12 (per la presenza di *D. lodoensis* e di *T. orthostylus*) Martini (1971) (Figg. 9.1-9.3). E' da notare che in letteratura la posizione della base della Biozona CP10 (NP12) è piuttosto incerta (eg. Agnini *et al.* 2006) a causa delle modalità di comparsa di *D. lodoensis*. In questo elaborato si è deciso di seguire la proposta di Dallanave *et al* (2009) che suggeriscono la LO di *D. lodoensis* come evento per definire la base della suddetta biozona.

In termini cronostratigrafici l'intera successione è, perciò, riferibile all'Ypresiano (Eocene Inferiore).

Se si confrontano i dati raccolti con quelli relativi alla sezione del T. Cicogna (Dallanave *et al.* 2009; Fig. 9.4), si può notare che complessivamente l'espansione stratigrafica dei termini eocenici inferiori (Zone NP11-NP12) aumenta andando da Ovest verso Est.

Come suggerisce lo *spacing* tra i principali biorizzonti l'espansione stratigrafica è virtualmente il doppio nella sezione indagata rispetto a quella del T. Cicogna (Fig. 9.4). Infatti ,ad esempio, nella sezione Val di Madeago la LO di *G. gammation* è circa 19m sotto LCO di *D. lodoensis* mentre nella sezione del T. Cicogna i due biorizzonti distano circa 10 m. D'altronde se si considera lo spessore totale della Marna della Vena d'Oro dalla LO di *T. orthostylus* alla base del *Flysch* di Belluno a fronte dei 58 m della

sezione Val di Madeago si ha uno spessore di circa 29 m nella sezione del T. Cicogna (Dallanave *et al.*, 2009).

9.3 – POSIZIONE STRATIGRAFICA ED OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI IN MU1 E MU3

Nella sezione Val di Madeago l'inizio della MU1 cade poco sopra la comparsa di *T. orthostylus* e l'estinzione di *T. contortus* (Figg. 9.1, 9.3), in buon accordo con la posizione stratigrafica osservata per l'inizio dell'ETM2 in altre successioni (e.g. Lourens *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2007a; Westerhold *et al.*, 2007, Westerhold e Röhl 2009; Galeotti, 2010). Questo permette di ipotizzare che questa *Marly Unit* può essere l'effettiva espressione litologica dell'ETM2 nella sezione studiata. Essendo l'MU1 costituita da due subunità marnoso-argillose separate da un intervallo carbonatico verdastro, resta da chiarire se entrambe le anomalie litologiche sono ascrivibili all'ETM2 oppure se la seconda può rappresentare l'evento H2 di Cramer *et al.* (2003) e Lourens *et al.* (2005). Per quanto riguarda l'MU2 la sua base è poco sopra la LCO di *D. lodensis* e la LCO di *Chiphragmalithus* (Figg. 9.1, 9.3) in una posizione del tutto analoga a quella rinvenuta per l'onset dell'ETM3 da Agnini *et al.* (2009) nella vicina sezione di Farra D'Alpago. In analogia con quanto affermato per l'MU1 si può ipotizzare che anche questa *Marly Unit* sia l'espressione litologica di un ipertermale: l'ETM3. Tuttavia per verificare queste ipotesi saranno necessari studi geochemici e magnetostratigrafici. Per quanto concerne le fluttuazioni dell'associazione a nannofossili calcarei all'interno delle due *Marly Unit*, la repentina diminuzione di abbondanza di *Z. bijugatus* e degli sfenoliti (Fig. 9.1) sono simili a quelli osservati da Agnini *et al.* (2009) per l'ETM3. Questi dati suggeriscono che le condizioni ambientali verificatesi durante la deposizione delle due MU nella sezione studiata sono simili a quelle dell'ipertermale di Farra d'Alpago. Si può quindi ipotizzare in analogia con quanto suggerito da Agnini *et al.* (2009) che nel materiale studiato la diminuzione di forme oligotrofiche come gli sfenoliti e gli *Zigrhablithus* sono prodotte dall'eutrofizzazione delle acque superficiali causata dall'incremento dei nutrienti dovuto all'aumento dell'apporto terrigeno come testimoniato, almeno, per l'MU1 dall'incremento del rimaneggiamento cretaceo.

