



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.

Corso di Laurea in Scienze Naturali

Elaborato di Laurea

**INQUADRAMENTO BIOSTRATIGRAFICO DELLA
SEZIONE PALEOCENICO-EOCENICA DEL TORRENTE
TERCHE (MEL, BL)**

*Biostratigraphy of the Paleocene-Eocene Terche section
(Belluno, northeastern Italy)*

Tutor:

Prof.ssa Eliana Fornaciari
Dipartimento di Geoscienze

Co-Tutor:

Dott. Luca Giusberti
Dipartimento di Geoscienze

Laureando: Marco Palma

ANNO ACCADEMICO 2010/2011

Ringraziamenti

I miei ringraziamenti vanno innanzitutto alla Prof. Eliana Fornaciari, che con immensa pazienza e disponibilità mi ha costantemente seguito nel corso del mio tirocinio e nella realizzazione di quest'elaborato di tesi, a discapito tempo dei suoi week end e delle sue ore di sonno.

Al Dott. Luca Giuberti, che, assieme alla Prof. Fornaciari, mi ha guidato nel mio tirocinio, soprattutto nella prima parte di esso.

Al Dott. Lorenzo Franceschin, che mi ha aiutato nella preparazione dei materiali da analizzare a microscopio.

Al mio caro amico Matteo, per avermi aiutato con la sua a volte eccessiva disponibilità ogniqualvolta avessi bisogno di un aiuto da "ingegnere dell'informazione" col mio computer.

Ai miei familiari, che hanno sempre appoggiato ogni mia scelta e esigenza, a Francesca e a tutti i miei amici per aver fatto in modo che io non stessi troppe ore sui libri a studiare.

Grazie a tutti

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)	
5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO	p. 13
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 DEL TORRENTE TERCHE	p. 16
7. L'ATTIVITÀ DI CAMPAGNA	p. 18
8. L'ATTIVITÀ DI LABORATORIO	p. 20
8.1 TECNICHE DI PREPARAZIONE DEI CAMPIONI PER LO STUDIO DEI NANNOFOSSILI	
8.2 ANALISI AL MICROSCOPIO	

9. RISULTATI	p. 24
9.1 CARATTERISTICHE GENERALI DELLE ASSOCIAZIONI	
9.2 BIOSTRATIGRAFIA ED ETA' DELLA SEZIONE	
9.3 LA POSIZIONE STRATIGRAFICA ED OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI NELLA MU	
10. CONCLUSIONI	p. 28
BIBLIOGRAFIA	p. 29

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 il Torrente Terche (un affluente del Piave), nelle vicinanze di Campo in Valbelluna e copre un intervallo di tempo che va dal Paleocene Superiore 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.

L'interesse per la sezione del Torrente Terche nasce dal fatto che essa si trova nelle vicinanze della sezione del T. Forada, situata nei pressi dell'abitato di Lentiai, recentemente oggetto di varie pubblicazioni in quanto contiene un record completo ed espanso dell'evento ipertermale del Paleocene/Eocene (PETM; *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*; 55,8 Ma).

Questa attività di tirocinio nella sezione del T. Terche 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 PETM. A tale scopo è stato campionato in dettaglio l'intervallo eocenico inferiore che conteneva un'anomalia

litologica argilloso-marnosa (MU; *Marly Unit*) attribuibile con buona probabilità all'evento ipertermale ETM2 (*Eocene Thermal Maximum 2*).

Gli scopi del lavoro sono:

- Ricostruzione e inquadramento biostratigrafico e cronostratigrafico della sezione attraverso lo studio dei nannofossili calcarei;
- Verificare se l'intervallo argilloso marnoso individuato nel segmento B corrisponde all'ipertermale ETM2.

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 da particelle scheletriche (denominate coccoliti) che rappresentano il ricoprimento esterno di organismi fitoplanctonici unicellulari (alghie), noti come nannoplancton calcareo. Secondo Bramlette (1961) queste contribuiscono per il 30% circa alla deposizione dei carbonati negli oceani attuali e il contributo sembra essere stato ancora maggiore (fino al 60%) nel Cenozoico. 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 sistematica del nannoplancton calcareo non è ancora ben assestata. In genere è considerato un gruppo monofiletico talvolta associato alle Prymnesiophyceae o alle Haptophyceae. In realtà i lavori più recenti (es Janin, 1995) 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 ha forma ovale allungata o sferica e dimensioni comprese tra 15 e 100 micron (Fig. 2.1). In genere il ciclo vitale è diviso in due fasi, una detta motile e l'altra "non motile" (Fig. 2.2). Nella fase motile la cellula possiede due *undulipodia* (particolari tipi di flagelli), fra i quali è posto un flagello con ultrastruttura diversa dai precedenti denominato "*haptonema*". Durante questa fase non vengono prodotti coccoliti. Nella fase non motile scompaiono gli *undulipodia* e vengono secreti i coccoliti.

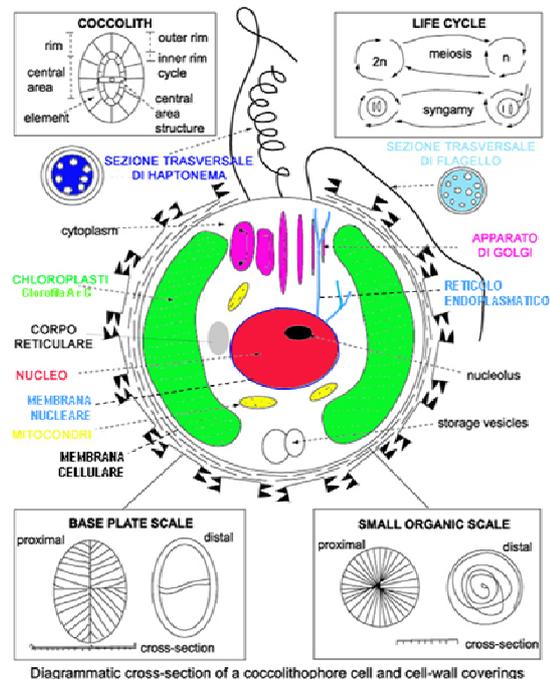


Fig 2.1 – Rappresentazione schematica di una cellula di coccolitoforide vivente.

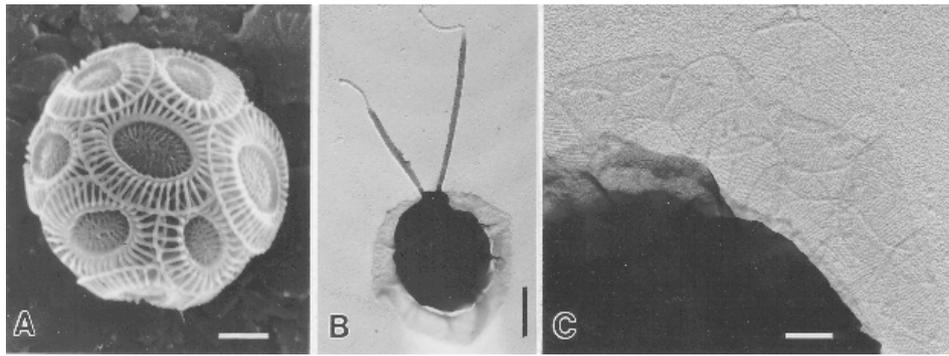


Fig 2.2 – Ciclo vitale di un coccolitoforide vivente (*Emiliana huxleyi*).
 A) Fase non motile; B) fase motile; C) particolare di B.

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

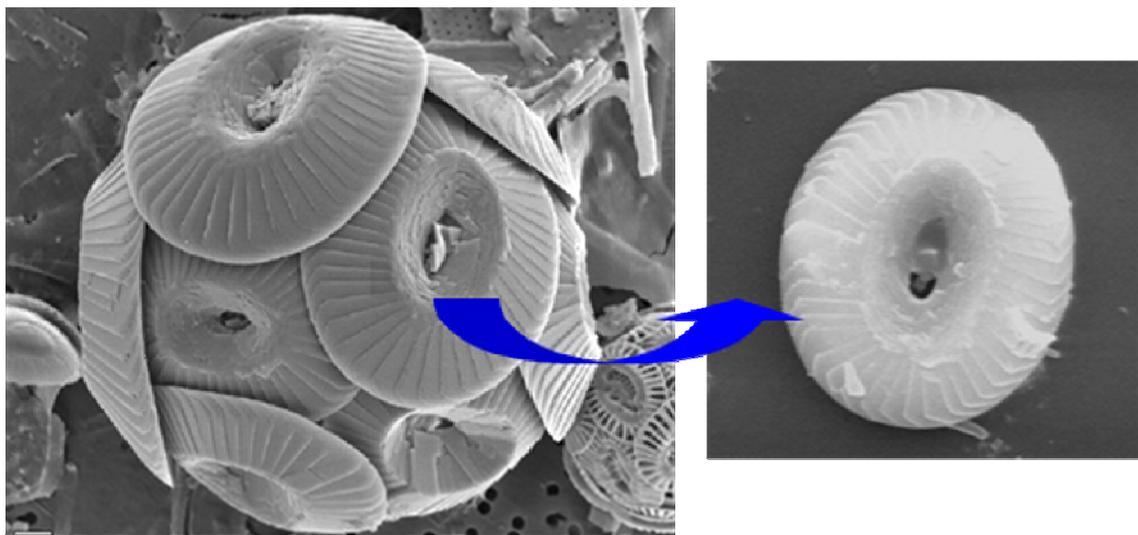


Fig 2.3 – Coccosfera a sinistra e singolo coccolite a destra.

Una cellula di coccolitoforidi può possedere da 10 a 100 coccoliti. La coccosfera normalmente si disintegra alla morte dell'organismo e raramente viene conservata allo stato fossile. Circa il ruolo funzionale che hanno i coccoliti nella vita del nannoplancton 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 delle 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 nanconidi) 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

Date le piccole dimensioni, lo studio dei nannofossili calcarei viene condotto o con un microscopio ottico polarizzatore a elevato ingrandimento (tra 800 e 1400X) oppure con microscopi elettronici. I due strumenti hanno caratteristiche notevolmente diverse e devono essere considerati complementari l’uno all’altro per lo studio dei nannofossili calcarei. 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 l’analisi con finalità stratigrafiche dei nannofossili calcarei per la sua facile disponibilità in tutte le condizioni di lavoro (in cantiere o in nave), per la rapidità di preparazione del materiale da esaminare e per la possibilità di osservare rapidamente migliaia di esemplari (il che facilita il ritrovamento dei *marker* stratigrafici che possono essere rari nell’associazione).

Le osservazioni che si fanno al microscopio ottico implicano l’uso di luce polarizzata (tramite un opportuno filtro polarizzatore) sia a *nicol* paralleli sia a *nicol* incrociati (*X-nicol*). Le osservazioni in luce parallela forniscono informazioni morfologiche, mentre le osservazioni a *X-nicol* 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

Senza dubbio la grande “popolarità” dei nannofossili calcarei nelle Scienze della Terra deriva dal fatto che in questi ultimi anni 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”:

- Sono straordinariamente abbondanti (fino ad alcune centinaia di migliaia in un “vetrino” preparato con pochi grammi di roccia);
- Mostrano spesso un'ampia distribuzione biogeografica legata al loro modo di vita planctonico;
- Hanno avuto una 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 (in pochi minuti si può datare un campione di sedimenti pelagici)
- La grande resistenza alla dissoluzione, che li avvantaggia nettamente sui foraminiferi planctonici. Grazie a questa peculiarità si possono datare con i nannofossili calcarei anche sedimenti pelagici con pochissimo carbonato, depositi vicino o sotto la CCD (livello di compensazione dei carbonati), nei quali normalmente mancano i foraminiferi planctonici.

Oltre alle caratteristiche positive bisogna anche ricordare, tuttavia, almeno una caratteristica negativa, ossia la tendenza al rimaneggiamento. Le stesse caratteristiche positive appena menzionate (abbondanza, resistenza alla dissoluzione), infatti, fanno sì che i nannofossili calcarei possano riciclarsi con grande facilità e si ritrovino, talora in abbondanza, rimaneggiati in sedimenti più recenti. Questo impone una grande cautela nell'utilizzare i dati di estinzione, in particolare 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 è, nelle sue linee essenziali, abbastanza conosciuta ed assestata grazie ai lavori pionieristici di Bramlette & Sullivan (1961) e Hay e Mohler in Hay *et al.* (1967), che per primi proposero uno schema biostratigrafico sulla base dei nannofossili calcarei riguardante questo intervallo di tempo. In seguito gli intervalli zonali individuati da questi autori vennero incorporati nello schema biostratigrafico proposto da Martini (1971) per l'intero Cenozoico. In questo schema, nell'intervallo Paleocene Superiore-Eocene Inferiore, vengono riconosciute complessivamente 7 biozone codificate con la sigla NP (*Nannoplankton Paleogene*) e con numeri progressivi. Successive modifiche hanno aumentato la risoluzione a 10 biozone (Aubry, 1996, 1999). Un grande contributo alla biostratigrafia a nannofossili calcarei per il Paleocene, e più 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.

