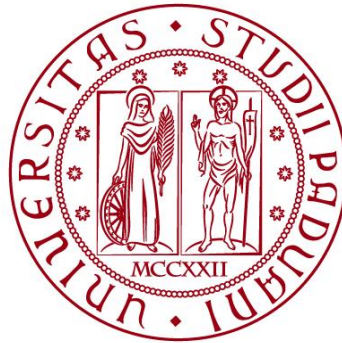


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI BIOLOGIA

Corso di Laurea in Scienze Naturali



ELABORATO DI LAUREA

**Studio dell'associazione a nannofossili calcarei della carota
Quaternaria PCS (Calabria, Italia meridionale)**

***Study of the calcareous nannofossil assemblage of the
Quaternary PCS core (Calabria, Southern Italy)***

**Tutor: Eliana Fornaciari
Dipartimento di Geoscienze**

**Co-tutor: Luca Capraro
Dipartimento di Geoscienze**

Laureando: Andrea Feresin

ANNO ACCADEMICO 2023/2024

INDICE

1. INTRODUZIONE	1
2. INQUADRAMENTO CRONOSTRATIGRAFICO E CRONOLOGICO DEL PLEISTOCENE INFERIORE-MEDIO	3
2.1 LO SCHEMA TEMPO	3
2.2 SCALA CRONOSTRATIGRAFICA DEL PLEISTOCENE	5
3. ISOTOPI STABILI DELL'OSSIGENO	7
3.1 INTRODUZIONE AGLI ISOTOPI STABILI	7
3.2 ISOTOPI STABILI DELL'OSSIGENO	7
4. NANNOFOSSILI CALCAREI	11
4.1 COSA SONO I NANNOFOSSILI CALCAREI	11
4.2 COME SI STUDIANO	12
5. BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DEL PLEISTOCENE INFERIORE E MEDIO	15
6. INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRATIGRAFICO	19
6.1 LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI CROSA E LA CAROTA PCS	21
7. MATERIALI E METODI	25
7.1 LA CAROTA PCS	25
7.2 ATTIVITÀ DI LABORATORIO	25
7.3 METODI DI STUDIO	31
8. RISULTATI E DISCUSSIONE	33
8.1 RISULTATI	33
8.2 DISCUSSIONE: EVENTI BIOSTRATIGRAFICI A NANNOFOSSILI CALCAREI ED INTERPRETAZIONE CRONOSTRATIGRAFICA DELLA CAROTA PCS	38
9. CONCLUSIONI	45
BIBLIOGRAFIA	

CAPITOLO 1: INTRODUZIONE

Il mio elaborato di tesi si inquadra all'interno del progetto SID (Investimento Strategico di Dipartimento) del Prof. Luca Capraro e della tesi di dottorato della Dr.ssa Elena Zanola (*Timing, mode and time of the major climatic transitions of the Early Pleistocene: a central Mediterranean perspective*) e punta a fornire un piccolo contributo al loro sviluppo. Questi progetti mirano a produrre uno studio ad alta risoluzione dei principali e più drammatici eventi climatici che hanno fortemente influenzato l'evoluzione del clima su scala regionale e globale all'inizio della Glaciazione dell'Emisfero Settentrionale (NHG). In particolare, gli studi che saranno condotti su sedimenti marini oggi affioranti sulla superficie delle coste siciliane e calabresi, hanno l'obiettivo di ricostruire un record degli isotopi stabili dell'Ossigeno e del Carbonio continuo ed affidabile di tutto il Pleistocene inferiore. Questo record sarà ottenuto attraverso analisi isotopiche condotte su gusci di organismi foraminiferi bentonici come ad esempio *Uvigerina peregrina*. Nell'ambito di questi progetti il mio contributo è consistito nello studio delle associazioni nannofossili calcarei di 30 campioni del segmento compreso tra -45m e -75m della carota PCS (Pozzo Crosia), recuperata nei dintorni del villaggio di Crosia (Calabria Ionica) e in cui il record del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico era già presente grazie a studi precedenti. Lo scopo del mio elaborato è stato quello di ricostruire la cronostratigrafia ed interpretare il record isotopico di questo segmento tramite i conteggi semiquantitativi dei principali taxa di nannofossili calcarei utili biostratigraficamente presenti all'interno dell'associazione. In questo modo va a completarsi l'analisi biostratigrafica della carota PCS che precedentemente copriva l'intervallo compreso tra -15 m e -45 m. I risultati ottenuti dovrebbero consentire un'interpretazione cronologica più affidabile della curva del $\delta^{18}\text{O}$ della parte bassa della carota che attualmente è basata principalmente sulla correlazione visuale di una curva isotopica scelta come riferimento e su pochi dati biostratigrafici preliminari. Quindi il presente elaborato ha lo scopo finale di contribuire a confermare/smentire l'interpretazione cronostratigrafica del segmento studiato proposta di recente da Agostini (2023).

CAPITOLO 2: INQUADRAMENTO CRONOSTRATIGRAFICO E CRONOLOGICO DEL PLEISTOCENE INFERIORE-MEDIO

2.1: LO SCHEMA TEMPO

Per l'inquadramento cronologico dell'intervallo di tempo considerato in questo studio (Pleistocene Inferiore- Pleistocene Medio) vengono riportati in Figura 2.1 la Scala Cronostratigrafica *Standard*, la Scala Cronometrica, la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS) di Cande e Kent (1992; 1995) e la Scala Biostratigrafica basata sui nannofossili calcarei per l'area mediterranea di Rio et al., (1990). Sono, inoltre, riportati la curva degli isotopi stabili dell'ossigeno composta da *stack* di *record* basati sulla composizione della calcite di foraminiferi bentonici (Lisiecki e Raymo, 2004, Shackleton et al., 1985; 1990; 1995), la distribuzione stratigrafica *standard* dei *sapropel* del Mediterraneo centrale ed orientale con l'indicazione dei cicli di insolazione (*i-cycle code*; Lourens et al., 1996; Lourens, 2004) e la curva astronomica di insolazione totale estiva a 60° di latitudine nord basata sulla soluzione numerica di La04 (Laskar et al., 2004).

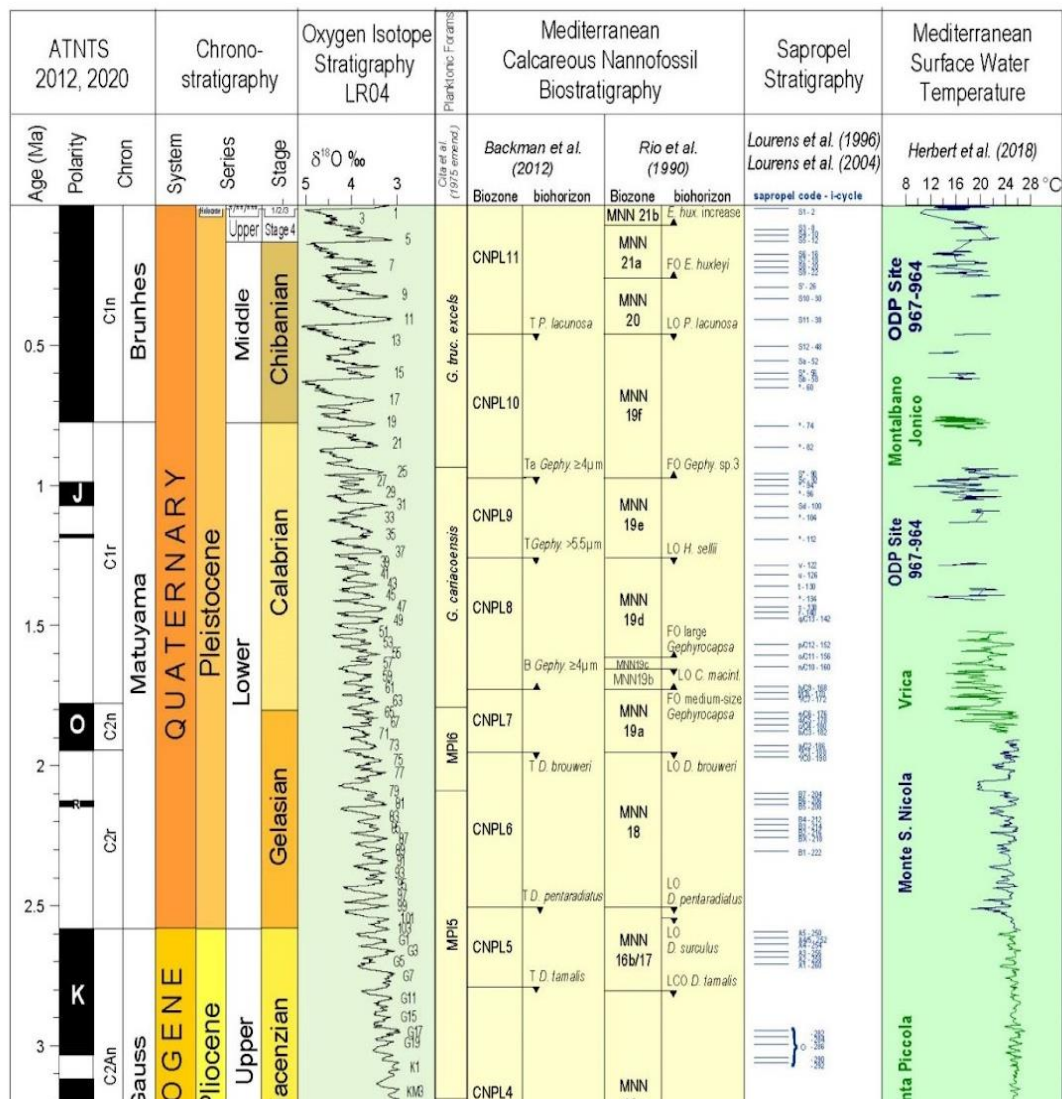


Fig. 2.1- Lo schema tempo adottato. Da sinistra a destra: 1) la Scala dei tempi astronomica (Da Gradstein et al., 2020); 2) Cronostratigrafia dell'intervallo studiato. Il piano 4 corrisponde alla sottoserie del Pleistocene Superiore, non ancora definita. La Sottoserie dell'Olocene inferiore, medio e superiore (**/**/****) e le loro rispettive e i rispettivi piani Greenlandian, Northgrippian e Meghalayan (1/2/3) non sono rappresentati. 3) *Stack* del record del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico di Lisiecki e Raymo (LR04; 2005); 4a) Biostratigrafia a Foraminiferi planctonici del Mediterraneo; 4b) Biostratigrafia dei nannofossili calcarei del Mediterraneo. I bioeventi sono stati tracciati in base alla biocronologia di Gradstein et al. (2012). B: Base; T: Top; Ta: Top absence; FO: Prima comparsa; LO: Ultima presenza; FCO: Prima comparsa comune; LCO: Ultima presenza comune; PB: Inizio Paracme; PE: fine Paracme; 5) stratigrafia a *sapropel*; 6) *record* composito della temperatura delle acque superficiali del Mar Mediterraneo, integrato con il dataset di Montalbano Jonico di Marino et al. (2020). Da Capraro e Maiorano (2023) con modifiche.