9.4 – DESCRIZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI DEI CAMPIONI MDG 4507 E MDG 5164

Si riportano qui di seguito le analisi dei due campioni prelevati nella parte alta della Marna della Vena d'Oro:

MDG 4507 (Fig. 9.5). L'analisi della sezione sottile ha evidenziato un'arenite da mediofine a fine a laminazione suborizzontale. Sono presenti noduli di FeS₂, quarzo, frammenti di rocce carbonatiche, selce, rarissimi frammenti di metamorfiti, rari bioclasti (foraminiferi planctonici e bentonici), granuli glauconitici-feldspatitici e bioturbazioni. Questo livello ha le stesse caratteristiche petrografiche tipiche dei livelli arenitici presenti nel *Flysch* di Belluno; esso testimonia dunque un preludio alla deposizione del *Flysch*. Un livello molto simile a MDG 4507 è stato rinvenuto, nella stessa posizione stratigrafica, nella sezione del Torrente Cicogna (Agnini, 2003; Dallanave *et al.*, 2009).

MDG 5164 (Fig. 9.6). Si tratta di un *rudstone* bioclastico ad alghe corallinacee, macroforaminiferi (nummulitidi e discociclinidi), foraminiferi bentonici (es. miliolidi e agglutinanti), foraminiferi planctonici e resti di echinodermi. Sono presenti inoltre clasti micritici ricchi in foraminiferi. I granuli non sono generalmente a contatto tra di loro, ma immersi nel cemento calcareo. Livelli biocalcarenitico-biocalciruditici all'interno della Marna della Vena d'Oro sono molto rari. Prima di questa segnalazione, un livello biocalciruditico molto simile, presente al tetto della zona NP11, è stato segnalato da Campese (2004) nella sezione del Torrente Ardo. Tali livelli bioclastici, interpretabili come il prodotto di frane sottomarine scaricate in bacino, si sono originati in corrispondenza di un'area di piattaforma.

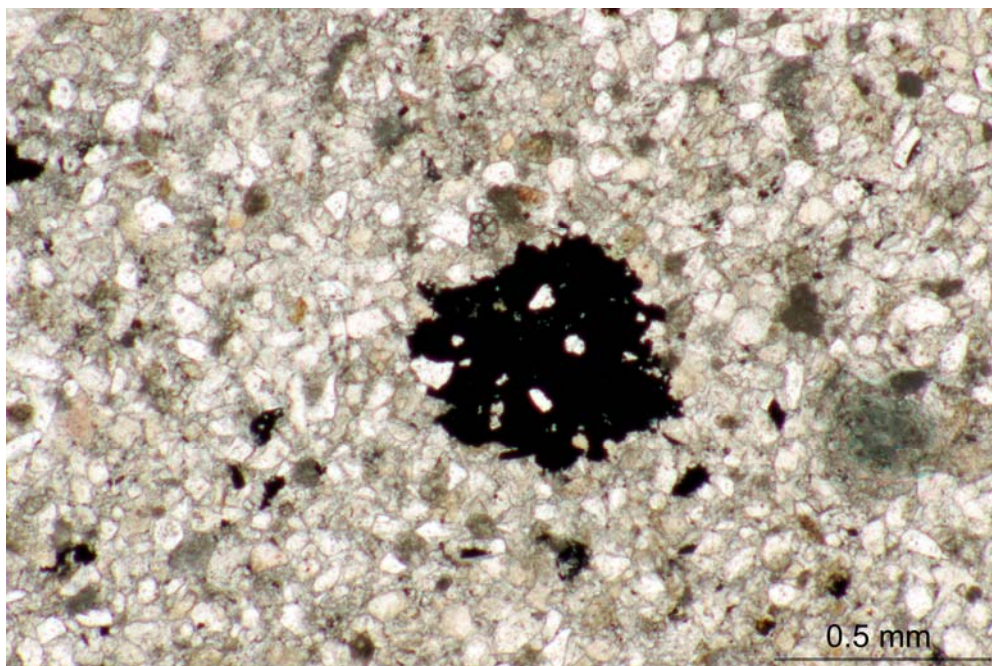


Fig. 9.5- Sezione sottile del campione MDG 4507. Si noti al centro una masserella di FeS₂.



Fig. 9.6- Sezione sottile del campione MDG 5164. Si noti al centro un macroforaminifero nummulitide.