Successivamente questo schema zonale è stato codificato da Okada e Bukry (1980), con le sigle CP (*Coccolithus Paleogene*), seguito da una numerazione progressiva per indicare le Zone, e da lettere per indicare le Sottozone. Confrontando la risoluzione della zonatura di Martini con quella di Okada e Bukry, quest'ultima risulta più dettagliata (Fig. 3.1).

Di grande interesse per gli studi nel Mediterraneo è il lavoro di Romein (1979) che costruì uno schema zonale "globale" che nell'intervallo indagato comprende 6 biozone (Fig. 3.1). In particolare per l'area Veneta sono fondamentali gli studi della sezione di Possagno (TV) di Proto Decima *et al.* (1975) e più di recente 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. Di recente gli studi biostratigrafici e biocronologici basati sui nannofossili calcarei hanno ricevuto un nuovo impulso grazie all'interesse suscitato in

quest'intervallo da eventi climatici estremi come ad esempio quello alla base dell'Eocene noto come *Paleocene Eocene Thermal Maximum* (PETM; Zachos *et al.*, 2001) e l'*Eocene Thermal Maximum 2* (ETM2; Lourens *et al.*, 2005). Questi studi hanno messo in evidenza come la risoluzione biostratigrafica e l'affidabilità biocronologica dei biorizzonti a nannofossili calcarei del Paleogene Inferiore 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)

					ZONATURE STANDARD		
Hay et al. (1967)	Romein (1979)	Perch-Nielsen (1981a, b)	Varol (1989)	Martini (1970)	Biorizzonte	Okada & Bukry (1980)	
<i>D. lodoensis</i>	<i>D. lodoensis</i>	NON STUDIATA	NON STUDIATA	NP13	<i>D. subloboensis</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. lodoensis</i> LO	CP9	b
<i>M. contortus</i>	<i>T. contortus</i>			NP10	<i>T. contortus</i> HO		a
<i>D. multiradiatus</i>	<i>D. multiradiatus</i>	NP9	NTp20	NP9	<i>T. bramlettei</i> LO <i>Ramboaster</i> LO	CP8	b
			NTp19				a
			NTp18				
			NTp17				
<i>H. riedelii</i>	<i>D. mohleri</i>	NP7/8	NTp16	NP8	<i>D. multiradiatus</i> LO	CP7	B
			A				
			NTp15				
			NTp14				
<i>D. gemmeus</i>	<i>D. mohleri</i>	NP7/8	NTp13	NP7	<i>D. nobilis</i> LO <i>H. riedelii</i> LO	CP6	
			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 zonali 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)

Una serie di escursioni isotopiche negative degli isotopi stabili del carbonio (CIE; > 0,5‰) successive al PETM è stata osservata nell'Eocene Inferiore (Cramer *et al.*, 2003; Sexton *et al.*, 2011). La più intensa di queste CIE, nota come ETM2 (Lourens *et al.*, 2005) e originariamente definita H1 da Cramer *et al.* (2003), si verificò ca. 53.5 Ma, nella porzione basale della Zona a nannofossili calcarei NP11 (Lourens *et al.*, 2005; Sluijs *et al.*, 2009). Nel Walvis Ridge, Sud Atlantico, questa CIE coincide con evidenze di riscaldamento delle acque superficiali e profonde ed è marcata dalla presenza di un orizzonte argilloso detto ELMO (Zachos *et al.*, 2004; Lourens *et al.*, 2005). Si è stimato che l'ampiezza della CIE, l'entità del riscaldamento e la diminuzione in carbonato durante l'ETM2 siano state meno intense (di circa la metà) rispetto a quelle verificatesi durante il PETM (Lourens *et al.*, 2005; Stap *et al.*, 2010). Al di sopra dell'ELMO, nel Walvis Ridge, sono stati osservati parecchi orizzonti argillosi che possono rappresentare ulteriori eventi di risalita della lisoclina e che corrispondono ad altre escursioni isotopiche (nello specifico gli eventi H2, I1 e I2; 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).

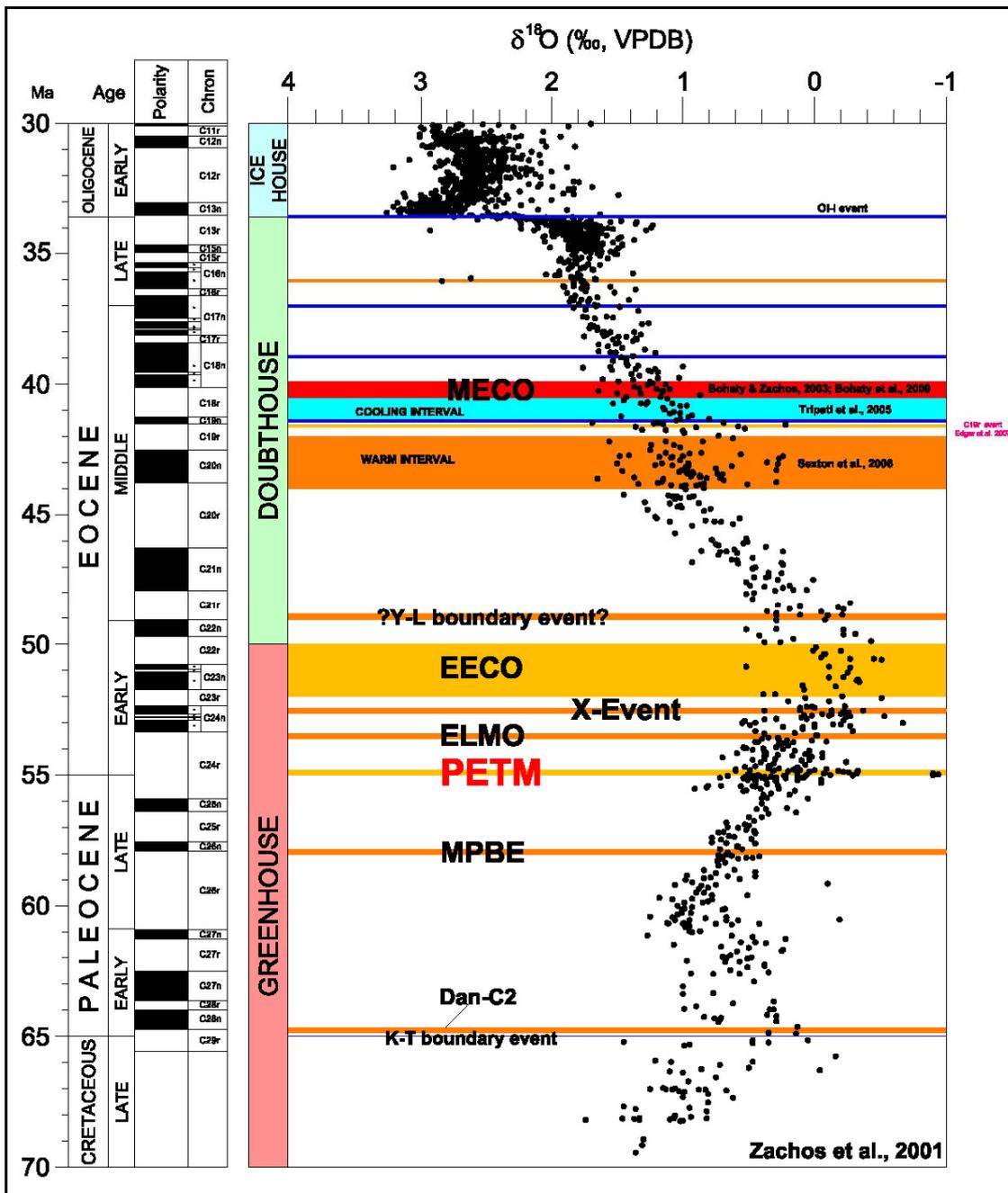


Fig. 4.1 – Sintesi dell'andamento degli isotopi stabili dell'ossigeno nella calcite dei foraminiferi bentonici degli ultimi 70 milioni di anni con indicati i principali eventi climatici finora riconosciuti nel mondo *greenhouse* e *doubthouse* (da Zachos *et al.*, 2001 con modifiche).

CAPITOLO 5

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

La sezione del Torrente Terche 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 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

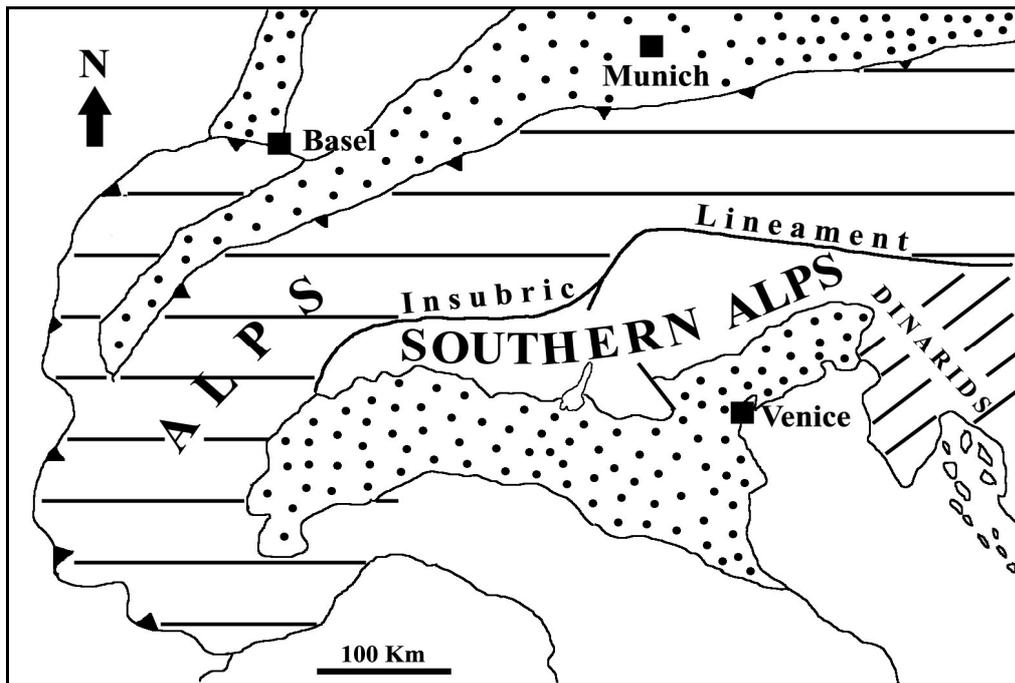


Fig. 5.1 – Posizione del Sudalpino nell’ambito della catena Alpina (da Doglioni & Bosellini, 1987).

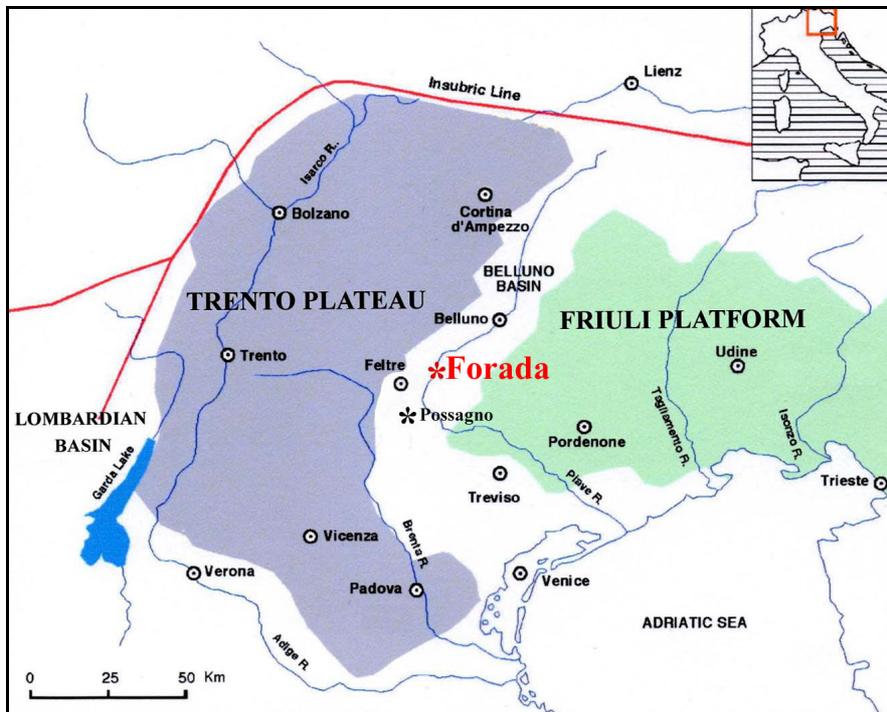


Fig. 5.2 – Ricostruzione paleogeografica schematica del Sudalpino orientale nel Cretaceo Superiore. In rosso è indicata la sezione oggetto di questa tesi (modificato da Cati *et al.*, 1989).