2.2: SCALA CRONOSTRATIGRAFICA DEL PLEISTOCENE

Il Periodo Quaternario costituito dall' epoche Pleistocene ed Olocene, comprende gli ultimi 2.6 Ma (Gibbard e Head, 2020; Fig. 2.1) ed è caratterizzato da un clima della Terra fortemente influenzato dalle glaciazioni polari e dalla comparsa e diversificazione del genere *Homo*. In particolare, il Pleistocene corrisponde alla parte inferiore dell'intero Periodo e si divide in tre sotto-epoche: Pleistocene Inferiore, Medio e Superiore. Dopo la controversa rettifica del 2009, che ha posto la base del Pleistocene Inferiore e del Quaternario a circa 2.588 Ma, il Pleistocene Inferiore include ora sia il Piano Gelasiano (da 2.588 Ma a 1.806 Ma circa) precedentemente attribuito al Pliocene Superiore sia il Calabriano (da 1.806 Ma a 0.772 Ma circa). Il *Global Stratotype Section and Point* (GSSP) di questi piani sono stati stabiliti rispettivamente nella sezione di Monte San Nicola vicino alla città di Gela (Sicilia; Rio et al., 1998) e nella sezione della Vrica a Crotone (Calabria; Cita et al., 2012). Entrambe le sezioni sono state oggetto di numerose ricerche (ad esempio di tipo micropaleontologico, magnetostratigrafico e astrociclostratigrafico; Capraro e Maiorano, 2023). Il GSSP del Pleistocene Medio rappresentato dal Piano Gelasiano è stato definito, dopo un lungo e acceso dibattito (Capraro et al., 2006, REF), nella sezione di Chiba (Giappone; Gibbard e Head, 2020). A differenza delle due sotto epoche precedenti la definizione del GSSP del Pleistocene Superiore rimane ancora incerta e attualmente solo il nome "Sotto-epoca del Pleistocene Superiore" è stato ratificato nel Gennaio del 2020, (Gibbard e Head, 2020) (Fig. 2.1).

CAPITOLO 3: ISOTOPI STABILI DELL'OSSIGENO

3.1: INTRODUZIONE AGLI ISOTOPI STABILI

Gli atomi, le unità fondamentali della materia, sono costituiti da un nucleo formato da protoni (a carica positiva) e neutroni (a carica neutra), circondati da una nuvola di elettroni carichi negativamente. Normalmente un atomo non possiede carica, ciò significa che il numero di protoni bilancia il numero di elettroni, e questo numero è indicato come “numero atomico” (Z). Tuttavia nel nucleo di atomi dello stesso elemento chimico si può trovare un numero di neutroni diverso rispetto al numero di protoni, si possono avere quindi atomi dello stesso elemento che hanno un diverso “numero di massa” (A), dove “A” corrisponde alla somma dei protoni e dei neutroni. Un isotopo è appunto un atomo che possiede un numero di massa differente rispetto ad un altro atomo del medesimo elemento chimico. Alcuni di questi isotopi sono naturalmente stabili, mentre la maggior parte sono instabili o radioattivi, perché rilasciano spontaneamente energia nel processo di decadimento verso elementi più stabili. Gli isotopi instabili sono spesso impiegati nelle misurazioni cronometriche del tempo geologico, mentre gli isotopi stabili hanno un ruolo fondamentale negli studi paleoclimatici e paleoambientali, dal momento che in natura sono coinvolti nei cicli biogeochimici e nella formazione di rocce e minerali (Bigeleisen, 1965).

3.2: ISOTOPI STABILI DELL'OSSIGENO

Le variazioni di composizione isotopica dell'ossigeno nelle acque degli oceani possono essere ricostruite nel tempo misurando il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (rapporto tra i due maggiori isotopi stabili che lo costituiscono) dei gusci carbonatici preservati nei sedimenti. I microrganismi più usati a questo scopo sono i foraminiferi planctonici e bentonici, il cui guscio carbonatico, essendo secreto in condizioni di equilibrio con l'acqua marina, ne registra le caratteristiche geochimiche. L'analisi del rapporto isotopico dell'ossigeno nella calcite che compone i gusci di questi organismi consente pertanto ricostruzioni paleoceanografiche e paleoambientali in senso lato (dalla determinazione delle condizioni ecologiche locali a considerazioni paleoclimatiche). Le variazioni di composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua di mare infatti dipendono dal ciclo idrologico (evaporazione, precipitazione, *runoff*), dalla formazione/scioglimento delle calotte glaciali e dal tempo di mescolamento delle varie masse d'acqua. Il processo che regola la “registrazione” di tali variazioni nei gusci carbonatici è il frazionamento isotopico dell'ossigeno, ovvero la redistribuzione degli isotopi di questo elemento tra le diverse

molecole delle sostanze che lo contengono. Durante l'evaporazione la fase vapore si arricchisce in ^{16}O (l'isotopo più leggero e reattivo), mentre nell'acqua di mare si concentra l'isotopo più pesante, l' ^{18}O . Un carbonato che precipiti all'equilibrio da una siffatta acqua residuale risulterà quindi anch'esso arricchito in ^{18}O . Questo processo dipende dalla temperatura e si presenta marcato alle alte latitudini, perché più la massa d'aria è fredda meno essa è in grado di assorbire l'isotopo più pesante. Le perturbazioni che alimentano le calotte polari sono quindi arricchite in ^{16}O e tale composizione isotopica si rifletterà poi in quella del ghiaccio continentale ivi presente. Durante le fasi climatiche glaciali, come ad esempio quella del Pleistocene, grandi quantità di H_2^{16}O sono intrappolate nelle calotte polari, mentre l'oceano si arricchisce in H_2^{18}O . Durante le fasi interglaciali, invece, a causa dello scioglimento dei ghiacci, grandi volumi d'acqua arricchita in ^{16}O "torna" agli oceani, "alleggerendo" così la loro composizione isotopica. Il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ viene misurato tramite lo spettrometro di massa, non in termini assoluti, ma come deviazione ($\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$) relativa rispetto a valori *standard* di laboratorio. In particolare sono stati usati come *standard* per i carbonati il PDB (composizione isotopica di una specifica belemnite cretacea, *Belemnite americana*, contenuta nella *Pee Dee Formation* del South Carolina) o il VPDB (composizione isotopica della *Vienna Pee Dee Belemnite*), mentre per l'analisi di acqua, ghiaccio e neve il riferimento è lo SMOW (*Standard Mean Ocean Water*, ovvero la composizione isotopica media dell'acqua marina attuale). Il PDB si differenzia dallo SMOW per un + 0.2 ‰. La composizione isotopica misurata in laboratorio è quella della CO_2 prodotta dal guscio calcitico (per reazione con un acido) poi confrontata a quello dello *standard* scelto: valori negativi del $\delta^{18}\text{O}$ indicano per il campione un deficit di ^{18}O rispetto allo *standard* (quindi una composizione isotopicamente più "pesante"). Le specie su cui condurre l'analisi isotopica devono essere scelte tenendo conto di alcuni fattori che comportano il disequilibrio della composizione isotopica del guscio, come il cosiddetto effetto vitale (o controllo fisiologico), l'effetto simbiote, l'effetto di dissoluzione differenziale e infine l'effetto diagenetico. Da qui la preferenza per i foraminiferi planctonici e bentonici che risentono limitatamente di questi fattori. Durante il Neogene le variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ del guscio carbonatico dei foraminiferi possono essere interpretate sia in termini di temperatura delle acque superficiali (foraminiferi planctonici) e profonde (foraminiferi bentonici), sia in termini di ampiezza e frequenza delle oscillazioni eustatiche globali (soprattutto foraminiferi bentonici), in quanto riflettono essenzialmente variazioni di volume dei ghiacci nelle calotte polari (Shackleton, 1987). Tale segnale può essere considerato istantaneo e sincrono a livello globale, visti i tempi relativamente ridotti di