CAPITOLO 10

CONCUSIONI

In questo elaborato ho riportato la descrizione delle attività svolte durante il tirocinio e, in particolare, i risultati dello studio del contenuto in nannofossili calcarei di 22 campioni della sezione stratigrafica che affiora in Val di Madeago presso Faverga, Belluno e che vengono di seguito sintetizzati:

- E' stata campionata e ricostruita la porzione dell'Eocene Inferiore successione affiorante in Val di Madeago
- La sezione studiata è interamente attribuibile all'Ypresiano (Eocene Inferiore) dalla biozona CP9a di Okada e Bukry (1980; NP10 di Martini, 1971) alla Biozona CP10 di Okada e Bukry (1980; NP12 di Martini, 1971);
- Oltre i *marker* zonali (*T. contortus* HO, *D. lodoensis* LO) sono stati individuati virtualmente tutti i biorizzonti addizionali (Fig. 9.3) messi recentemente in luce dalla letteratura (e.g. Agnini *et al.*, 2007a; Dallanave *et al.*, 2009).
- Le due anomalie litologiche osservate (MU1 e MU3) si collocano l'una alla base della zona NP11 (MU1) e l'altra poco sopra la LCO di *D. lodoensis* (MU3). Potrebbero, quindi, corrispondere rispettivamente all'ETM2 e all'ETM3. Sono comunque necessarie indagini geochemiche e magnetostratigrafiche per confermare queste ipotesi
- I dati raccolti suggeriscono che l'espansione stratigrafica aumenta andando da Ovest verso Est.
- Si può ipotizzare che le diminuzioni di abbondanza di *Z. bijugatus* e degli sfenoliti osservate all'interno delle due anomalie litologiche sono prodotte dall'eutrofizzazione delle acque superficiali causata dall'incremento dei nutrienti dovuto all'aumento dell'apporto terrigeno in analogia a quanto è stato osservato ad esempio nel PETM (Agnini *et al.*, 2007b; Raffi *et al.*, 2009) e nell' ETM3 di Farra d'Alpago (Agnini *et al.*, 2009).

BIBLIOGRAFIA

Agnini C., 2003. Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Paleocene Superiore/Eocene Inferiore nel Vallone Bellunese (Veneto, Italia). *Università degli Studi di Padova, Tesi di laurea inedita*.

Agnini C., Muttoni G., Kent D.V., Rio D., 2006. Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability. *Earth and Planetary Science Letters*, v.241, pp. 815-830.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Rio D., Röhl U., Westerhold T., 2007a. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nanoplankton evolution. *Marine Micropaleontology*, v.64(3-4), pp. 215-248.

Agnini C., Fornaciari E., Rio D., Tateo F., Backman J., Giusberti L., 2007b. 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, pp. 19-38.

Agnini, C., Dallanave, E., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Rio, D., Backman, J., Capraro, L., Lanci, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Spofforth, D.J.A, Tateo, F., 2008. Il Paleogene inferiore in facies pelagica nel Veneto nord-orientale. *Rendiconti online Società Geologica Italiana*, v. 4, pp. 5-12.

Agnini, C., Macrì, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A., Speranza, F., 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at ~52.5 Ma in the Southern Alps: chronology and biotic response. *Paleoceanography*, v. 24, PA2209. doi:10.1029/2008PA001649.

Antonelli R., Barbieri G., Dal Piaz G.V., Dal Prà A., De Zanche V., Grandesso P., Mietto P., Sedeà R. e Zanferrari A., 1990. Carta Geologica Del Veneto una storia di cinque milioni di anni. *Servizio Geologico Italia*, pp. 31 and a map.

Aubry M.-P., 1996. Towards an upper Paleocene-lower Eocene high resolution stratigraphy based on calcareous nannofossil stratigraphy. In Aubry M.-P. e Benjamini C. (Eds), Paleocene/Eocene boundary events in space and time. *Israel Journal of Earth Sciences*, v. 44 (4), pp. 239-253.

Aubry M.-P., Sanfilippo A., 1999. Late Paleocene–Early Eocene sedimentary history in western Cuba: implications for the LPTM and for regional tectonic history. *Micropaleontology*, v. 45 (suppl. 1), pp. 5–18.

Aubry M.-P., Ouda K., Dupuis C., Berggren W.A., Van Couvering J.A., Members of the Working Group on the Paleocene-Eocene Boundary, 2007. The Global Standard Stratotype-Section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*, v. 30, pp. 271–286.