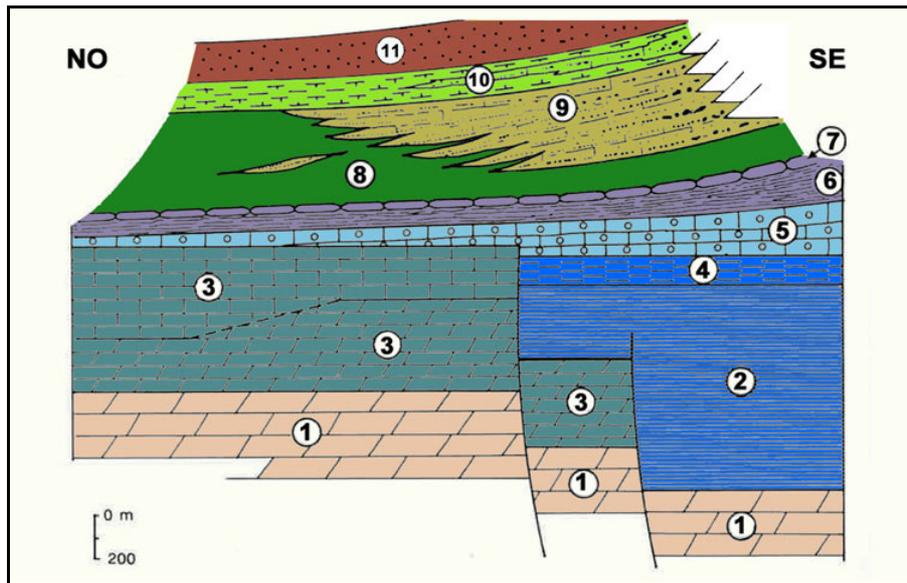


Fig. 5.3 – Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mesozoiche e cenozoiche affioranti in Valbelluna e dintorni. 1) Dolomia Principale; 2) Formazione di Soverzene; 3) Gruppo dei Calcari Grigi; 4) Formazione di Igne; 5) Calcarea del Vajont; 6) Formazione di Fonzaso; 7) Rosso Ammonitico; 8) Biancone;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

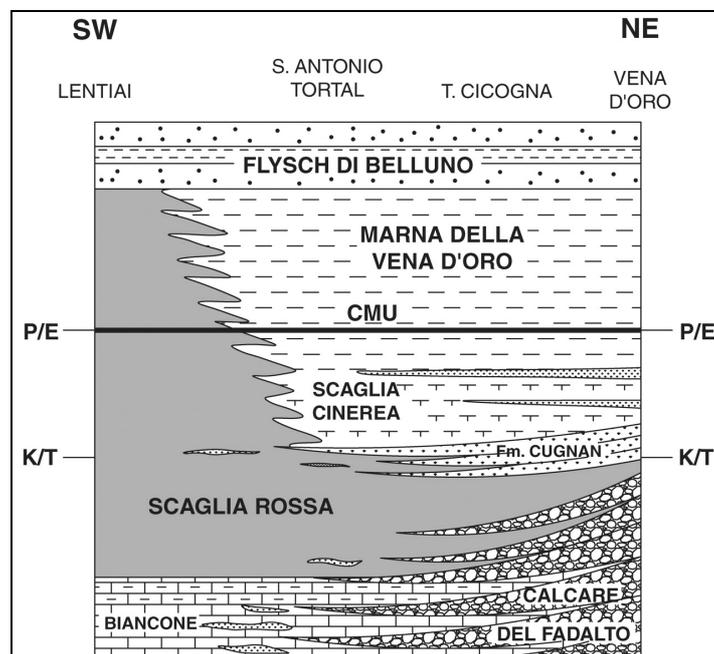


Fig. 5.4 – Schema dei rapporti stratigrafici delle unità litostratigrafiche del Cretaceo-Paleogene inferiore della Valbelluna (da Giusberti *et al.*, 2007).

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 “Calcere di Soccher”, o addirittura maastrichtiana, in addentellato con il Calcere 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 la ECU è netto all’osservazione in campagna.

Dati editi e inediti relativi all’area veneta (e.g. Agnini *et al.*, 2008, 2009) 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 calcareo/marna simile alla ECU del PETM.

CAPITOLO 6

LA SEZIONE DEL TORRENTE TERCHE

La sezione in esame affiora lungo un affluente del Torrente Terche, presso l'abitato di Campo, a 2 km circa dal paese di Mel, in Valbelluna (Figg. 6.1, 6.2). La successione affiorante nell'area di studio si estende dal Cretaceo Superiore all'Eocene Inferiore ed è rappresentata dalle formazioni della Scaglia Rossa e del Flysch di Belluno (Figg. 5.4, 6.2; Giusberti *et al.*, 2007). La sezione campionata durante il tirocinio si estende dal Paleocene Superiore all'Eocene Inferiore e consiste in due segmenti (Fig. 6.3). Il segmento A è spesso complessivamente 42 m mentre il segmento B è spesso all'incirca 26 m. I due segmenti sono separati da un intervallo tettonizzato e in parte non campionabile a causa della copertura (Fig. 6.4). L'intera sezione studiata si estende quindi per uno spessore complessivo minimo di 68 m ed è interamente ascrivibile alla formazione della Scaglia Rossa.

Descrizione segmento A

- La base della sezione è rappresentata da una torbidite bioclastica dello spessore di circa due centimetri (Fig. 6.5). Al di sopra di questa si osserva un pacco di strati (spessore di circa 27 m) di marne calcaree e marne fogliettate bruno-rossastre con rare e sottili intercalazioni bioclastiche (Fig. 6.6). In gran parte di quest'intervallo è visibile una spiccata ciclicità litologica (couplet marna-marna calcarea).
- un intervallo argilloso di color rosso cupo per la maggior parte non affiorante a causa della copertura (spessore circa 3 m), corrispondente alla *Clay Marl Unit* (CMU, Giusberti *et al.*, 2007) che interrompe bruscamente la prevalente sedimentazione carbonatica (Fig. 6.7). Come spiegato nel capitolo 5, la CMU è l'espressione litologica del PETM e al di sopra di essa si osservano alternanze ritmiche calcare-marna dello spessore complessivo di circa 3 m (*Eocene Couplet Unit*, ECU; Giusberti *et al.*, 2007; Fig. 6.7). Al di sopra dell'ECU riprende la "normale sedimentazione" rappresentata da marne fogliettate dello spessore complessivo di 9 m.

Al tetto del segmento A si osserva un intervallo tettonizzato di spessore non valutabile e con estesa copertura.

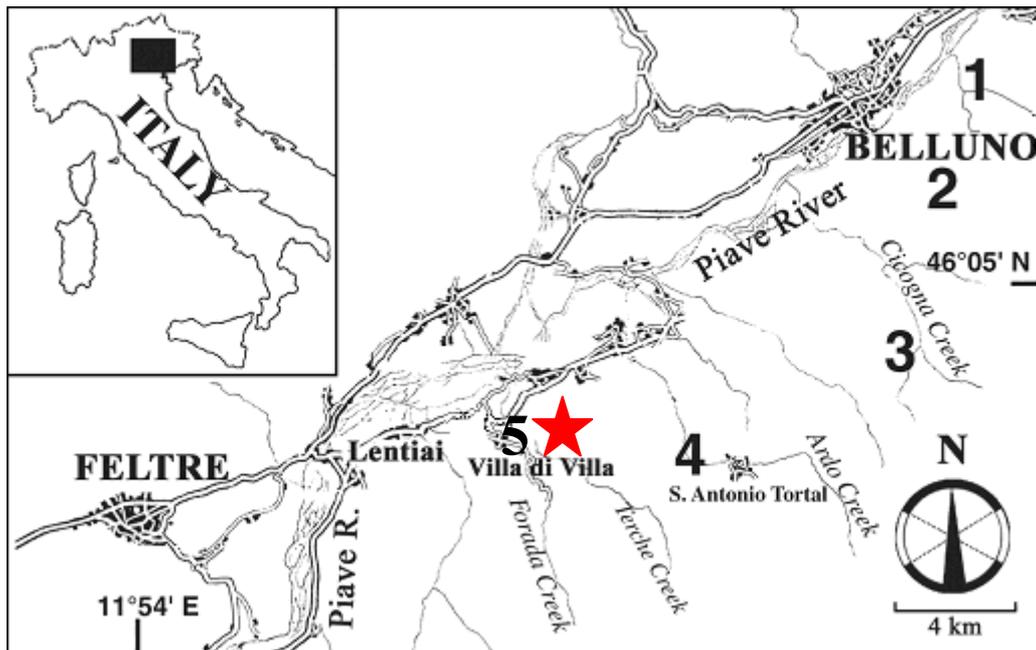


Fig. 6.1 – Ubicazione della sezione del Torrente Terche (stella rossa) e di altre sezioni contenenti la transizione Paleocene/Eocene in sinistra Piave. 1) Valle della Vena d’Oro (Torrente Meassa); 2) Rio Turriga; 3) Valle del Torrente Cicogna (Tassei); 4) Torrente Ardo (S. Antonio Tortal); 5) Torrente Forada. Modificato da Giusberti *et al.* (2007).

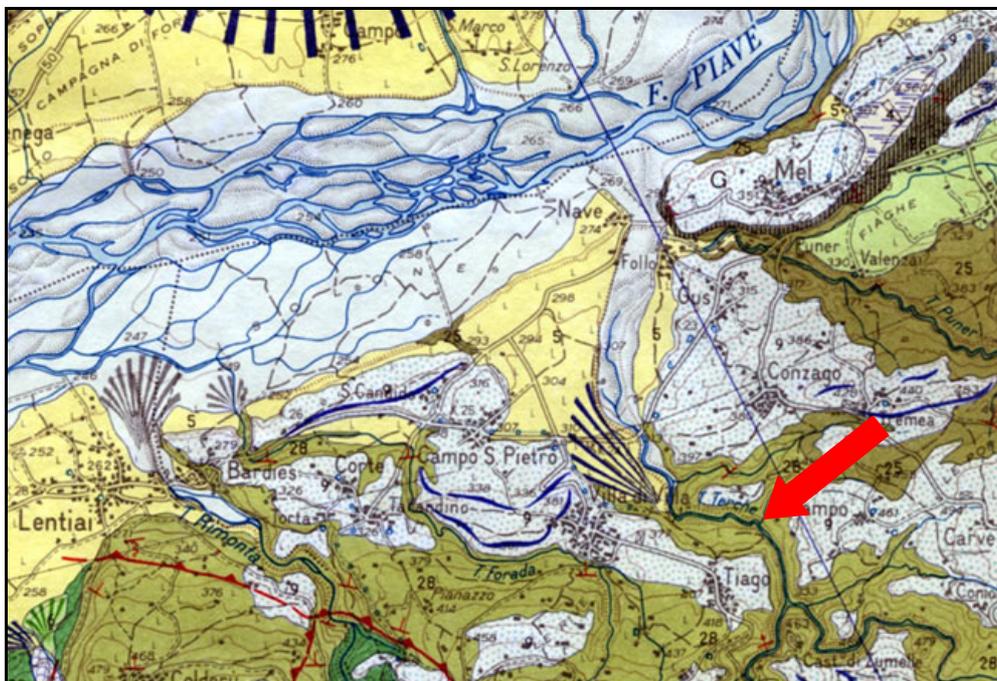


Fig. 6.2 – Ubicazione della sezione del Torrente Terche (freccia). Tratto dalla Carta Geologica 1:50.000, Foglio Belluno (Costa *et al.*, 1996).