omogenizzazione della composizione isotopica delle acque oceaniche, inferiori a 1 Kyr (Kenneth, 1982). Il *record* isotopico dell'ossigeno rappresenta, in particolare per il Pleistocene, un potente mezzo di correlazione a scala globale attraverso cui è possibile collocare temporaneamente (datare) le successioni stratigrafiche. È particolarmente utile per la costruzione delle scale temporali tarate astronomicamente (ATS). Nelle curve isotopiche dell'ossigeno sono evidenti oscillazioni glaciale-interglaciale (intervalli caratterizzati da massimi e minimi del $\delta^{18}\text{O}$). ciascun evento, denominato *stage* isotopico (Emiliani, 1966), è numerato a partire dall'interglaciale attuale (*stage*1) con numeri dispari per gli interglaciali e pari per i glaciali (Emiliani, 1996; Shackleton e Opdyke, 1973, 1976; Raymo et al., 1989; Shackleton et al., 1995; Tiedemann et al., 1994). Attualmente è prassi comune riferirsi allo *stage* isotopico con il termine MIS (*Marine Isotope Stage*). Il *record* isotopico dell'ossigeno riflette periodicità di 23 Kyr, 41 Kyr e 100 Kyr, che corrispondono ai cicli di Milankovitch. La curva isotopica dell'ossigeno di Lisiecki e Raymo (2004) e Shackleton et al. (1985: 1990; 1995) di Figura 2.1 presa a riferimento, mostra infatti per il Pleistocene Inferiore cicli con periodicità nell'ordine dei 40 Kyr (obliquità dell'asse terrestre), mentre a partire dal MIS 25 diviene dominante una ciclicità nell'ordine dei 100 Kyr (eccentricità dell'orbita terrestre). Shackleton e Opdyke (1976) hanno evidenziato questo cambiamento di regime nella curva isotopica tra il tetto dello Jaramillo e la base del Brunhes, introducendo i termini di Pleistocene "glaciale" e "preglaciale" (rispettivamente dopo e prima dell'intervallo corrispondente ai MIS 24-22). Nel 1994 Berger et al. hanno indicato questa brusca variazione nel regime climatico terrestre con il termine di "*mid – Pleistocene climatic revolution*". I cicli isotopici del Pleistocene medio sono, inoltre, caratterizzati da un'ampiezza molto maggiore e da una lenta crescita verso i picchi glaciali (graduale aumento del volume dei ghiacci) e una rapida caduta (*shift* o "terminazioni" da Broecker e Van Donk, 1970) verso le condizioni interglaciali (rapido scioglimento dei ghiacci). L'andamento della curva isotopica, che in questo intervallo assume una tipica forma a dente di sega, dovrebbe tradursi nel *record* stratigrafico in trasgressioni rapide e molto marcate (come effettivamente si nota per la trasgressione olocenica) e regressioni graduali e discontinue. La curva degli isotopi stabili dell'ossigeno utilizzata in questo studio è quella prodotta nel corso degli anni in elaborati di tesi precedenti (Reghellin 2010; Michieletto, 2019; Chiesa, 2021; Poletto 2021; Thiene, 2021; Yimamuaji, 2021; Morelli 2022). Essa è stata poi messa a confronto con la curva degli isotopi stabili dell'ossigeno basata sulla composizione del guscio di foraminiferi planctonici ottenuta da Hodell et al. (2015; Site U 1385 - West Iberian margin).

CAPITOLO 4: NANNOFOSSILI CALCAREI

4.1: COSA SONO I NANNOFOSSILI CALCAREI

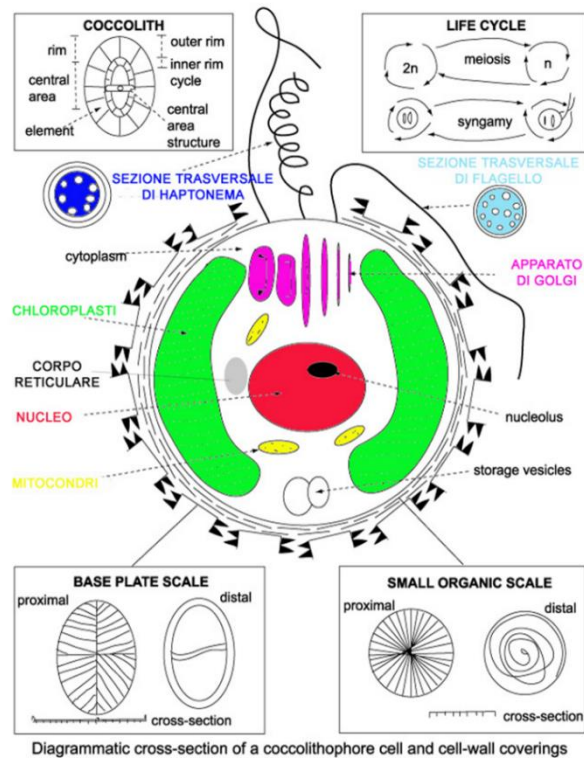


Fig. 4.1-Rappresentazione schematizzata di una cellula di coccolitoforide vivente

Si definiscono nannofossili calcarei tutti i resti carbonatici di dimensioni comprese tra 1-40 μm , indipendentemente dalla loro posizione tassonomica. Questi microfossili, rappresentano gran parte del contenuto carbonatico inferiore a 20-30 μm dei sedimenti pelagici ed emipelagici; sono quindi frequentemente litogenetici e si ritrovano in gran parte dei sedimenti di origine marina. Secondo Bramlette (1961), attualmente contribuiscono a circa il 30% di deposizione dei carbonati negli oceani, mentre si stima, per il resto del Cenozoico, un contributo molto più alto. L'accumulo di resti di

nannofossili calcarei ha permesso il formarsi di importanti unità litostratigrafiche. Tra le formazioni presenti sul territorio italiano sono ricchissime in nannofossili i vari tipi di Scaglia, la Maiolica e le megatorbiditi carbonatiche del flysch ad Elmintoidi dell'Appennino e delle Alpi. La maggior parte dei nannofossili calcarei corrisponde a particelle scheletriche costituenti il rivestimento esterno di organismi algali fitoplanctonici unicellulari, noti come nannoplancton calcareo. La maggior parte è costituita da coccolitoforidi: alghe unicellulari giallo-brune, planctoniche, essenzialmente marine e fotosintetiche, viventi quindi nella zona fotica. Comunemente la cellula si caratterizza per una forma ovale allungata o sferica di dimensioni comprese tra 15 e 100 μm ed una copertura esterna costituita da placchette carbonatiche (coccosfera; Fig. 4.1). Questa cellula eucariotica, è dotata di due flagelli detti undulipodia e di un haptoneuma, simile ai primi ma con proprietà e struttura differente e dalla funzione ancora indefinita. Il ciclo vitale è molto complesso e varia di specie in specie. Usualmente, in esso si riconoscono due fasi: una

mobile ed una “non mobile”, nelle quali può osservarsi o meno la presenza di coccoliti. Questi ultimi, sono sintetizzati entro l’apparato di Golgi e quindi internamente alle cellule, tramite un processo di coccolitogenesi. Quando sono completamente formati, vengono estrusi all’esterno per creare la coccosfera che quindi rappresenta lo strato che riveste l’organismo Wallich (1861). Solitamente una cellula di coccolitoforidi è costituita da 10 a 100 coccoliti circa. Alla morte dell’organismo, la coccosfera si disintegra e raramente si conserva allo stato fossile; ciò che rimane di essa sono quindi i coccoliti (Bown and Young, 1998; Fig. 4.1), il cui ruolo funzionale nella vita del nannoplancton calcareo, non è ancora stato ben definito. Sono state fatte molte speculazioni relative al possibile ruolo dei coccoliti: per alcuni potrebbero esser considerati elementi di difesa, per altri accumuli di sostanze di scarto dell’organismo. Altri invece ipotizzano abbiano funzione di protezione dalla luce o concentrazione della stessa per facilitare la fotosintesi. La deposizione al fondo dei coccoliti avviene rapidamente poiché si accumulano come aggregati (“*pelagic snow*” o “pioggia pelagica”; Fig. 4.2) o entro “*fecal pellet*” di organismi zooplantonici (es. copepodi). La veloce deposizione, permessa dalle dimensioni di aggregati di coccoliti, limita la dissoluzione degli elementi carbonatici o il loro trasporto laterale (e.g., Bown, 1998). Particelle scheletriche, simili al nannoplancton vivente, sono ampiamente diffuse nei sedimenti marini a partire dal Giurassico anche se le prime forme compaiono nel Triassico Superiore (Perch-Nielsen, 1985; Bown, 1998). Molte di queste sono chiaramente appartenenti allo stesso gruppo di alghe che producono attualmente i coccoliti, altre, come i discoasteridi e i nannoconidi, hanno un’origine incerta e potrebbero appartenere ad altri gruppi di organismi.

4.2: COME SI STUDIANO

I nannofossili calcarei, a causa delle loro dimensioni micrometriche, vengono studiati utilizzando il microscopio. Nello specifico, si utilizzano sia il microscopio ottico polarizzatore ad alto ingrandimento (tra 400 e 1600X) sia il microscopio elettronico a scansione (SEM). I due strumenti sono a tal punto diversi da esser considerati complementari per le analisi di questi resti fossili. Il microscopio ottico è quello di maggiore uso per analisi con finalità stratigrafiche, sia per la rapidità di preparazione del materiale da esaminare, sia per la possibilità di osservare prontamente migliaia di esemplari che facilita il ritrovamento di *marker* stratigrafici rari nell’associazione. Il SEM, oltre che investigare alcune caratteristiche dell’associazione e dei singoli esemplari (e.g., grado di dissoluzione/ricristallizzazione), che vengono messe in relazione ad esempio con cicli indispensabile per la descrizione morfologica di dettaglio dei nannofossili calcarei e quindi per il suo utilizzo per fini tassonomici, negli ultimi anni è sempre più utilizzato per

biogeochimici globali. Le osservazioni al microscopio ottico, implicano sia la visione col solo polarizzatore inserito (“*nicol paralleli*”) sia con l'analizzatore oltre al polarizzatore (“*nicol incrociati*”). Le osservazioni del primo tipo, permettono di ricavare informazioni relative alla morfologia, mentre le osservazioni a “*nicol incrociati*” forniscono informazioni sulle caratteristiche strutturali dei nannofossili calcarei (“*modelli di estinzione*”). Infatti ogni singola placchetta carbonatica, nannolite o “*coccolite*” che sia, è costituita da numerosi cristalli elementari di calcite, la cui disposizione ne influenza il comportamento ottico (completa estinzione o birifrangenza) durante le osservazioni “a nicol incrociati”. Le proprietà ottico-strutturali, insieme alle caratteristiche morfologiche, sono altamente diagnostiche e quindi fondamentali per le determinazioni.