- Backman J., Shackleton N. J., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannoplankton from the Atlantic Indian and Pacific Oceans. *Marine Micropaleontology*, v. 8, pp. 141-170.
- Backman, J., 1986. Late Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossil biochronology from the Shatsky Rise and Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 57, pp. 43-59.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E. 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, pp. 67–109.
- Bernoulli D., Jenkyns H.C., 1974. Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys. In Dott, R.H. & Shaver, R.H. (eds). *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, SEPM *Spec. Publ.*, v. 19, pp. 129-160.
- Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. (eds), 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, v. 1, 599 pp.
- Bosellini A., Broglio Loriga C. e Busetto C. 1978. I bacini cretacei del Trentino. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 84 (4), pp. 897-946.
- Bosellini A., Lobitzer H., Brandner R., Resch, W., Castellarin, A., 1980. The Complex Basins of the Calcareous Alps and palaeomargins. *Abh. Geol. Bundesanst.*, Austria, v. 34, pp. 287-325.
- Bramlette M. N. E, Sullivan F. R., 1961. Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology*, v. 7, pp. 129-188.
- Bukry D., 1970. Coccolith age determination Leg 3, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 3, pp. 589-611.
- Bukry D., 1971a. Discoaster evolutionary trends. *Micropaleontology*, v. 17, pp. 43-52.
- Bukry D., 1971b. Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, v. 16, pp. 303-328.
- Bukry D., 1973. Low latitude coccolith Biostratigraphic Zonation. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 15, pp. 685-703.
- Bukry D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 32, pp. 677-701.

Campese A., 2004. Studio e valorizzazione geologica del Torrente Ardo Sud (BL): la transizione Marna Della Vena D'Oro-Flysch Di Belluno (Ypresiano, Eocene Inferiore). *Università degli Studi di Padova, Tesi di laurea inedita*.

Castellarin A., 1972. Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite fra "piattaforma veneta" e "bacino lombardo", a nord di Riva del Garda. *Giornale di Geologia*, Bologna, v. 37, pp.11-212.

Channell J.E. T., Medizza F.1981. Upper Cretaceous and Palaeogene magnetic stratigraphy and biostratigraphy from the Venetian (Southern) Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55, pp.419-432.

Channell J.E.T., Doglioni C., Stoner J.S., 1992. Jurassic and Cretaceous paleomagnetic data from the Southern Alps (Italy). *Tectonics*, v. 11(4), pp. 811-822.

Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D., Pellegrini G.B. e Tracanella E., 1996. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Note illustrative del F° 063, Belluno. 76, Istituto Poligrafico Zecca dello Stato, Roma.

Cramer, B.S., Wright, J.D., Kent, D.V., 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, pp. 21-1. doi:10.1029/2003PA000909.

Dallanave E., Agnini C., Muttoni G., Rio D. 2009. Magneto-biostratigraphy of the Cicogna section (Italy): Implications for the late Paleocene–early Eocene time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, Issues 1-2, pp. 39-51.

D'haenens, S., Bornemann, A., Röhl, U., Speijer, R., 2010. Detection and characterization of early Eocene hyperthermals using benthic foraminiferal associations and stable isotopes at DSDP Site 401, Bay of Biscay, North East Atlantic. *EGU General Assembly 2010*. Vienna, Austria, 2-7 May 2010, Abstract No. 10446.

Di Napoli Alliata E., Proto Decima F., Pellegrini G.B. 1970. Studio geologico, stratigrafico e micropaleontologico nei dintorni di Belluno. *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 9: pp.1-28, Roma.

Doglioni C., Bosellini A., 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*, v. 76, pp., 737-754.

Galeotti, S., S. Krishnan, M. Pagani; L. Lanci, A. Gaudio, J. C. Zachos, S.Monechi, G. Morelli L. Lourens, 2010. Orbital chronology of EarlyEocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 290, pp. 1-2, 192-200.

Gingerich, P. D., 2003. Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming. In S. L. Wing, P. D. Gingerich, B. Schmitz, and E. Thomas (eds.), *Causes and consequences*

of globally warm climates in the early Paleogene, Geological Society of America, Special Papers, v. 369, pp. 463-478.

Giusberti L., Rio D., Agnini C., Backman J., Fornaciari E., Tateo F., and Oddone M., 2007. Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of American Bulletin*, v. 119, pp. 391-412.