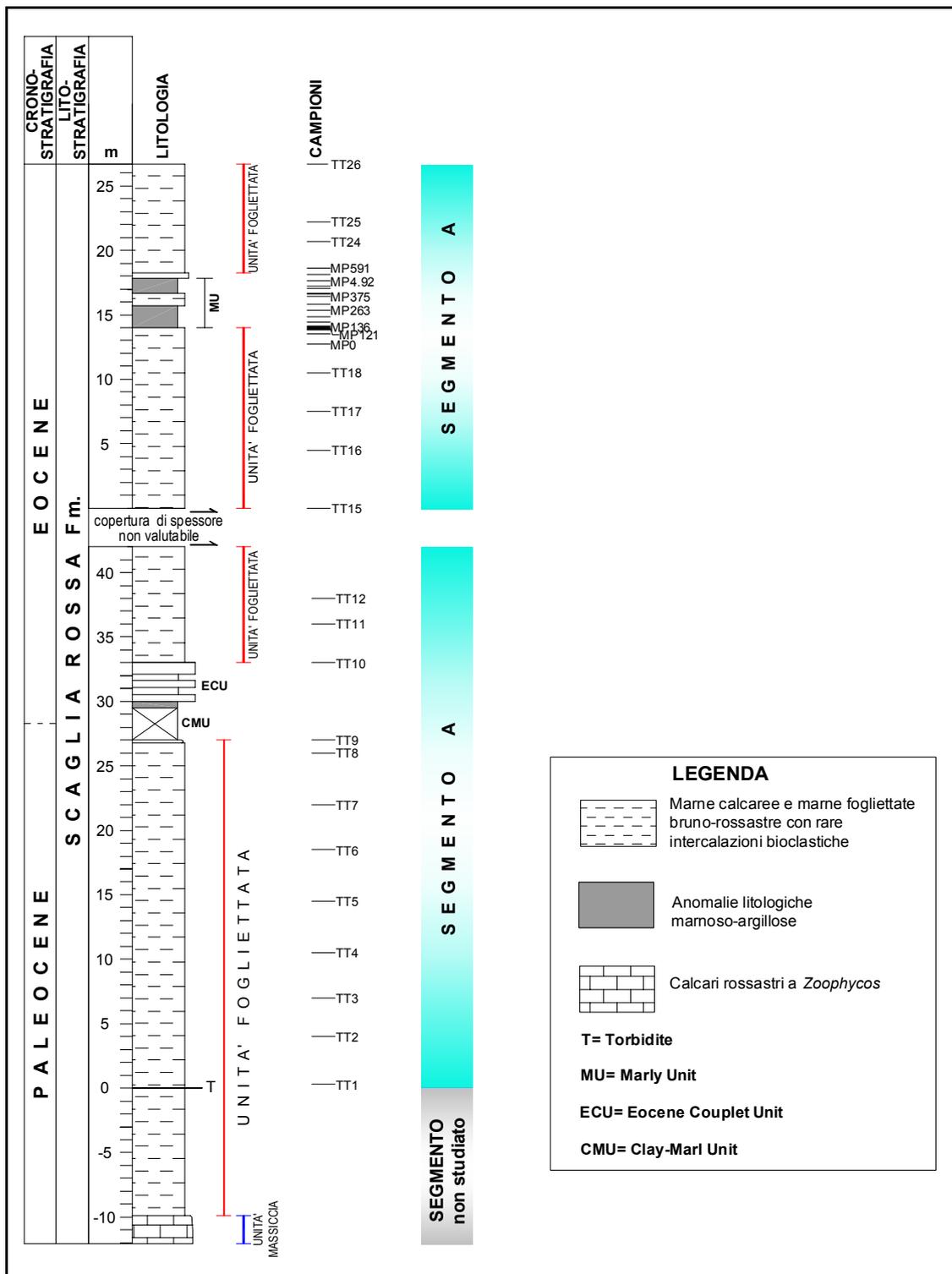


Fig. 6.3 – Log della sezione del Torrente Terche con evidenziati il segmento A e il segmento B campionati durante il presente lavoro di tesi.



Fig. 6.4 – Intervallo tettonizzato e parzialmente coperto della sezione tra il segmento A e quello B.



Fig. 6.5 – Livello torbiditico (freccia) presente alla base della sezione studiata (segmento A).



Fig 6.6 – Marne fogliettate del Paleocene Superiore caratterizzate da evidente ciclicità (segmento A).

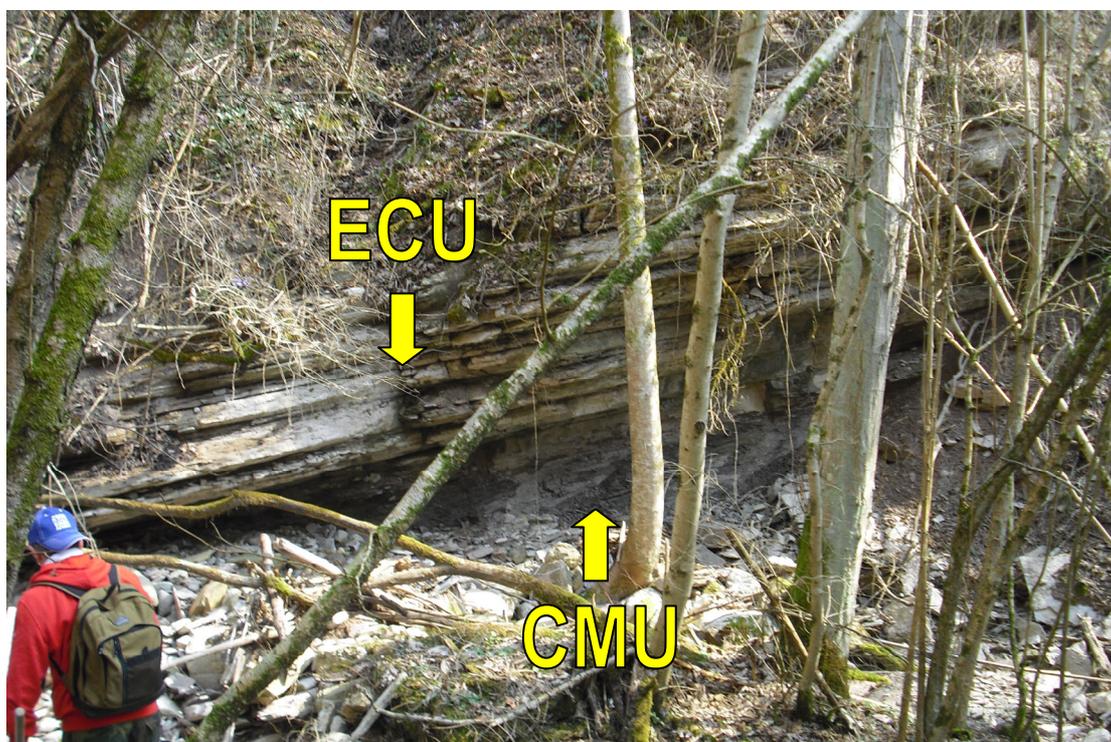


Fig. 6.7 – Parte superiore della *Clay Marl Unit* (parzialmente coperta) sovrastata dalla *Eocene Couplet Unit*.

Descrizione segmento B

- un intervallo di marne fogliettate prevalentemente rossastre, con spiccata ciclicità, dello spessore complessivo di circa 26 m (Fig. 6.8). A 14 m dalla base del segmento B è presente un'anomalia litologica marnoso-argillosa di color rosso-verdastro corrispondente alla MU
- (*Marly Unit*) spessa 4 m circa (Fig. 6.9). Questa MU può essere suddivisa, dal basso verso l'alto, in tre unità: 1) intervallo argilloso-marnoso rosso cupo e verdastro dello spessore complessivo di 1.7 m (Figg. 6.10, 6.11); 2) intervallo carbonatico prevalentemente verdastro fittamente stratificato dello spessore di un metro (Fig. 6.12). Il passaggio tra l'unità 1 e 2 è transizionale; 3) intervallo marnoso-argilloso spesso 1.1 m rosso e verdastro. Al di sopra della terza unità della MU è visibile un pacchetto di calcari verdastri spesso circa 40 cm. Al di sopra di questi calcari sono stati misurati 8.5 m di marne calcaree rossastre fittamente stratificate (Fig. 6.13).

Il segmento B è quello campionato e misurato con maggior dettaglio. Al di sopra di esso affiorano in parete alcune decine di metri di calcari e marne rossi e verdastri che al tetto passano transizionalmente alle torbiditi del Flysch di Belluno (Fig. 6.14).

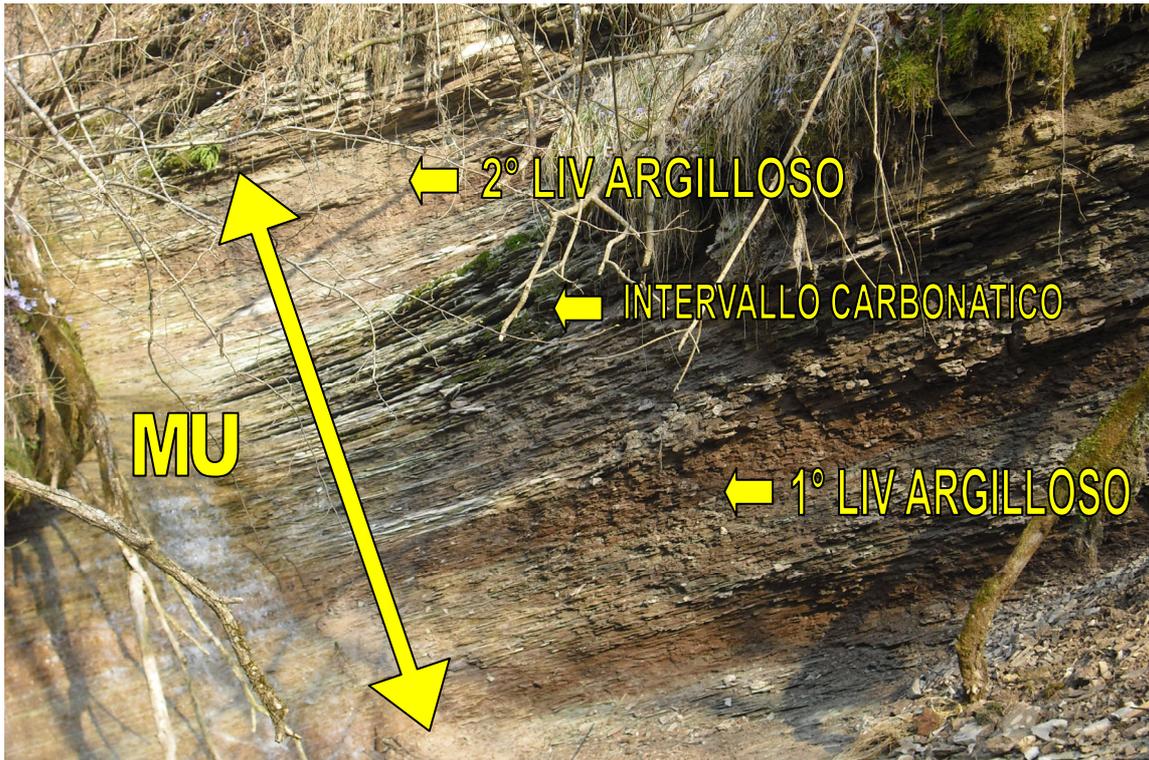


Fig. 6.9 – *Marly Unit* dell'Eocene Inferiore nel segmento B della sezione del T. Terche.



Fig. 6.8 – Marne fogliettate appartenenti al segmento B

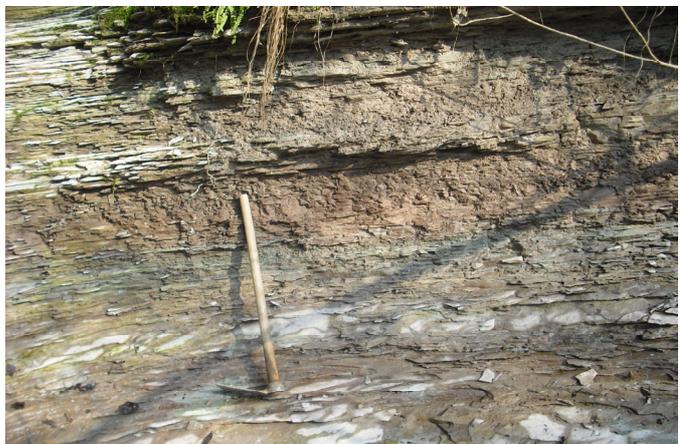


Fig. 6.10 – Parte basale della *Marly Unit*



Fig. 6.11 – Particolare del pacco argilloso alla base della MU.



Fig. 6.12 – Calcari verdastrì compresi tra i due livelli argillosi dell'anomalia litologia MU.