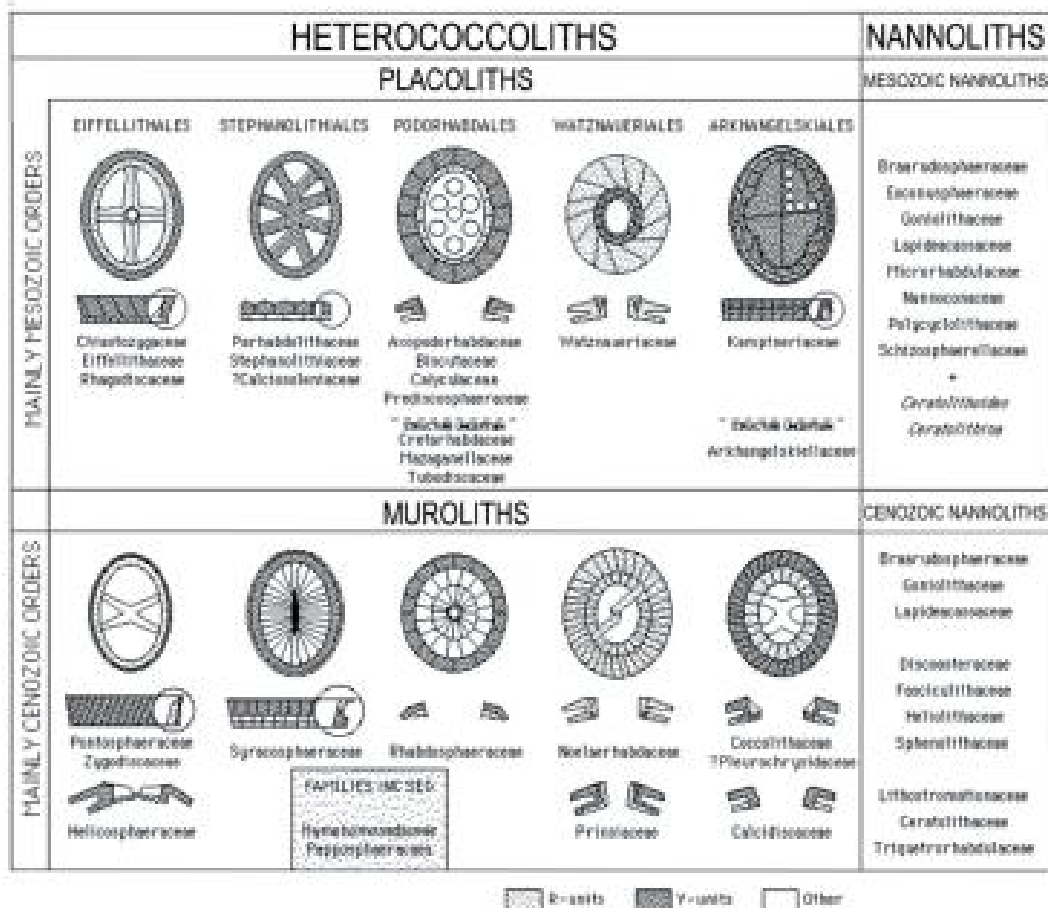


Fig. 4.2 - Classificazione a livello di ordine di eterococcoliti e nannoliti proposta da Bown & Young, 1997 (Da Bown e Young, 1997; modificato)

CAPITOLO 5: BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DEL PLEISTOCENE INFERIORE E MEDIO

Il termine “coccoliti” venne utilizzato per la prima volta da C.G. Ehrenberg nel 1836 per indicare quelli che credeva fossero “ooidi cristallini” di origine inorganica da Ehrenberg (1836). La natura organica dei coccoliti e delle coccosfere e dunque in generale dei nannofossili calcarei venne chiarita da Wallich in una serie di lavori pubblicati tra il 1863 e il 1877 (Haq e Boersma 1998). Tuttavia, nonostante i numerosi studi tassonomici condotti nel corso dei primi anni del Novecento, l'utilità dei nannofossili come *marker* biostratigrafici rimase ignota fino al 1954, quando Bramlette e Riedel evidenziarono come fosse possibile distinguere sedimenti Mesozoici da quelli Cenozoici sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei e come queste (in particolar modo i *Discoaster*) potessero utili per correlazioni a scala globale. Da allora in poi i nannofossili calcarei si sono rilevati un potente mezzo di datazione e di correlazione biostratigrafica, grazie alla loro grande abbondanza, l'ampia diffusione geografica (legata al loro modo di vita planctonico) e la rapida evoluzione. Inoltre, il fatto che questo gruppo sia meno suscettibile alla dissoluzione carbonatica rispetto ai foraminiferi planctonici ha contribuito ad aumentare la sua utilità (Hay 1970, Berger 1973, Blaj et al. 2009). Al lavoro di Bramlette e Riedel (1954) seguirono, tra la fine degli anni 50 e i primi anni 60, numerosi studi con finalità stratigrafiche che portarono in breve tempo alla messa a punto di diversi schemi biostratigrafici sia per il Cretaceo (Stradner, 1961) che per il Cenozoico (e.g., Bramlette e Sullivan, 1961; Hay e Mohler, 1967, Hay et al., 1967 per l'intervallo Paleocene-Eocene; Bramlette e Wilcoxon, 1967 e Roth, 1970 per l'Oligocene; Gartner, 1969, ed ancora Hay et al., 1967 per il Neogene e il Quaternario). In particolare i primi studi biostratigrafici si focalizzarono soprattutto alla transizione Pliocene-Pleistocene, che veniva considerata un momento della storia geologica caratterizzato da enormi cambiamenti climatici che hanno influenzato in maniera considerevole l'evoluzione della vita. Il primo tentativo di suddividere in zone il Pliocene-Pleistocene venne proposto da Hay et al. (1967), eseguendo uno studio sia su sezioni italiane che in sedimenti carotati nell'area Caraibica (*Nicaraguan Rise*). Questi autori hanno suddiviso questo intervallo in 7 zone: 4 per il Pliocene e 3 per il Pleistocene, e i loro limiti erano definiti dalla comparsa o dall'estinzione di alcune specie indici di nannofossili (Fig. 5.1). Successivamente Boudreaux & Hay (1969) e Gartner (1969) proposero schemi biostratigrafici più dettagliati che includevano le biozone

individuate da Hay et al. (1967). Nel 1971 Martini sviluppò uno schema biozonale che lui stesso definì “*standard*” per tutto il Cenozoico e introdusse 25 zone per il Paleogene e 21 per il Neogene codificate come NP (Nannoplancton Paleogene) e NN (Nannoplancton Neogene), seguite da un numero progressivo per ciascun Sistema. Nell’ intervallo del Pleistocene identificò 5 biozone (Fig. 5.1). Tuttavia questa zonatura ampiamente utilizzata ancora oggi è però poco applicabile in contesti oceanici e mari marginali come ad esempio il Mediterraneo. Negli anni ’70 Bukry studiò i sedimenti oceanici recuperati durante numerose crociere oceaniche (LEG) del programma di ricerca internazionale *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) con lo scopo di stabilire un “quadro generale” entro cui datare i sedimenti oceanici. Il suo lavoro ha dato un importante contributo alla biostratigrafia a nannofossili di questi sedimenti per le aree site alle basse latitudini e si è concretizzato nello sviluppo di una serie schemi biostratigrafici (Bukry, 1973, 1975, 1978). Successivamente lo stesso Bukry assieme Okada (Okada e Bukry, 1980), ha codificato il proprio schema biostratigrafico con l’acronimo CP (*Coccolitus Paleogene*) per il Paleogene e CN (*Coccolitus Neogene*) per il Neogene seguito da una numerazione progressiva che fa riferimento alle diverse zone, mentre le lettere indicano le sottozone che nell’insieme costituiscono l’ossatura di questo sistema biostratigrafico (Fig. 5.1). La risoluzione di questa zonatura risulta senza dubbio molto più dettagliata rispetto a quella proposta da Martini (1971). Per quanto riguarda il Pleistocene lo schema di Okada e Bukry (1980) prevede 6 biozone/subzone (Fig. 5.1).

Nel 2012 Backman et al. hanno messo a punto una zonatura per l’intera era Cenozoica basandosi sui contributi pionieristici di Erlend Martini e David Bukry oltre ad utilizzare dati che provengono da numerosi studi sulla biostratigrafia e biocronologia a nannofossili calcarei raccolti nei vari anni da diversi Autori. L’intento è di fornire uno strumento di larga applicabilità ed affidabilità che permetta di datare i sedimenti neogenici e che sostituisca le “zonature *standard*” di Martini (1971) e Okada e Bukry (1980), le quali dimostrano limiti di utilizzo nelle aree marginali come appunto il Mediterraneo. Più nello specifico, nel Pleistocene sono state definite 9 biozone codificate con la sigla CNPL (*Calcareous Nannofossil Plio- Pleistocene*). I primi tentativi di realizzare degli schemi zonal per l’area mediterranea risalgono a Muller (1978) e a Ellis (1979). Tuttavia, furono Raffi e Rio (1979) a proporre una zonatura a nannofossili calcarei che fu emendata da Rio et al. (1990) e viene tuttora ampiamente utilizzata per datare i sedimenti dell’intervallo che va dal Pliocene al Pleistocene. In questo schema gli autori codificano le diverse biozone con la sigla MNN (*Mediterranean Neogene Nannoplankton*) e delle cifre progressive che riprendono la

zonatura di Martini (1971), insieme a delle lettere per le varie sottozone. Questo schema sfrutta metodi di analisi sia quantitativa che semiquantitativa per definire i vari biorizzonti, il che incrementa notevolmente la risoluzione in confronto agli schemi precedenti (Fig. 5.1). Recentemente Di Stefano et al (2023) hanno messo a punto uno schema del Mediterraneo che, analogamente a quanto fatto da Backman et al. (2012), si propone di aggiornare e superare gli schemi biostratigrafici del Neogene messi a punto negli anni '90 (e.g. Rio et al. 1990; Fornaciari e Rio 1996; Fornaciari et al., 1996) per quest'area. Questo schema, basato su numerosi studi biostratigrafici eseguiti negli ultimi 35 anni, ha lo scopo di fornire una risoluzione biostratigrafica più dettagliata ed una maggiore applicabilità rispetto alle zonature precedenti. All'interno di questa zonatura nel Quaternario sono state definite 9 tra biozone e sottozone (Fig. 5.1) codificate con la sigla MNQ (*Mediterranean Nannofossil Quaternary*) ed affiancate da una serie di bioeventi che migliorano sensibilmente la risoluzione biostratigrafica dell'intervallo. Nel presente lavoro di tesi le zonature utilizzate come riferimento sono quelle Rio et al. (1990), Backman et al. (2012) e Di Stefano et al. (2023).