Grandesso P., 1976. Biostratigrafia delle formazioni terziarie del Vallone Bellunese. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 94, 1323-1348.

Hay W. W. e Mohler H. P., 1967. Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-early Eocene correlations. *Journal of Paleontology*, v. 41, 6, pp. 1505-1541.

Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2006. Beyond Methane: Towards a Theory for Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, v 245, pp 523-537

Janin M. C., 1995. Biological affinities of the calcareous nannofossils: comparison with the organic scale secreted by living algae. In: J. A. Flores & F. J. Sierro, 5th INA Conference in Salamanca Proceedings, 67-86.

Kelly DC, Nielsen T, McCarren H, Zachos JC, Röhl U., 2010. Spatiotemporal patterns of carbonate sedimentation in the South Atlantic: implications for carbon cycling during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 293, pp. 30–40.

Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, v. 435, pp. 1083–1087.

Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma*, v. 1, pp. 739-785.

Massari F., Medizza F., 1973. Stratigrafia e Paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli *hard grounds* della Scaglia Rossa Veneta). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, v. 28, pp.1-63.

Miller, K. G., Katz, M. E., 1987. Oligocene to Miocene benthic foraminiferal and abyssal circulation changes in the North Atlantic. *Micropaleontology*, v. 33, pp. 97-149.

Miller K. G, Janecek T. R., Katz M. E., Keil D. J., 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, v.2 (6), pp. 741-761.

- Nicolo, M.J., Dickens, G.R., Hollis, C.J., Zachos, J.C., 2007. Multiple early Eocene hyperthermals: their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*, v.35, pp. 699–702.
- Okada H. e Bukry D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, v. 51, pp. 321-325.
- Pagani, M., Calderia, K., Archer, D., Zachos, J.C., 2006. An ancient carbon mystery. *Science*, v.314, pp. 1556–1557.
- Palma M., 2011. Inquadramento biostratigrafico della sezione Paleocenico-Eocenica del Torrente Terche (Mel, BL). *Università degli Studi di Padova, Tesi di laurea inedita*.
- Perch-Nielsen, K., 1981. Nouvelles observations sur les nannofossiles calcaires à la limite Crétacé/Tertiaire près de El Kef (Tunisie). *Cahiers de Micropaléontologie*, v. 3, pp. 25–36.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannoplankton. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 427–554.
- Petrizzo, M.R., 2005. An early late Paleocene event on Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean (ODP Leg 198): evidence from planktonic foraminiferal assemblages. In: T.J. Bralower, I. Premoli Silva and M.J. Malone, Editors, *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, v. 198 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/198_SR/102/102.htm>.
- Poletti L., Premoli Silva I., Masetti D., Pipan M. e Claps M. 2004. Orbitally driven fertility cycles in the Palaeocene pelagic sequences of the Southern Alps (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, v. 164, pp. 35-54.
- Premoli Silva I. e Luterbacher H. P., 1966. The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia*, v. 72, pp. 1183-1266.
- Proto Decima F., Roth P.H., Todesco L., 1975. Nannoplankton calcareo del Paleocene e dell'Eocene della sezione di Possagno, in: H.M. Bolli (Ed.), *Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, Schweiz. Palaontol. Abh.*, v. 97, pp. 35– 55.
- Raffi, I., Backman, J., Pälike, H., 2005. Changes in calcareous nannofossil assemblage across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 226, pp. 93–126.
- Raffi, I., J. Backman, J. C. Zachos, A. Sluijs, 2009. The response of calcareous nannofossil assemblages to the Paleocene Eocene Thermal Maximum at the Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Micropaleontology*, v. 70(3-4), pp. 201-212, doi: 10.1016/j.marmicro.2008.12.005.