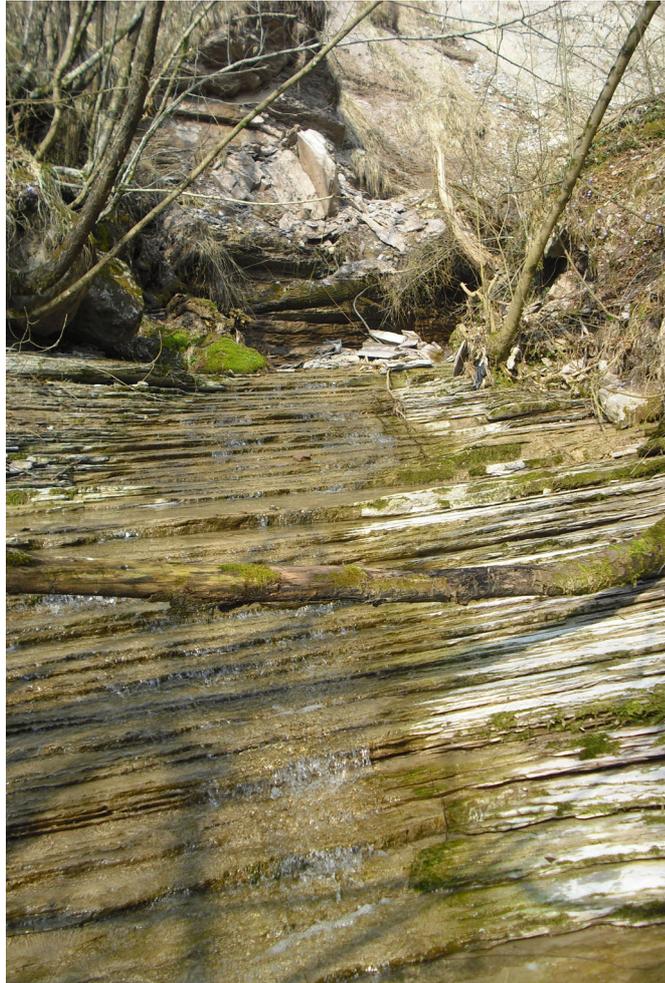


Fig. 6.13 – Marne calcaree stratificate al di sopra della *Marly Unit*.



Fig. 6.14 – Parte sommitale della Scaglia Rossa affiorante in parete e non campionata. Al tetto si noti la base del Flysch di Belluno (freccia).

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; Figg. 7.1a, b). 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. 7.2-7.4) in bassa risoluzione e prendendo come livello di riferimento uno strato torbiditico spesso pochi centimetri. Ai campioni raccolti è stata quindi assegnata la sigla TT (Torrente Terche) seguita dal numero del campione e sul *log* è stata indicata la posizione di ciascun campione misurato dal livello di riferimento (torbidite; Fig. 7.1a).

Nella seconda uscita ci si è concentrati sulla parte alta della sezione, campionando in maggior risoluzione quell'intervallo che conteneva un'anomalia litologica (pacco di marne argillose) in posizione stratigrafica compatibile con quella dell'ETM2 (Fig. 7.1b). Non è stato possibile campionare in dettaglio gli strati corrispondenti all'anomalia litologica del PETM (CMU), essendo questa parte della sezione inaccessibile a causa della copertura. Ai campioni raccolti in questa fase è stata assegnata la sigla MP, seguita dalla quota (in cm) indicante la posizione del campione rispetto alla base dell'intervallo

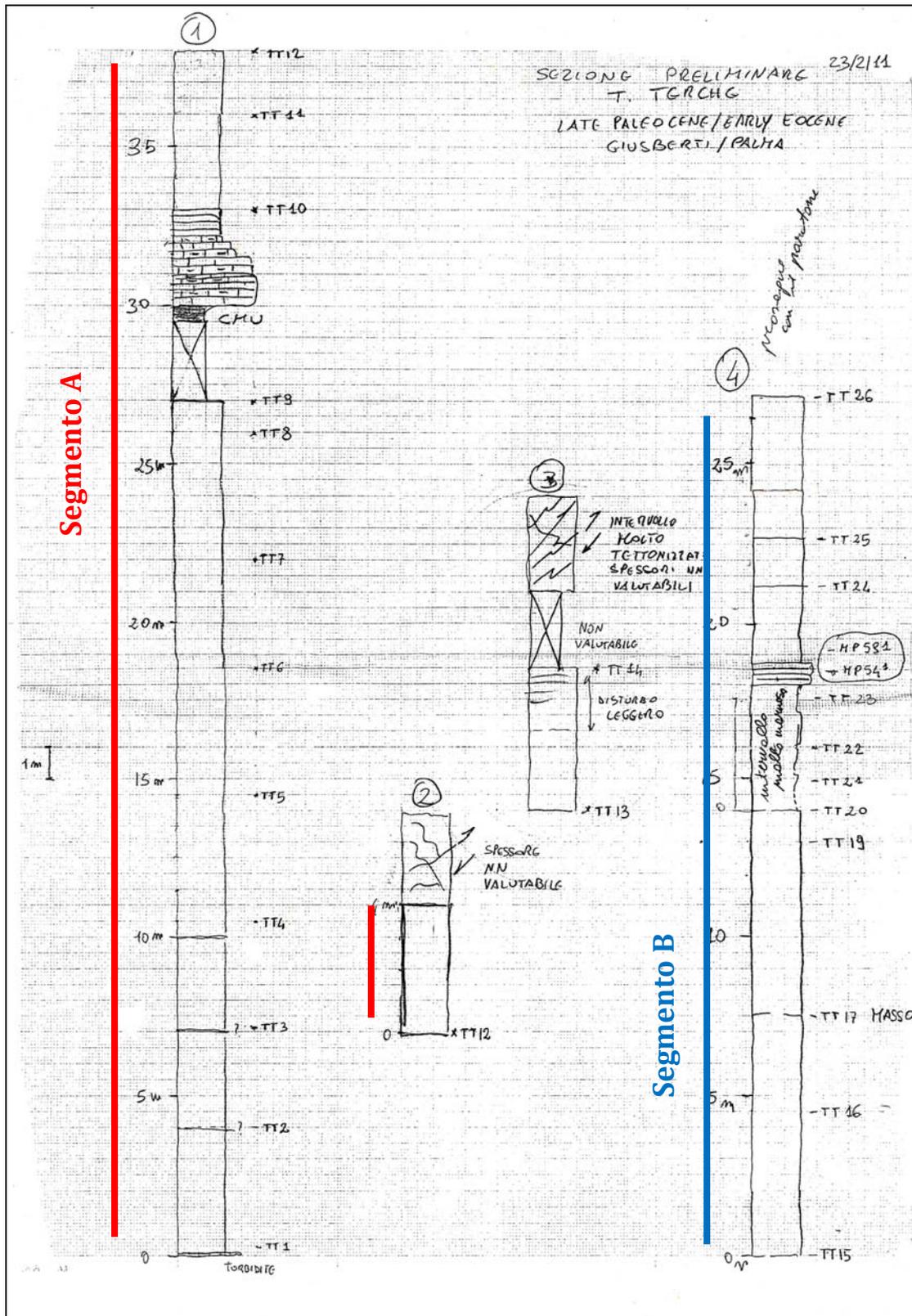


Fig. 7.1a – Log preliminare di campagna della sezione del Torrente Terche. In evidenza il segmento A e il segmento B della sezione.

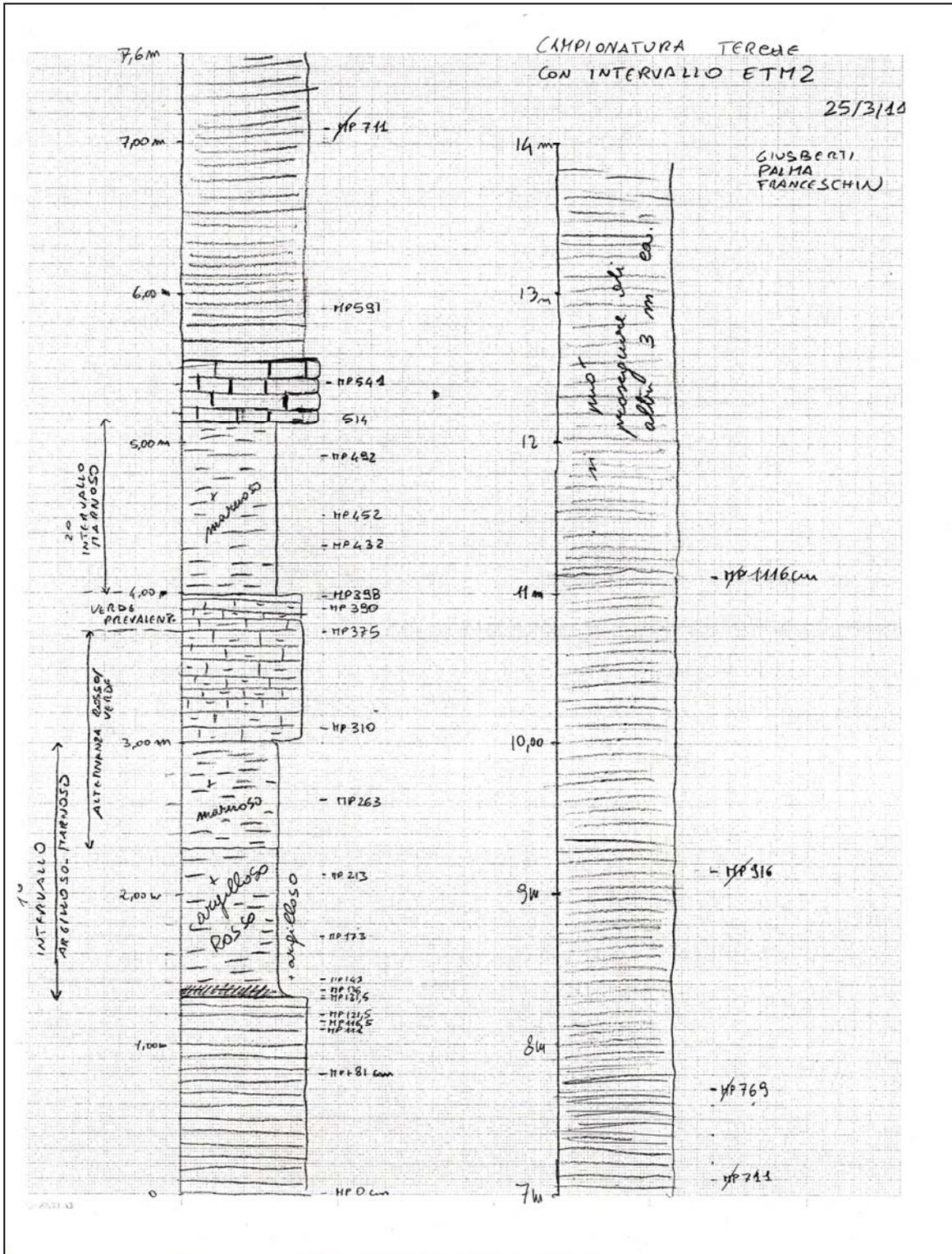


Fig. 7.1b – Log preliminare di campagna del segmento B campionato in dettaglio nell'intervallo contenente la MU (Marl Unit).

campionato (ca. 130 cm dalla base dell'anomalia litologica MU). La compilazione del *log* stratigrafico è stata accompagnata da descrizioni puntuali di alcuni intervalli.

Nella prima uscita sono stati raccolti 26 campioni mentre nella seconda uscita 20.

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 (intervallo contenente probabilmente l'ETM2) si è reso necessario il prelievo di una quantità di sedimento maggiore (alcune decine di grammi) per analisi preliminari dei foraminiferi. I campioni raccolti sono stati

riposti in sacchetti di plastica con riportata la sigla e il numero corrispondente con pennarello indelebile. La successione del Torrente Terche 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. La porzione più antica del Paleocene ed il limite K/T affiorano scarsamente lungo il greto del Torrente Terche, a differenza della vicina sezione del Torrente Forada (Giusberti *et al.*, 2007).



Fig. 7.2 – Fase di misura durante il campionamento.



Fig. 7.3 – Pulitura della sezione prima della campionatura.

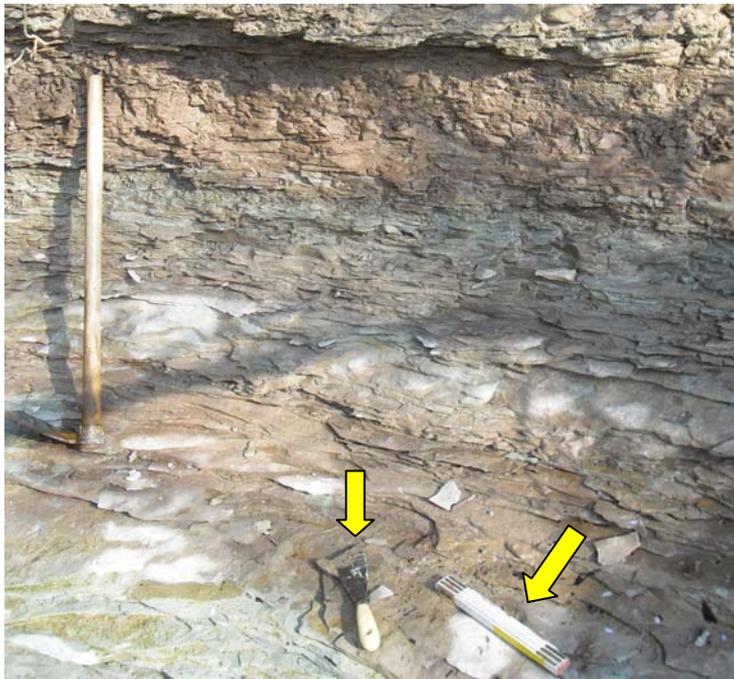


Fig. 7.4 – Strumenti utilizzati durante l'attività di campagna.