		ZONATURE "STANDARD"				MEDITERRANEO						MEDIE e BASSE LATITUDINI	
		Hay et al. (1967)	Gariner (1969)	Martini (1971)	Okada & Bukry (1980)	Muller (1978)	Ellis (1979)	Rio et al. (1990)	Di Stefano et al. (2023)	Backman et al. (2012)			
PLEISTOCENE	Emiliania hualeyi		Emiliania hualeyi	NN21	CN 15		Emiliania hualeyi	MNN21b	B.E. hualeyi increase	MNQ21b	X Gephyrocapsa		
	Gephyrocapsa coarctata	B.E. hualeyi	Gephyrocapsa	NN20	CN 14b	Gephyrocapsa coarctata	Gephyrocapsa coarctata	MNN21a	B.E. hualeyi	MNQ21a	B.E. hualeyi	CNPL11	
	Gephyrocapsa caribbeensis	B.G. coarctata	Pseudonannella lacunosa	NN19	CN 13a	Pseudonannella lacunosa	Gephyrocapsa caribbeensis	MNN19f	B.G. coarctata B.G. omega	MNQ19f	T.P. lacunosa	CNPL10	
	Discosaster brouweri	T.D. brouweri	Discosaster brouweri	NN18	CN 12c	Discosaster brouweri	Discosaster brouweri	MNN19e	B.G. coarctata T.C. meekleyi	MNQ19e	T.H. neff T. Gephyrocapsa spp.	CNPL9	
	Discosaster extensus	T.D. extensus	Discosaster extensus	NN17	CN 12a	Discosaster extensus	Discosaster extensus	MNN19d	T.H. neff T. Gephyrocapsa spp.	MNQ19d	T. Gephyrocapsa spp.	CNPL8	
	Discosaster surculus	T.D. surculus	Discosaster surculus	NN16	CN 12b	Discosaster surculus	Discosaster surculus	MNN19c	B.G. coarctata T.C. meekleyi	MNQ19c	T.C. meekleyi	CNPL7	
	Discosaster tamalis	T.D. tamalis	Discosaster tamalis	NN15	CN 11b	Discosaster tamalis	Discosaster tamalis	MNN19b	B.G. coarctata T.C. meekleyi	MNQ19b	B. medium Gephyrocapsa spp.	CNPL6	
	Discosaster pseudotamalis	T.R. pseudotamalis	Discosaster pseudotamalis	NN14	CN 11a	Discosaster pseudotamalis	Discosaster pseudotamalis	MNN19a	T.D. brouweri T. brouweri	MNQ19a	T.D. brouweri	CNPL5	
	Discosaster incommutatus	T.C. incommutatus	Discosaster incommutatus	NN13	CN 10c	Discosaster incommutatus	Discosaster incommutatus	MNN18	T.D. pentadactylus T.D. surculus	MNQ18	T.D. pentadactylus	CNPL4	
	Scaphocephalus amphora	T.S. amphora	Ceratolithus rugosus	NN12	CN 10b	Ceratolithus rugosus	Ceratolithus rugosus	MNN17	T.D. pentadactylus T.D. surculus	MNQ17	T.D. pentadactylus	CNPL3	
		Ceratolithus incommutatus	NN11	CN 10a	Ceratolithus incommutatus	Ceratolithus incommutatus	MNN16a	T.D. tamalis	MNQ16	T.D. tamalis	CNPL2		
			NN10	CN 9			MNN15a	T.R. pseudotamalis T.S. neobab	MNQ15	T.R. pseudotamalis	CNPL1		

Fig. 5.1- Principali schemi biostratigrafici utilizzati per il Mediterraneo con le zonazioni "standard" di Martini (1971), Okada e Bukry e le zonazioni adottate da Rio et al. (1990) Distefano et al. (2023) e Backman et al. (2012). NN = *Nannoplankton Neogene*; CN= *Coccolitus Neogene*; MNN= *Mediterranean Neogene Nannoplankton*; MNQ= *Mediterranean Nannofossil Quaternary*; CNPL= *Calcareous Nannofossil Plio-Pleistocene*.

CAPITOLO 6: INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRATIGRAFICO

L'area di studio è situata ai piedi del versante nordorientale del Massiccio della Sila, lungo la costa ionica della Calabria settentrionale (Italia meridionale; Fig. 6.1, 6.2), che è attraversata longitudinalmente dall'"Arco Calabro". Quest'ultimo è una catena complessa costituita da rocce prevalentemente cristalline ed è formata da unità tettoniche che si sono sovrapposte a partire dal Miocene inferiore sulla catena appenninica in via di formazione (Rossi e Sartori, 1981; Barone et al., 1982; Van Dijk e Okkes, 1991). Arco Calabro e Catena Appenninica sono divise da uno svincolo tettonico, che si estende con direzione Est-Ovest nella parte meridionale del massiccio calcareo del Pollino. La parte che si affaccia a Nord è costituita da due porzioni: la parte inferiore è formata da unità metamorfiche con ofioliti (crosta oceanica della Tetide), quella superiore da unità metamorfiche appartenenti al margine continentale europeo (il basamento cristallino varisico). Spostandosi nella parte settentrionale del massiccio della Sila si trova la Falda di Longobucco, con rocce sedimentarie di età meso- e cenozoica (Gasperi, 1995). L'apertura del bacino del Vavilov e del Marsili, nella parte centro-orientale del Mar Tirreno, durante l'intensa attività tettonica del Quaternario, provocò un rapido sollevamento dei margini della Sila, associato ad una forte erosione dei rilievi e ad un'intensa sismicità che ancora oggi caratterizza l'area calabrese (Carobene 2003). Questa serie di eventi geodinamici portò all'emersione parziale del riempimento sedimentario dei bacini neogenici e alla formazione di un gruppo di terrazzi marini lungo le coste tirreniche e ioniche. Localizzato tra il bacino di Crotona a sud e il bacino del Crati a Nord (Ogniben, 1962) si trova il sottobacino Calopezzati-Crosia (Fig. 6.3). Entrambi i bacini si trovano all'interno della "*Calabrian accretionary wedge*", la cui parte centrale ha subito una fase distensiva durante il Pliocene medio e superiore seguita da un evento di contrazione durante il Pleistocene inferiore. La tettonica medio-Pleistocenica avrebbe poi portato al distacco della placca in subduzione e l'inizio della fase di riassetto isostatico, caratterizzato da sollevamento generalizzato (Van Dijk 1992, 1993; Sheepers 1994).

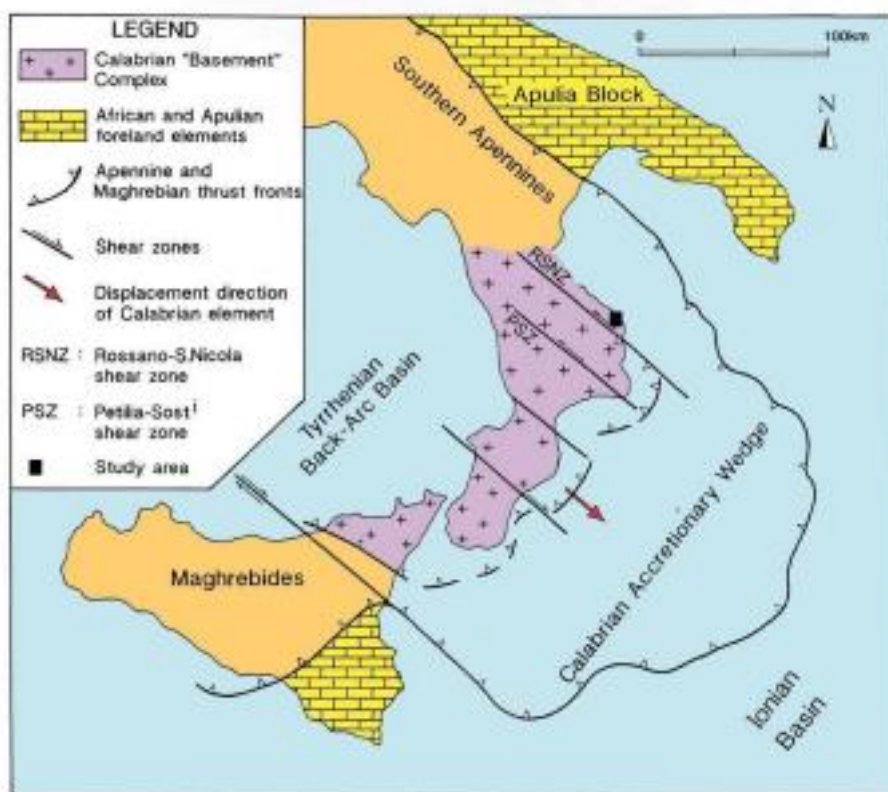


Fig. 6.1- Carta strutturale del Sud Italia e ubicazione dell'area di studio (Quadrato nero). Da Massari et al. (2002) modificata