- Röhl, U., Westerhold T., Monechi S., Thomas E., Zachos J. C., Donner B., 2005. The third and final early Eocene thermal maximum: Characteristics, timing, and mechanisms of the “X” event. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, V. 37(7), p. 264.
- Rio D., Fornaciari E. e Raffi I., 1990a. Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossil from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). In: Duncan R. A., Backman J., Peterson L. C., *et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 115, pp. 175-235.
- Rio D., Raffi I., Villa G., 1990b. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. In: Kasterns K. A., Mascle J. *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 107, pp. 513-533.
- Coccioni R., Bancala G., Catanzariti R., Fornaciari E., Frontalini F., Giusberti L., Jovane L., Luciani V., Savian J., Sprovieri M., in stampa. An integrated stratigraphic record of the Palaeocene–lower Eocene at Gubbio (Italy): new insights into the early Palaeogene hyperthermals and carbon isotope excursions. *Terra Nova*.
- Romein A. J. T., 1979. Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, v. 22, pp. 1-231.
- Sarti M., Bosellini A., Winterer E. L., 1992. Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin, Southern Alps, Italy. *Memoir of American Association of Petroleum Geologists*, v. 53, pp. 241-258.
- Sexton, P.F., Norris, R.D., Wilson, P.A., Pälike, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C. and Gibbs, S., 2011. Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature*, v. 471, pp. 349-352, doi:10.1038/nature09826.
- Sluijs, A., S. Schouten, T. H. Donders, P. L. Schoon, U. Rohl, G.-J. Reichert, F. Sangiorgi, J.-H. Kim, J. S. Sinninghe Damste, H. Brinkhuis, 2009. Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, v. 2(11), pp. 777-780.
- Stap, L., L. Lourens, E. Thomas, A. Sluijs, S. Bohaty, J. C. Zachos, 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, v. 38, pp.607-610 doi: 10.1130/G30777.1.
- Stott, L. D., Kennett, J. P., 1990. The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: Stable isotopic results from ODP Leg 113, in Barker, P. F., Kennett, J. P., *et al.*, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 113: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, pp. 829–848.

Thomas E., 1998. Biogeography of the late Paleocene Benthic Foraminiferal extinction. In Aubry M.-P., Lucas S. & Berggren W. A. (Eds). *Late Paleocene-early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*, pp.214-243.

Thomas E., Röhl U., Monechi S., Westerhold T., Balestra B., Morelli G., 2006. An early Eocene hyperthermal event at 52.5 Ma. In *Climate and Biota of the Early Paleogene 2006, abstract volume*, F. Caballero et al. (Eds.) , p. 136

Varol O., 1989. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy. In Crux, J.A. and S.E. van Heck (eds.). *Nannofossils and their applications*. Ellis Horwood, Chichester, pp. 265-310.

Westerhold, T., Röhl, U., 2009. High-resolution cyclostratigraphy of the early Eocene —new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. *Climate of the Past*, v. 5 (3), pp. 309–327.

Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: implications from the Ocean Drilling Program Leg 208Walvis Ridge depth transect. *Paleoceanography*, v. 22, PA2201. doi:10.1029/2006PA001322.

Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., Evans, H. F, 2008. Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 257, pp. 377–403, doi:10.1016/j.palaeo.2007.09.016,

Wing, S.L. 2000. Cool, warm, cool, warm – climate oscillation and floral change during the Paleocene-Eocene boundary interval. *GFF*, v. 122, pp. 182-183.

Winterer E.L., Bosellini, A., 1981. Subsidence and Sedimentation on a Jurassic Passive Continental Margin (Southern Alps, Italy). *Bullettin of American Association of Petroleum Geologist*, v. 65(3), pp. 394-421.

Young, J.R., Bown, P.R., 1997. Higher classification of calcareous nannofossils. *Journal of Nannoplankton Research*, **19**: 15-20.

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

Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C., 1994. Evolution of marine temperatures during the Paleogene. *Paleoceanography*, v. 9, pp. 353–387.

Zachos, J.C., Kroon, D., Blum, P., et al., 2004. Proc. ODP, Init. Repts., 208: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.208.2004.

Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005. Rapid

acidification of the ocean during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, v. 308, pp. 1611–1615.

Zeebe, R.E., Zachos, J.C., Dickens, G.R., 2009. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. *Nat. Geosci.*, v. 2, pp. 576–580.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio tutte le persone che mi hanno aiutato a svolgere questo tirocinio:

la Prof. Eliana Fornaciari e il Dott. Luca Giusberti che mi hanno seguito con infinita pazienza;

il Dott. Lorenzo Franceschin, la Dott.ssa Carlotta Betto e Leonardo Tauro per le fasi di laboratorio;

alla mia famiglia che mi ha sempre spronato ad andare avanti;

a tutti coloro che mi hanno supportato e sopportato durante gli anni del mio percorso di formazione e di vita.

Il ringraziamento più importante va alla mia Francesca che mi è stata accanto in ogni momento.