CAPITOLO 8

ATTIVITÀ DI LABORATORIO

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

L'attività di laboratorio ha consistito 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

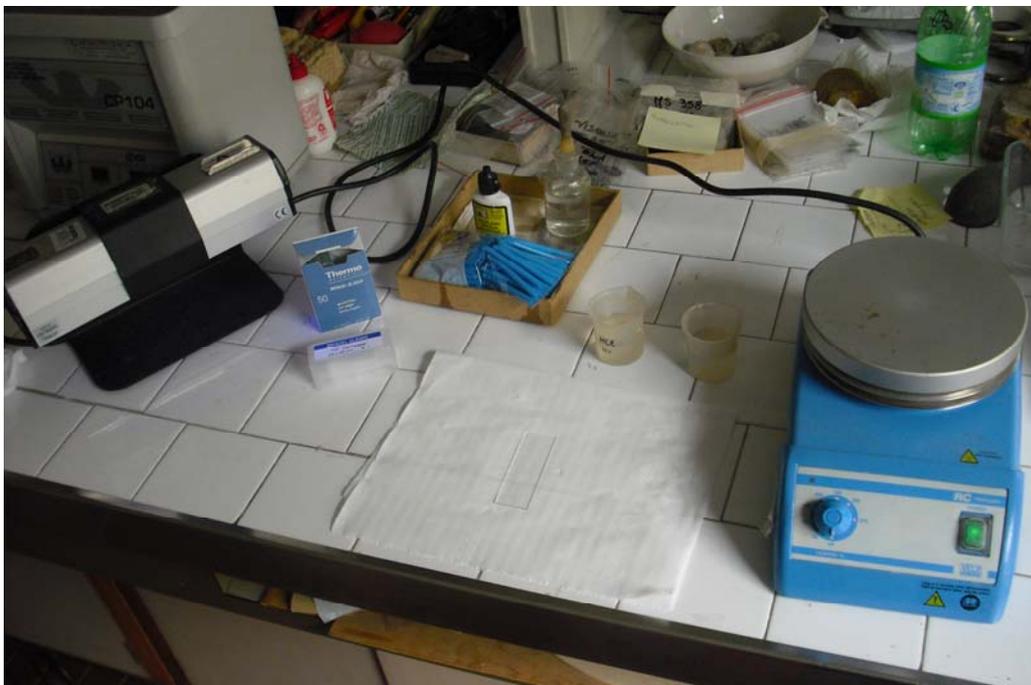


Fig. 8.1-Materiali utilizzati per la preparazione delle *smear slide*.

La procedura di preparazione consiste nel lavare i campioni da eventuali incrostazioni o alterazioni superficiali, farli asciugare nel forno e riporli nuovamente all'interno di sacchetti accuratamente contrassegnati (Fig. 8.2). Successivamente si prende una piccola parte del campione (chiamata *testimone*), lo si spezza per avere una superficie fresca, si raschia con il bisturi (Fig. 8.3) una certa quantità di materiale che verrà poi disposta sul vetrino portaoggetti su cui in precedenza era stata segnata con marker indelebile e su entrambi i bordi la sigla del campione. Il bisturi deve essere prima immerso in acido cloridrico diluito al 10% e poi in acqua deionizzata per evitare contaminazioni da un campione all'altro (Fig. 8.4) Dopo circa una decina di preparazioni vengono cambiati 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.

Si deposita in seguito una gocciolina d'acqua distillata con una pipetta in vetro sul vetrino portaoggetti portante il materiale raschiato.

Con una cannuccia si spalma il materiale bagnato sul vetrino dall'alto verso il basso, esercitando una certa pressione. L'uso della cannuccia per distribuire il sedimento permette di ottenere delle zone dense, che appaiono macroscopicamente come delle strisce, ed altre con minor densità (Fig. 8.5). Questa disposizione risulta utile durante lo studio del vetrino al microscopio, in quanto nelle zone maggiormente diluite è possibile vedere le forme più piccole e in quelle più addensate risulta agevole il conteggio.

La fase seguente prevede di apporre il vetrino sulla piastra a temperatura di 100°C per qualche minuto in modo che si asciughi completamente (Fig. 8.6). Nel frattempo si prende il vetrino coprioggetto, sul quale si depone una piccola goccia di adesivo per microscopia (Norland; Fig. 8.7). Questa fase viene svolta sotto cappa aspirante per evitare le esalazioni nocive generate da questa sostanza.

Quando il portaoggetti è asciutto viene tolto dalla piastra, deposto sul piano di lavoro e coperto con il vetrino coprioggetti. Si attende qualche istante in modo che la colla si espanda uniformemente e poi si ripone il vetrino nuovamente sulla piastra per pochi secondi affinché la colla possa agire in modo più efficace. Il vetrino così ottenuto viene posto sotto una lampada ad ultravioletti per almeno mezz'ora (Fig. 8.8).

L'ultima fase della preparazione prevede la pulizia del vetrino eliminando la polvere e la colla in eccesso con l'ausilio di un panno di carta inumidito con acqua o con un po' di alcool e la sua etichettatura. I vetrini preparati sono infine riposti su vassoi di legno (Figg. 8.9, 8.10).



Fig. 8.2 – Campioni ripuliti e riposti in sacchettiini di plastica.



Fig. 8.3 – Prelievo di materiale con il bisturi dal testimone.



Fig. 8.4 – Becker contenenti acqua deionizzata e HCl 10%vol.



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



Fig. 8.6 – Fase di asciugatura del vetrino.

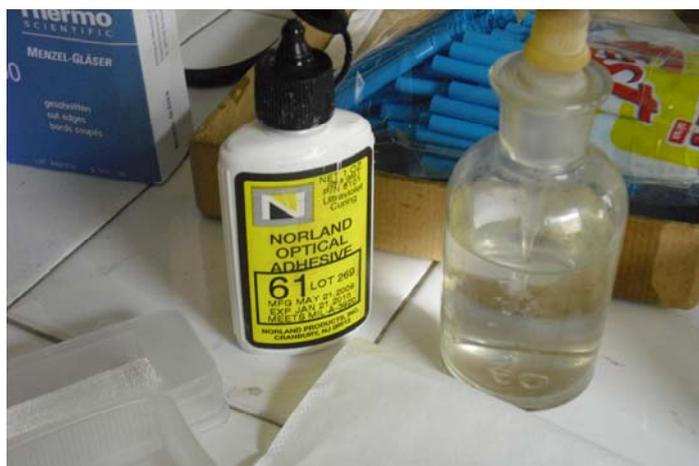


Fig. 8.7 – Colla Norland per preparazioni micropaleontologiche.



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



Fig. 8.9 – Vetrini ultimati.



Fig. 8.10 – Vetrini 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. 8.11 e Fig. 8.12).

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:

1. determinazione delle abbondanze di specie indicative in 1 mm² (N. individui /mm²) corrispondenti all'incirca a 36 campi
2. 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. *Fasciculithus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Discoaster*, *Ericsonia robusta*).

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

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

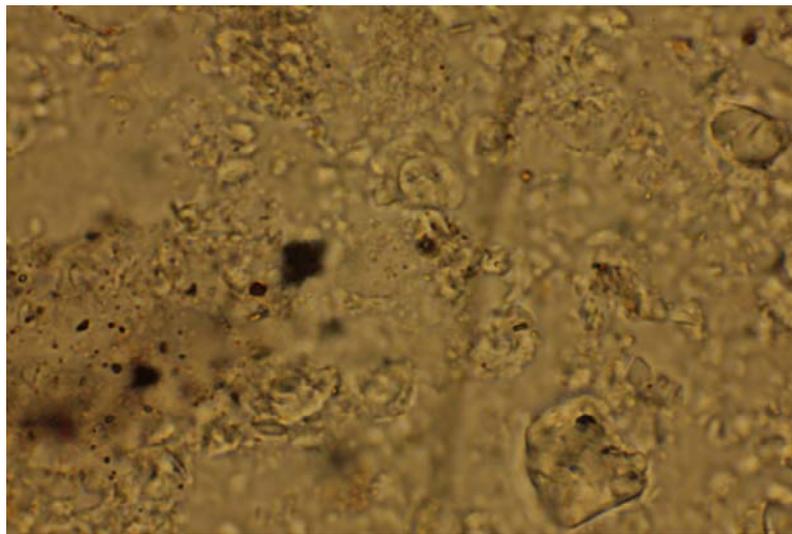


Fig. 8.11 – Campo di una *smear slide* visto a nicols paralleli a 1000 ingrandimenti.

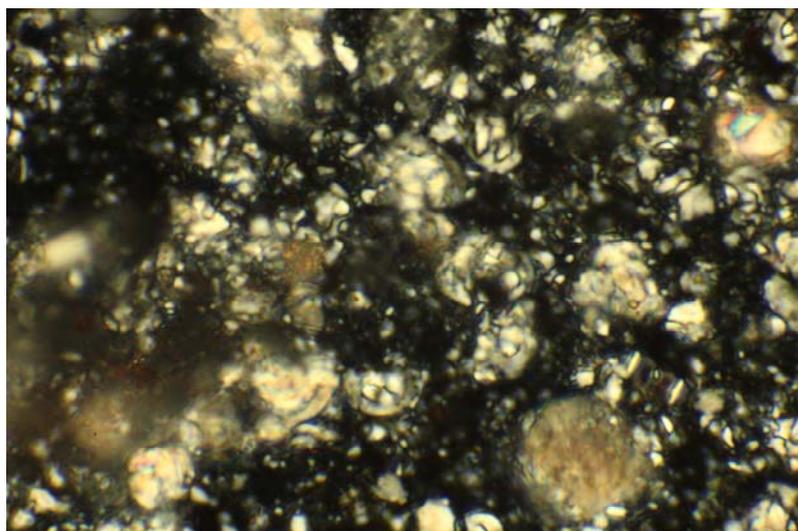


Fig.8.12 – Campo di una *smear slide* visto a nicols incrociati a 1000 ingrandimenti.

CAPITOLO 9

I RISULTATI

Come sottolineato in precedenza, i principali obiettivi di questo elaborato sono: 1) inquadrare, dal punto di vista biostratigrafico e, quindi, cronostatigrafico, la sezione studiata; 2) verificare la posizione stratigrafica di un intervallo prevalentemente marnoso-argilloso denominato MU che potrebbe rappresentare l'espressione litologica dell'evento ipertermale dell'eocene inferiore ETM2

In questo capitolo si riportano i principali risultati ottenuti dallo studio dell'associazione a nannofossili calcarei della sezione del Torrente Terche, riassunti nelle Figure 9.1-9.4 ed in Tabella 9.1. I *taxa* più significativi tra quelli riconosciuti sono raffigurati nella Figura 9.1.

9.1 - CARATTERISTICHE GENERALI DELLE ASSOCIAZIONI

Nel materiale studiato il contenuto di nannofossili calcarei è da comune ad abbondante e l'associazione è piuttosto diversificata. Il suo stato di conservazione è generalmente da moderato a buono, ad eccezione dell'intervallo all'interno della MU, dove la maggior parte dei nannofossili calcarei risultano disciolti e frammentati. In particolare il campione MP 143, che per motivi di tempo è stato analizzato solo dal punto di vista qualitativo, presenta un'anomala abbondanza di forme rimaneggiate di età cretacea e di forme resistenti alla dissoluzione come *Tribrachiatus* e discoasteridi che invece sono da scarse a rare nel resto dell'associazione.

In generale l'associazione è dominata dai generi *Fasciculithus*, *Ericsonia*, *Toweius*, *Coccolitus*, *Sphenolithus* e *Zygrhablithus bijugatus*. In particolare l'associazione paleocenica (da 0 a +27m) è dominata da fasciculiti, mentre quella eocenica è costituita in prevalenza da *Z. bijugatus*, che, come già suggerito da Bralower (2002), sembra sostituire dal punto di vista ecologico i primi. I fasciculiti si estinguono nell'intervallo scarsamente affiorante compreso fra la CMU e la fine dell'unità a couplet (tra +27 e 33m; Fig. 9.1), come osservato nella vicina sezione del T. Forada (Fig. 9. 4) da Giusberti *et al.*, (2007) e Agnini *et al.*, (2007b) .