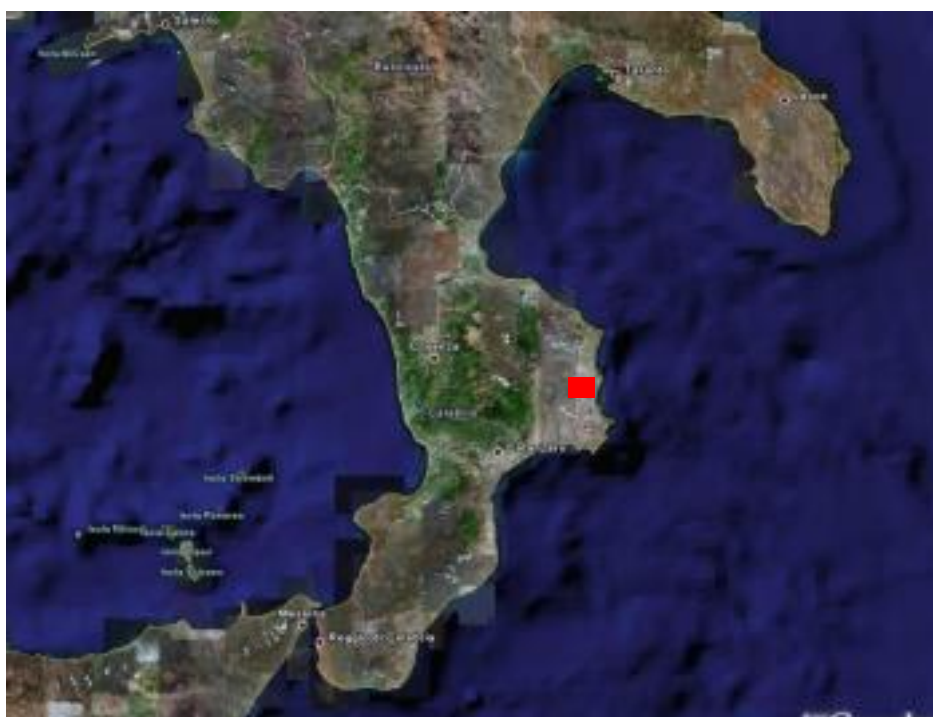


Fig. 6.2- Carta satellitare di parte dell'Italia meridionale. Da Google maps. Il rettangolo rosso indica l'area di studio

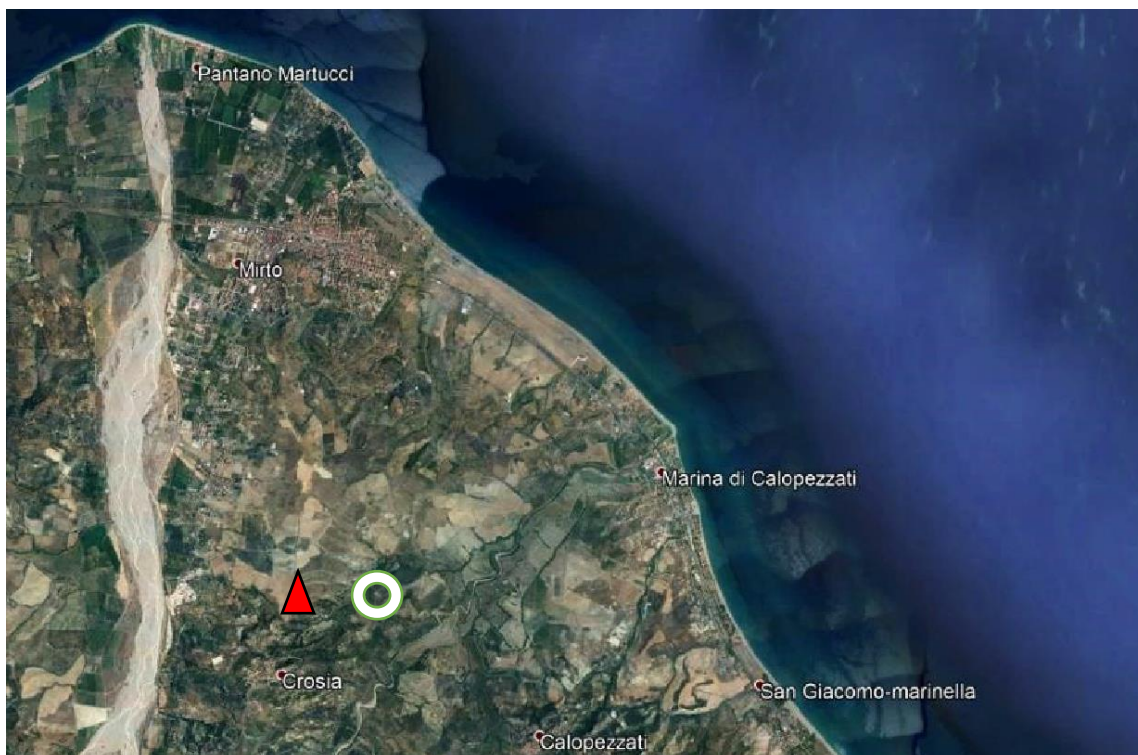


Fig. 6.3- Ingrandimento carta satellitare. Sono indicate le posizioni della sezione "Vrichetta" (cerchio bianco) e della Carota PCS. (triangolo rosso)

6.1: LA SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DI CROZIA E LA CAROTA PCS

I campioni presi in esame provengono dai dintorni del paese di Crocia (CS; Fig. 6.3), una zona caratterizzata da un litorale affacciato sul Mar Ionio con orientamento circa nord-ovest-sud-est, da cui si elevano colline che raggiungono altezze dai 200 ai 300 metri s.l.m. La costa digrada dolcemente verso il mare, e da un punto di vista stratigrafico, i depositi più vecchi presenti nell'area sono rappresentati da arenarie quarzo-feldspatiche ben cementate e assortite di ambiente marino costiero datati seppur in modo incerto al Miocene Superiore. Questi costituiscono il substrato roccioso della successione marina pleistocenica. Lo spessore aumenta gradualmente man mano che ci spostiamo verso nord, passando da circa 60 m, dove dominano litologie sabbiose, a oltre 250 m, dove prevalgono i sedimenti argillosi; questo dato è stato ottenuto attraverso pozzi effettuati nel comune di Crocia per la ricerca di acqua per uso agricolo. Questa unità fangosa è racchiusa dall'alto verso il basso da due corpi sabbiosi che costituiscono la parte basale (trasgressiva) e quella superiore (regressiva) della stratigrafia dell'area. Procedendo dalla costa verso l'interno, lo spessore dell'unità argillosa intercalata diminuisce in modo graduale ma rapido, di

conseguenza i due corpi sabbiosi risultano molto più vicini, tanto che fuori dall'abitato di Crosia sono separati solo da un sottile strato di siltiti argillose. Questa particolare struttura della successione stratigrafica, assieme alla presenza di *slumping* massivi e rapidi cambiamenti di facies in brevi tratti, suggerisce che il bacino di Crosia-Calopezzati fosse un golfo con bordi ripidi di piccole dimensioni (Gozzer, 2011). La successione in esame è chiusa alla sommità da quattro diversi ordini di terrazzi (Carobene, 2003), sviluppatasi nel tardo Pleistocene medio. La copertura sedimentaria più recente è formata da depositi alluvionali e colluviali di versante. La parte argillosa della successione di Crosia è stata datata, in modo preliminare, tramite i nannofossili calcarei, nell'intervallo compreso tra il tetto della zona a "large" *Gephyrocapsa*, e il tetto della zona a *Pseudoemiliana lacunosa* (MIS 38/37- MIS 12/11; 1,25-0,4 Ma ca.; Raffi et. al., 2006) (Segalla, 2007; Reghellin, 2010; Gozzer, 2011). I depositi di *shoreface* (non databili direttamente) posti al di sopra coprono l'intervallo fra 1,6 e 1,3 Ma, visto che il limite superiore si trova verso la porzione terminale della Zona a "large" *Gephyrocapsa*, il cui tetto è a circa 1,25 Ma. Salendo di quota, si entra rapidamente nella Zona caratterizzata dalla presenza di "small" *Gephyrocapsa*, che include l'unità pelitica formata durante l'evento trasgressivo. In cima all'unità pelitica, presso un orizzonte cineritico distintivo (Ledro) all'interno di una laminite, è stata identificata la base della Zona a *Pseudoemiliana lacunosa*, segnalata dalla massiccia comparsa nel Mediterraneo di *Gephyrocapsa* sp.3, avvenuta circa 0,95 milioni di anni fa (Fig. 6.4).

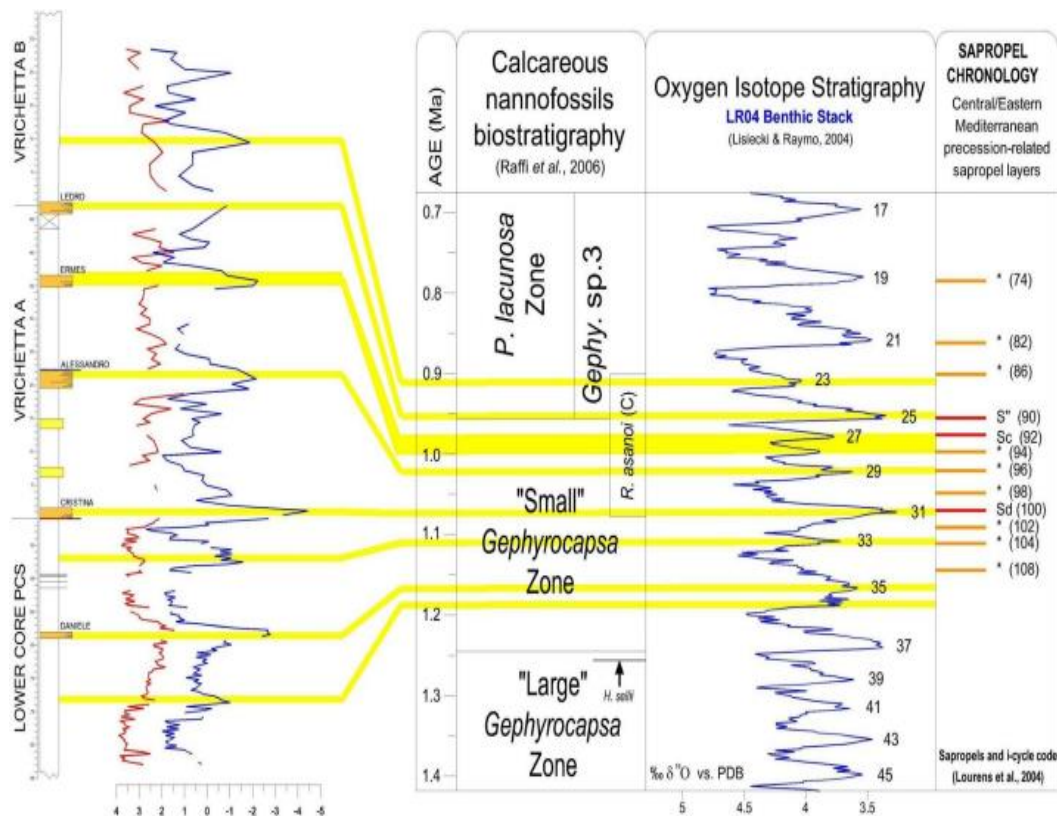


Fig. 6.4 – Correlazione del record del $\delta^{18}\text{O}$ della successione di Crosia con lo *Stack* del record del $\delta^{18}\text{O}$ bentonico di Lisiecki e Raymo (LR04; 2005). Da Reghellin (2011).