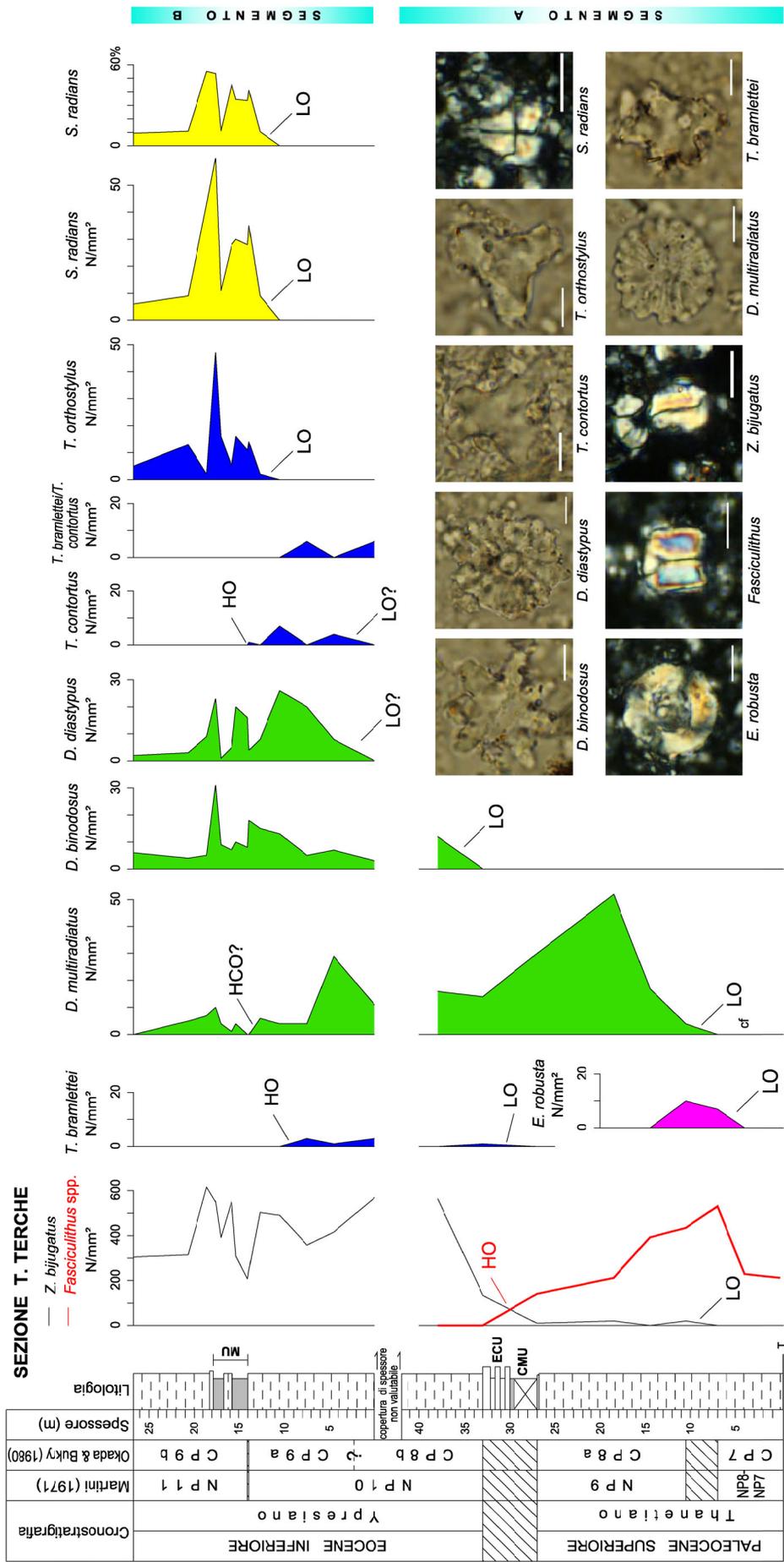
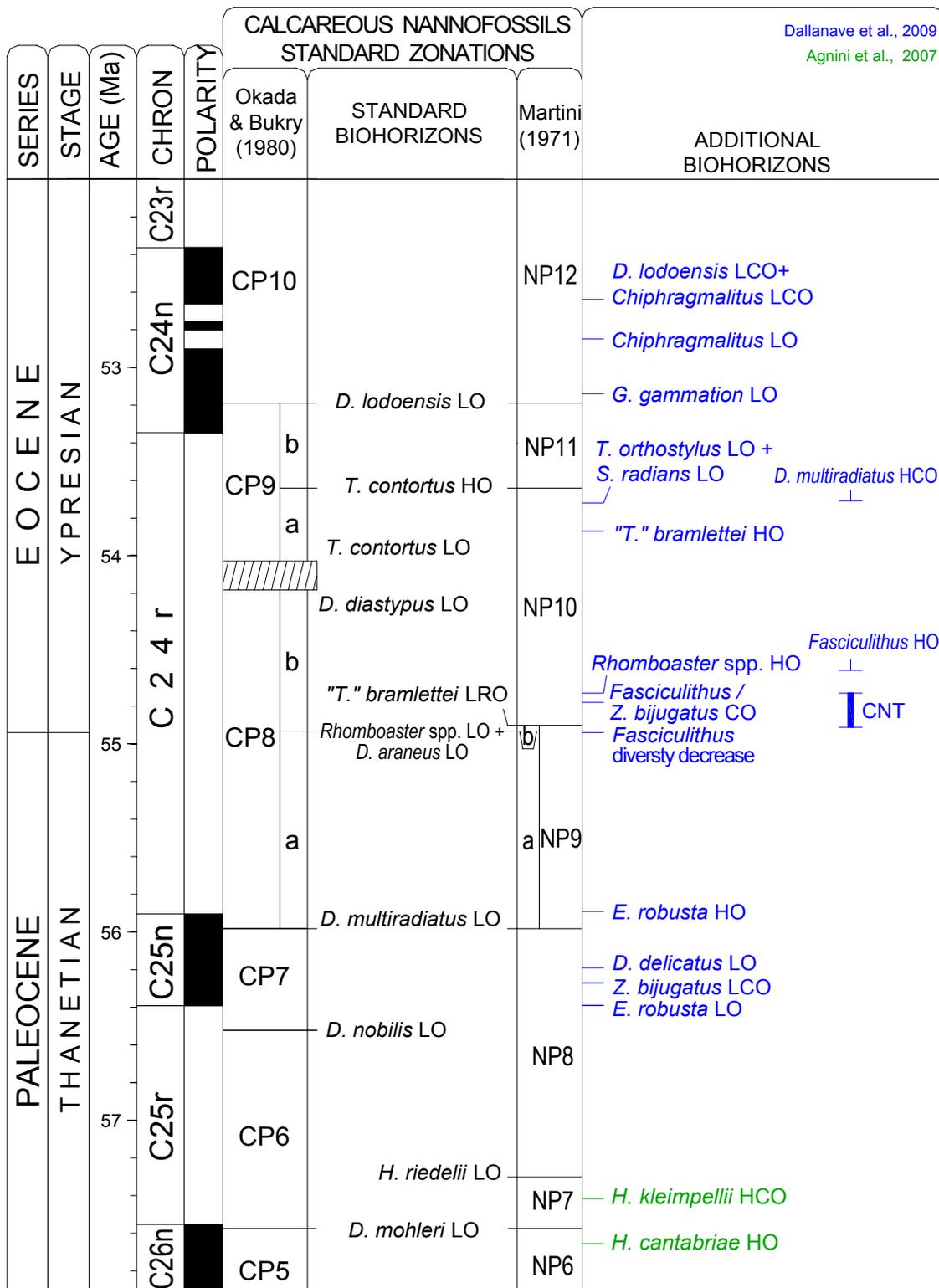


Fig. 9.1 - Classificazione biostratigrafica della sezione del T. Terche e modalità di distribuzione dei principali taxa valutata su 1 mm². La frequenza di *S. radicans* è stata valutata anche percentualmente. Nelle microfotografie la barra indica 5 µm.



Dallanave et al., 2009
Agnini et al., 2007

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 zionali di Martini (1971) e Okada e Burky (1980). I biorizzonti aggiuntivi sono da Dallanave *et al.* (2009; in blu) e Agnini *et al.* (2007a; in verde).

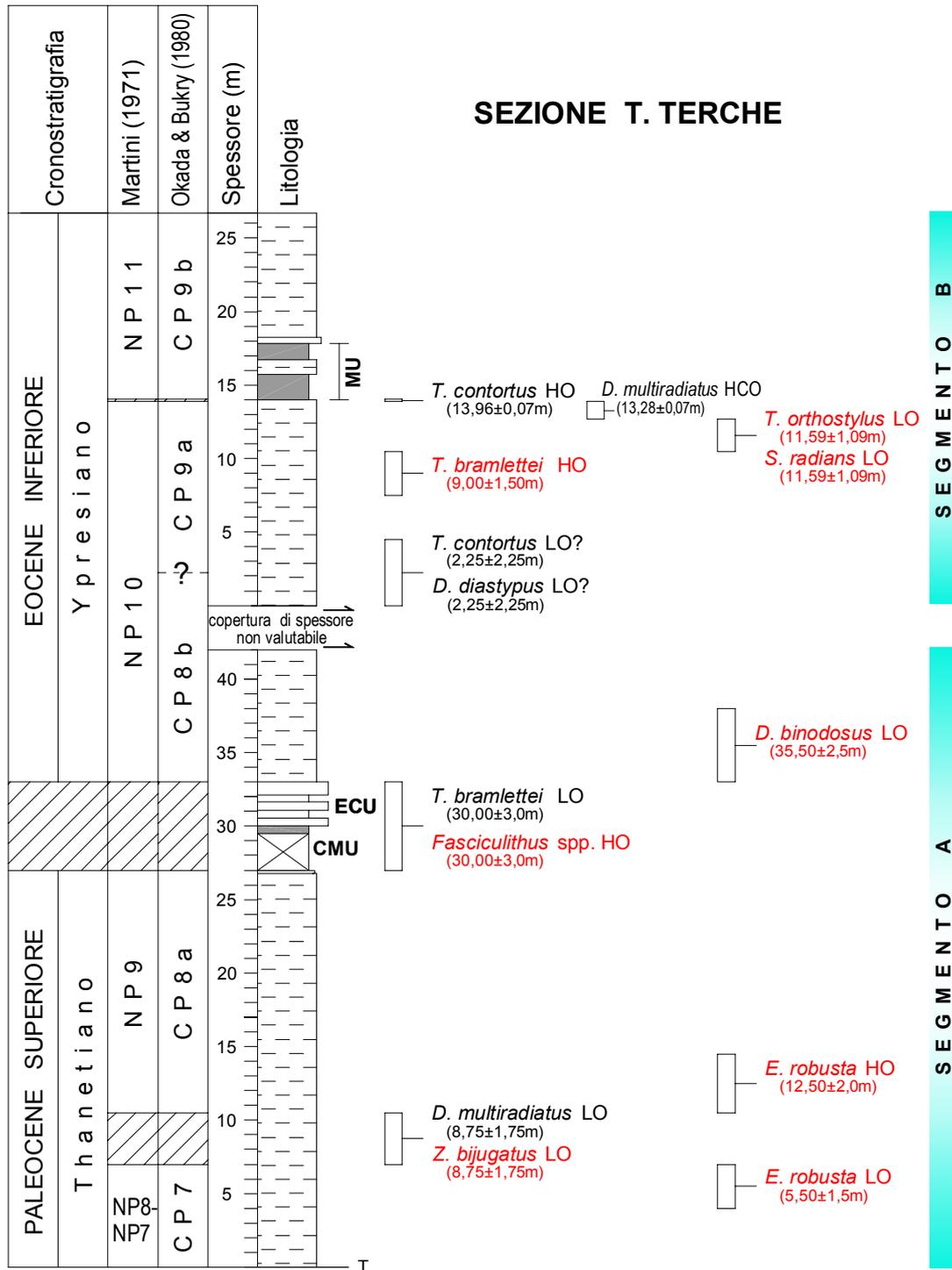


Fig. 9.3 – Colonna litostratigrafica della sezione con i biorizzonti riconosciuti. In nero i biorizzonti delle zonature “standard”; in rosso i biorizzonti addizionali.

SW

NE

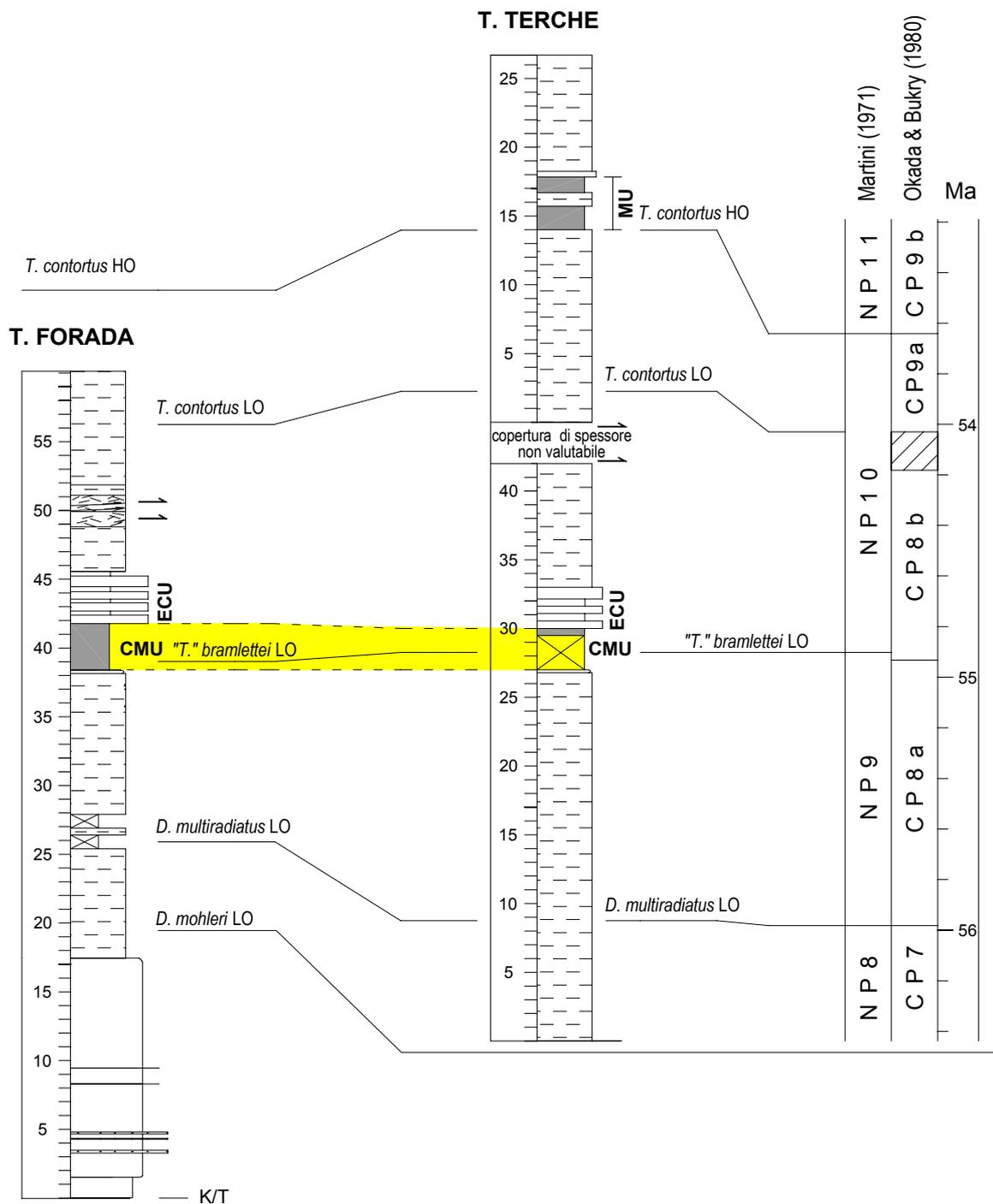


Fig. 9.4 – Correlazione tra la sezione del T. Terche e la vicina sezione del T. Forada. In giallo è evidenziata la CMU nelle due sezioni.

	Biorizzonte	Campione	spessore (m)
segmento B	<i>T. contortus</i> HO	MP136-MP121	13,96±0,61
	<i>D. multiradiatus</i> HCO?	MP0-MP121	13,28±0,07
	<i>T. orthostylus</i> LO	TT18-MP0	11,59±1,09
	<i>S. radians</i> LO	TT18-MP0	11,59±1,09
	<i>T. bramlettei</i> HO	TT18-TT17	9,00±1,50
	<i>T. contortus</i> LO?	TT16-TT15	2,25±2,25
	<i>D. diastypus</i> LO?	TT16-TT15	2,25±2,25
segmento A	<i>D. binodosus</i> LO	TT12-TT10	35,50±2,5
	<i>T. bramlettei</i> LO	TT12-TT11	30,00±3,0
	<i>Fasciculithus</i> spp. HO	TT12-TT11	30,00±3,0
	<i>E. robusta</i> HO	TT4-TT5	12,50±2,0
	<i>D. multiradiatus</i> LO	TT4-TT3	8,75±1,75
	<i>Z. bijugatus</i> LO	TT4-TT3	8,75±1,75
	<i>E. robusta</i> LO	TT3-TT2	5,50±1,5

Tab. 9.1 - Posizione dei principali biorizzonti a nannofossili calcarei nella sezione del T. Terche

9.2 - BIOSTRATIGRAFIA ED ETÀ DELLA SEZIONE

In Figura 9.2 è stato riportato il modello di Schema Tempo al quale si fa riferimento per l'inquadramento biostratigrafico e cronologico 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 nannoplancton calcareo di maggiore utilità nell'intervallo di interesse. Per la classificazione biostratigrafica della sezione si fa riferimento agli schemi zonal di Martini (1971) e Okada e Burky (1980). Tuttavia, al fine di meglio determinare l'età della sezione, sia in termini cronostratigrafici che cronologici, si è preferito utilizzare anche biorizzonti aggiuntivi messi recentemente in luce in letteratura da diversi autori e riassunti in Figura 9.2. I biorizzonti riconosciuti, dal basso verso l'alto e riportati in Figura 9.3 e Tabella 9.1 sono:

- *Lowest Occurrence* (LO) di *Ericsonia robusta*
- LO di *Z. bijugatus*
- LO di *Discoaster multiradiatus*
- *Highest Occurrence* (HO) di *Ericsonia robusta*
- LO *Tribachiatus bramlettei*
- HO di *Fasciculithus* spp.
- LO di *Discoaster binodosus*
- LO? di *Discoaster diastypus*
- LO? di *Tribachiatus contortus*
- *Highest Common Occurrence?* (HCO?) di *Discoaster multiradiatus*
- HO di *Tribachiatus bramlettei*
- LO di *Tribachiatus orthostylus*
- LO di *Sphenolithus radians*
- HO di *Tribachiatus contortus*

Sulla base dei dati raccolti la successione studiata è riferibile all'intervallo di tempo compreso tra il Paleocene Superiore (Thanetiano) e l'Eocene Inferiore (Ypresiano; Figg.

9.1, 9.2). In termini biostratigrafici il Thanetiano è riferibile alle Biozone NP7-NP8 (Martini, 1971) o CP6-CP7 (Okada e Bukry, 1980) per la presenza di *D. mohleri* e l'assenza di *D. multiradiatus* e alla Biozona NP9 o CP8a per la presenza di *D. mutiradiatus* e l'assenza del genere *Rhomboaster* (Figg. 9.1, 9.2). La contemporanea estinzione del genere *Fasciculithus* e comparsa di *T. bramlettei* che normalmente sono spaziate tra di loro (Agnini *et al.*, 2007a, b), sono dovute alla campionatura in bassa risoluzione del segmento A della sezione studiata (Figg. 9.1, 9.2). La parte eocenica della sezione è riferibile alle Biozone NP10 (per la presenza di *T. bramlettei* e di *T. contortus*) e NP11 (per l'assenza di *T. contortus* e *Discoaster lodoensis*) di Martini (1971) o alle Biozone CP8b (per la presenza di *T. bramlettei* e l'assenza di *D. diastypus*) e CP9 (per la presenza di *D. diastypus* e l'assenza di *D. lodoensis*) di Okada e Bukry (1980) (Figg.9.1-9.3). Da notare che la LO di *D. diastypus* e *T. contortus*, osservata fin quasi dalla base del segmento B, potrebbe in realtà cadere nell'intervallo stratigrafico sottostante non campionabile a causa di un disturbo tettonico e copertura. Nella sezione del T. Terche le posizioni stratigrafiche della LO e HO di *E. robusta*, delle LOs di *S.radians*, di *T. orthostylus* e dell'HCO di *D. multiradiatus* (Figg. 9.2, 9.3) sono in accordo con quelle di lavori precedenti (e.g. Raffi *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2007a; Dallanave *et al.*, 2009) confermando che tali biorizzonti sono utili per migliorare la risoluzione stratigrafica di quest'intervallo. Per quanto riguarda la LO di *D. binodosus* l'evento è poco impiegato in letteratura. Tuttavia questo biorizzonte potrebbe rivelarsi utile dal punto di vista biostratigrafico anche se sono necessari ulteriori studi per verificarne la validità.

9.3 – LA POSIZIONE STRATIGRAFICA ED OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI NELLA MU

Nella sezione del T. Terche l'inizio della MU cade poco sopra la comparsa di *T. orthostylus* ed è più o meno in corrispondenza all' HO di *T. contortus* (Fig. 9.1), 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 la *Marl Unit* può essere l'effettiva espressione litologica dell'ETM2 nella sezione studiata. Essendo l'MU 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 verificare queste ipotesi saranno necessari studi geochimici e magnetostratigrafici che non è stato possibile effettuare durante questo elaborato di tesi. Per quanto concerne le fluttuazioni dell'associazione a nannofossili calcarei all'interno della MU, la repentina diminuzione di abbondanza di *Z. bijugatus* e dei discoasteridi (*D. multiradiatus* e *D. binodosus*; Fig. 9.1) e l'incremento del rimaneggiamento cretaceo sono simili a quelli osservati da Agnini *et al.* (2009) per l'*X Event* suggerendo di fatto che le condizioni ambientali verificatesi durante la deposizione della 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 i discoasteridi e gli *Zigrablithus* sono prodotte dall'eutrofizzazione delle acque superficiali causata dall'incremento dei nutrienti dovuto all'aumento dell'apporto terrigeno.

CAPITOLO 10

CONCLUSIONI

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 lungo il Torrente Terche presso Campo, Belluno e che vengono di seguito sintetizzati:

- E' stata campionata e ricostruita la porzione paleocenica superiore ed eocenica inferiore della successione del T. Terche
- La sezione studiata si estende complessivamente dal Paleocene Superiore (Thannetiano) all'Eocene Inferiore (Ypresiano), e va dalla biozona NP7/NP8 combinata di Martini (1971; CP6/CP7 di Okada e Bukry, 1980) alla Biozona NP11 di Martini (1971, CP9b di Okada e Bukry, 1980);
- Oltre i *marker* zonali (*D. multiradiatus* LO, *T. bramlettei* LO, *T. contortus* LO, *D. diastypus* LO, *T. contortus* HO) sono stati individuati anche altri 7 biorizzonti addizionali di cui 6 (*E. robusta* HO e LO, *Fasciculithus* HO, *D. multiradiatus* HCO, *T. orthostylus* LO, *S. radians* LO) già ampiamente utilizzati nella letteratura più recente (e.g. Raffi *et al.*, 2005; Agnini *et al.*, 2007a). La LO di *D. binodosus* potrebbe rivelarsi potenzialmente utile dal punto di vista biostratigrafico ma necessita di ulteriori studi
- L'anomalia litologica osservata nel segmento B della sezione si colloca alla base della zona NP11 e quindi potrebbe corrispondere all'ETM2. Sono comunque necessarie ulteriori indagini geochimiche e magnetostratigrafiche per confermare questa ipotesi
- Si può ipotizzare che le diminuzioni di abbondanza di *Z. bijugatus* e dei discoasteridi osservate all'interno della MU 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'*X-event* (Agnini *et al.*, 2009)

BIBLIOGRAFIA

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 nannoplankton 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., Pälke, 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., Seda 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.
- Bralower T. J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil Assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddel Sea. *Paleoceanography*, v. 17(2), 15 pp.
- 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.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v. 100 (B4), pp. 6093–6096
- 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.
- Cati A., Sartorio D., e Venturini S.1989. Carbonate Platforms in the subsurface of the Northern Adriatic Area. *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 40 (per 1987), pp. 295-308.
- 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. e 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 nanofossils: 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.
- Luciani V., Giusberti L., Agnini C., Backman J., Fornaciari E., Rio D., 2007. The Paleocene – Eocene Thermal Maximum as recorded by Tethyan planktonic foraminifera in the Forada section (northern Italy). *Marine Micropaleontology*, v. 64, pp. 189-214.
- 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.
- 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. Nannoplancton 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.

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.

Romein A. J. T., 1979. Lineages in early Paleogene calcareous nanoplankton. *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.

Westerhold, T., Rohl, 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 208 Walvis 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). *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, v. 65(3), pp. 394-421.
- 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 Paleocene–Eocene Thermal Maximum warming. *Nat. Geosci.*, v. 2, pp. 576–580.