Da questo limite zonale inizia la transizione dalle peliti di mare aperto alle facies regressive, che gradualmente conducono alla deposizione delle sabbie che caratterizzano la parte superiore della successione; la prima comparsa delle facies regressive avviene alla base della Zona a *P. lacunosa* nell'area più vicina al paese di Crosia, mentre avvicinandosi alla costa, lo stesso intervallo cronostratigrafico è ancora caratterizzato da sedimentazione pelitica (Gozzer, 2011). La parte meglio esposta e più studiata del complesso pelitico si trova nella sezione "stori denominata "Vrichetta", situata a nord-est del paese di Crosia. In questo luogo affiora una serie di strati laminitici, talvolta associati a strati piroclastici, che ne facilitano l'identificazione e il riconoscimento. Nel 2011, per ottenere un record stratigrafico il più completo e continuo possibile, è stata recuperata una carota sedimentaria di 87 metri (carota PCS) a nord di Crosia, nel Pozzo Crosia. Questo pozzo era stato eseguito ipotizzando che la porzione pelitica della carota riflettesse la stratigrafia esposta nella vicina sezione della "Vrichetta" e in parte continuasse verso il basso la successione stratigrafica (Reghellin, 2011; Fig. 6.4).

Tuttavia, le analisi isotopiche e biostratigrafiche successive (Micheletto, 2019; Chiesa, 2021; Poletto 2021; Thiene, 2021; Yimamujai, 2021; Morelli 2022; Agostini, P., 2023) avrebbero smentito la ricostruzione stratigrafica riportata in Figura 6.5.

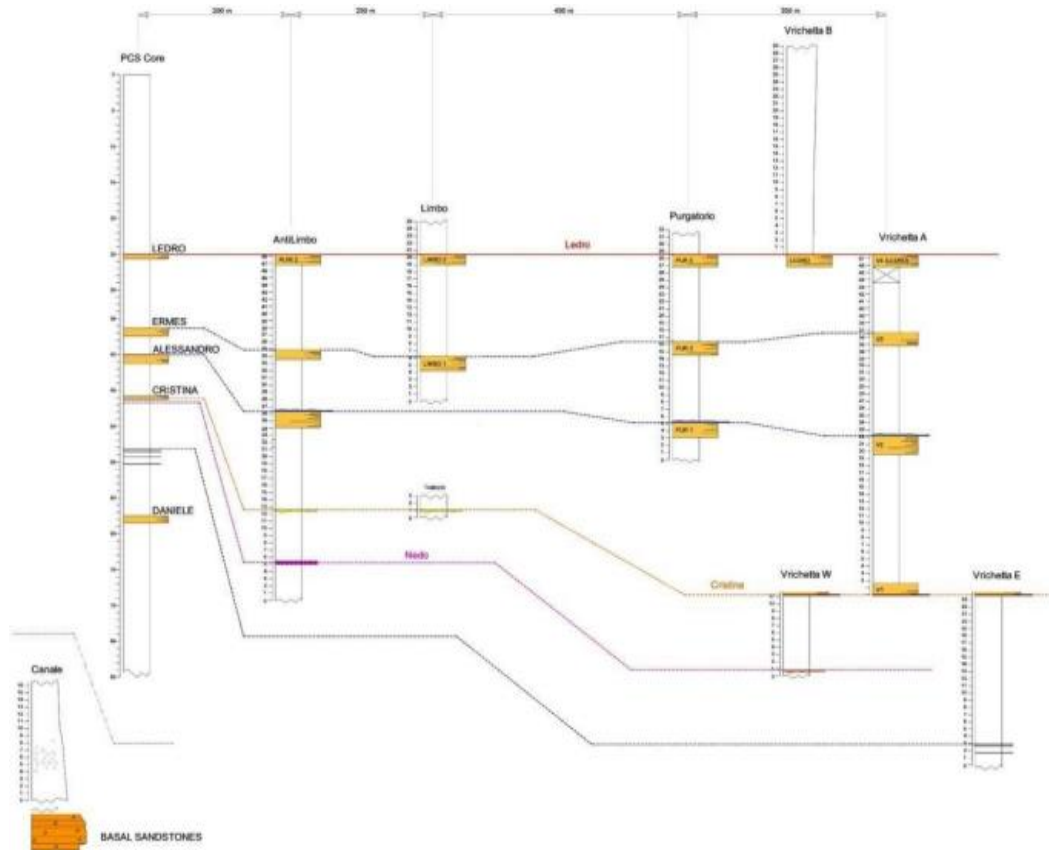


Fig. 6.5-Schema stratigrafico che illustra l’ipotesi di correlazione tra i livelli laminati della carota PCS e le laminiti delle sezioni su terra, tra cui "Vrichetta"; si nota la rastremazione della successione da mare (a destra) verso il sito di carotaggio (PCS, a sinistra). Da Reghellin (2011)

CAPITOLO 7: MATERIALI E METODI

7.1: LA CAROTA PCS

La carota PCS è una successione sedimentaria, spesso circa 90 m, recuperata nel 2007 durante la perforazione del Pozzo CroSia (PCS core) situato immediatamente a Nord dell'abitato di Crosia (Cosenza, Calabria). Essa è composta in prevalenza da marne-argillose grigio verdastre con intercalati alcuni strati più prominenti composti da laminiti, cineriti e strati di sabbia. Il mio studio si concentra nell'intervallo fra -45 m e -75 m. In questo intervallo, per analisi isotopiche eseguite in anni precedenti, erano stati raccolti 100 campioni con una risoluzione di campionatura pari a 10 cm. Invece per questo studio biostratigrafico a nannofossili calcarei sono stati preparati e studiati con un intervallo di campionatura di 100 cm, 30 campioni.

7.2: ATTIVITÀ DI LABORATORIO

7.2.1 Tecniche di preparazione

Lo studio dell'associazione a nannofossili calcarei è stato condotto su campioni preparati con la tecnica standard della “*smear slide*”. Questa tecnica di preparazione è stata effettuata sotto la supervisione delle Dr.sse Carlotta Betto e Lisa Santello: la procedura ha inizialmente richiesto la separazione di una piccola parte di ogni campione dal resto (Fig. 7.1). Questa parte detta testimone presenta una superficie di rottura “fresca” da cui si ottengono, tramite raschiatura con il bisturi, i pochi grammi di sedimento che andranno a costituire il materiale da cui si otterrà la “*smear slide*” (Fig. 7.2). Il materiale di ogni testimone viene, dunque, raschiato su un vetrino portaoggetti, precedentemente contrassegnato ad entrambe le estremità tramite *marker* indelebile con la sigla del campione. Il bisturi viene immerso in acido cloridrico diluito al 10% e poi in acqua deionizzata al fine di impedire contaminazioni tra un campione e quello successivo (Fig. 7.3). Ogni dieci campioni l'acido cloridrico e l'acqua dei *becker* sono cambiati per non rischiare la saturazione e l'acidificazione rispettivamente dell'acido e dell'acqua utilizzate. Successivamente, sul materiale posto sul vetrino portaoggetti viene fatta cadere, tramite l'utilizzo di una pipetta in vetro, una goccia di acqua distillata (Fig. 7.4). Il materiale inumidito è, poi, spalmato con movimento “ondulatorio” utilizzando una cannucchia in plastica fino ad ottenere una serie di bande a maggiore e minore densità (Fig. 7.5). Tale disposizione risulta vantaggiosa per l'osservazione dei *taxa* al microscopio. In seguito, il

vetrino è posto su una piastra riscaldante a temperatura massima di 100°C per qualche minuto in modo tale da permetterne l'asciugatura completa del vetrino (Fig. 7.6). Una volta asciutto, il portaoggetti viene rimosso dalla piastra, deposto sul piano di lavoro e coperto con un vetrino coprioggetto, su cui era stata applicata una goccia di adesivo *Norland* (Fig. 7.7). Dopo di che con la colla ancora in fase di espansione, grazie al calore residuo del vetrino portaoggetti, la *smear slide* (composta da vetrino porta e coprioggetto in fase di incollaggio) viene ricollocata nuovamente, per qualche secondo, sulla piastra. Questo permette alla colla di espandersi ulteriormente ed agire in modo più efficace. Il vetrino così ottenuto viene collocato sotto una lampada ad ultravioletti per almeno mezz'ora per permettere al *Norland* di consolidarsi (Fig. 7.8). La fase che va dalla applicazione della colla al consolidamento di questa sotto i raggi UV è stata realizzata sotto cappa aspirante per evitare le esalazioni nocive generate dal *Norland*. L'ultima fase della preparazione prevede la pulizia dei vetrini (eliminazione di polvere e colla in eccesso) con l'ausilio di un panno-carta inumidito con acqua o alcool e l'ausilio di un bisturi (per eliminare la colla in eccesso). Infine ad ogni *smear slide* è applicata un'etichetta che riporta la sigla del campione e ne permette l'identificazione. I vetrini così preparati sono riposti in un'apposita scatola di plastica e pronti per essere esaminati al microscopio (Fig.7.9).



Fig. 7.1 - Prelievo di materiale con il bisturi dal testimone



Fig. 7.2 - Materiale raschiato sul vetrino portaoggetti



Fig. 7.3 - *Becker* contenenti acqua deionizzata e HCl 10%vol

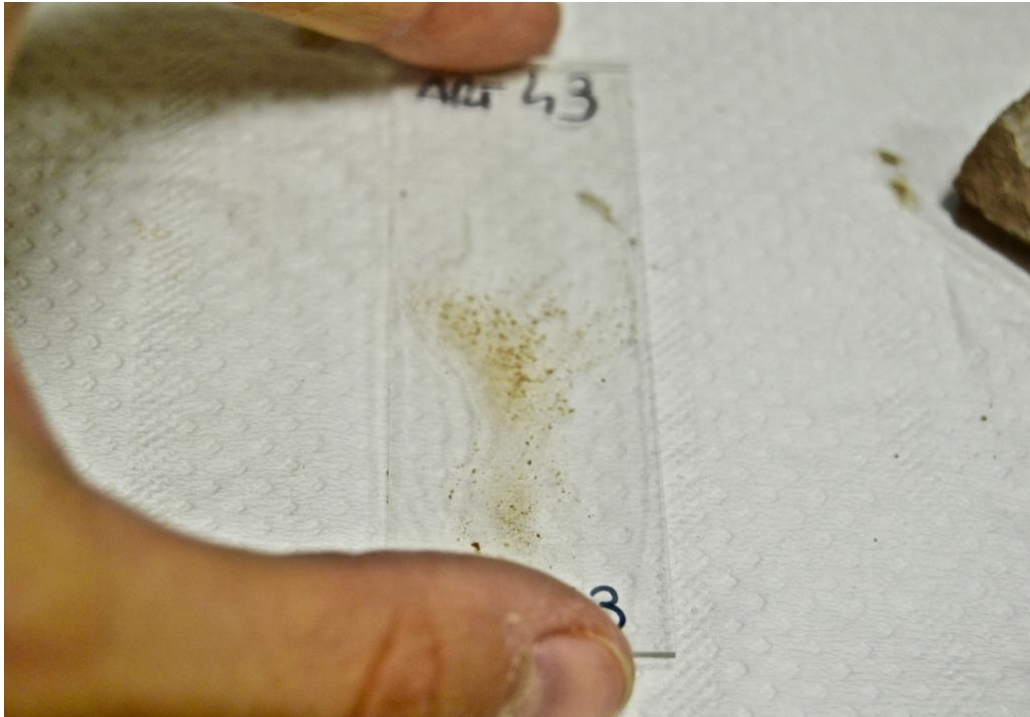


Fig. 7.4 - Materiale raschiato su vetrino portaoggetti e bagnato con uso della pipetta

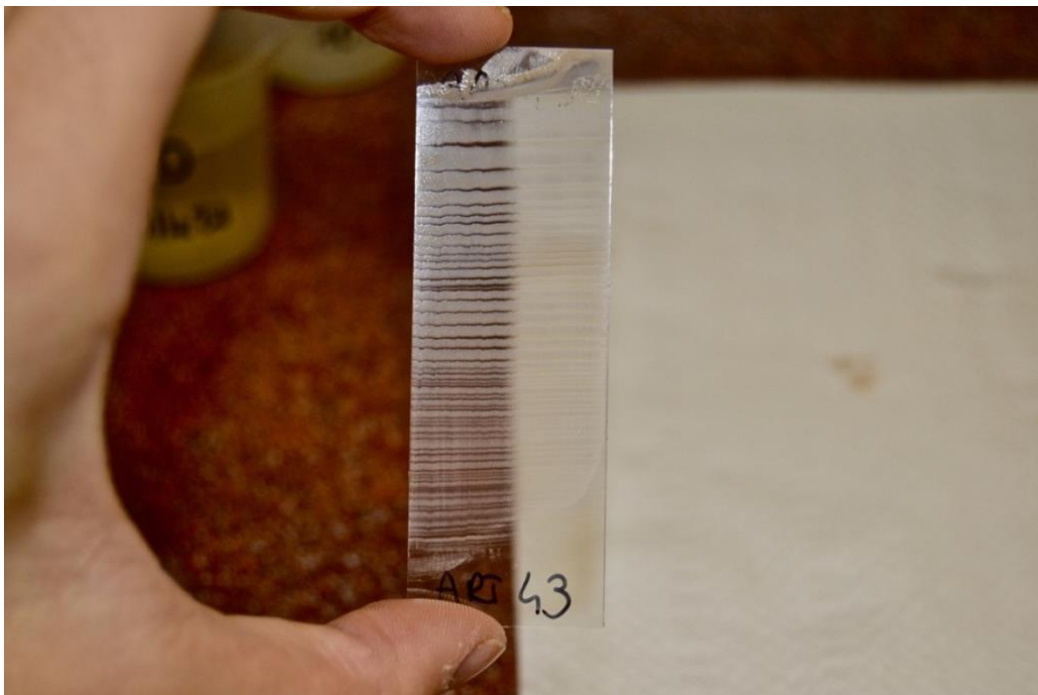


Fig. 7.5 - Vetrino con bande a maggiore e a minor densità.



Fig. 7.6 - Fase di asciugatura del vetrino.



Fig. 7.7 - Goccia di adesivo ottico *Norland* sul vetrino portaoggetti



Fig. 7.8 - Fase di consolidamento della colla sotto la lampada a raggi UV.



Fig. 7.9 - Vetrini ultimati e ripuliti nella custodia

7.2.2 Tecniche di osservazione al microscopio

Le analisi al microscopio sono state eseguite utilizzando un microscopio ottico polarizzatore a luce trasmessa (Zeiss Axioskop) e l'osservazione dei campioni è stata effettuata ad ingrandimento 1250x tramite un obiettivo Plan NEOFLOR oil pol a 100X ad immersione. L'olio impiegato è l'*Immersol* con le seguenti caratteristiche DIN 58,884; ISO 8036-1; $n_e = 1,518$ (23°C); $v_e = 42$. Questo permette di raggiungere un indice di rifrazione (n_D) ben preciso, quasi identico a quello del vetro che elimina quasi completamente la deviazione del raggio di luce e aumenta significativamente l'efficacia delle lenti. Il tipo di studio è stato condotto sia tramite l'osservazione di "*smear slide*" a "*nicol paralleli*", che a "*nicol incrociati*". L'osservazione a "*nicol paralleli*" è stata utile per osservare le caratteristiche morfologiche dei nannofossili, mentre quella a "*nicol incrociati*" ha permesso di esaminarne le caratteristiche strutturali. Quest'ultimo tipo di approccio è basato sul fatto che ogni singola placchetta di questi microrganismi è composta da numerosi cristalli di calcite che danno origine a fenomeni di estinzione ("modelli di estinzione") o di birifrangenza tipici per ognuna di esse risultando quindi fondamentale per la determinazione delle forme osservate.

7.3: METODI DI STUDIO

Per quanto concerne il tipo di analisi compiute inizialmente è stata effettuata un'analisi qualitativa 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 eseguito un conteggio impiegando un approccio di tipo semiquantitativo. Questo tipo di conteggio è stato messo utile per a punto dapprima da Backman e Shackleton (1983) per studiare le associazioni a nannofossili calcarei dei sedimenti oceanici e in seguito modificato da Gardin e Monechi (1998) per determinare l'abbondanza di *taxa* rari, ma importanti dal punto di vista biostratigrafico, estendendo notevolmente l'area di ricerca degli esemplari indice. Quest'ultimo approccio è quello utilizzato in questo elaborato e consiste nel conteggio del numero di esemplari di *taxa* indici o di interesse (e.g., *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa*, *Reticulofestra asanoi*, *Helicosphaera*) osservati in un'area di 6-7 mm² (circa 3 traverse verticali). Sebbene questo metodo sia influenzato dalla tecnica di preparazione (densità delle bande), dalla presenza di "granuli", dalla dissoluzione e dalla diluizione, può fornire dati accurati sulle frequenze dei *taxa*, che si avvicinano a quelle raccolte con metodi di conteggio quantitativo che sono comunque

più rigorosi (e.g. frequenza relativa di *taxa* indicativi all'interno di una popolazione di circa 300/500 esemplari). Il vantaggio di questo conteggio rispetto a quello quantitativo è di aumentare notevolmente la quantità di campione analizzato permettendo così il rilevamento di esemplari di *taxa* utili ma rari nell'associazione. In conclusione, questa tecnica consente una rapida quantificazione dei modelli di distribuzione delle specie d'interesse ed è ampiamente utilizzata sia per studi biostratigrafici (e.g. Fornaciari et al., 2007; D'Onofrio et al., 2016) sia per quelli paleoceanografici (Chepstow-Lusty et al., 1989).

CAPITOLO 8: RISULTATI E DISCUSSIONE

8.1 RISULTATI

Il principale scopo della tesi è l'inquadramento bio-crono-stratigrafico della carota PCS nell'ambito di un progetto di ricerca che si pone come obiettivo ultimo di produrre uno studio ad alta risoluzione dei principali e più drammatici eventi climatici che hanno fortemente influenzato l'evoluzione del clima su scala regionale e globale all'inizio della Glaciazione dell'Emisfero Settentrionale (NHG). Al fine di raggiungere questo scopo, tra gli altri, sono stati effettuati nel corso del tempo studi su vari segmenti della carota PCS che integrano la stratigrafia degli isotopi stabili dell'ossigeno con la biostratigrafia a nannofossili calcarei. Il “*focus*” di questo lavoro è l'analisi biostratigrafica a nannofossili calcarei della carota PCS di Crosia nell'intervallo compreso tra -75 m e -45 m (Fig. 8.1). Quindi nei paragrafi sottostanti sono riportati i principali risultati ottenuti dallo studio dell'associazione a nannofossili calcarei affiancati dai risultati dell'analisi degli isotopi stabili dell'ossigeno ottenute e discussi in tesi precedenti (Segalla, M., 2007; Reghellin 2010; Michieletto, 2019; Chiesa, 2021; Poletto 2021; Thiene, 2021; Yimamujaji, 2021; Morelli 2022; Agostini, P., 2023)

8.1.1 La curva degli isotopi stabili dell'ossigeno della carota PCS.

Il Mar Mediterraneo rappresenta un unicum per quanto riguarda il sistema oceanico globale. Il bacino Mediterraneo si distingue per una serie di peculiarità quali il tasso di evaporazione-traspirazione, la salinità o la circolazione termoalina. Tutti questi fattori possono contribuire all'alterazione del segnale isotopico a livello locale. Al di là di tutto, i record delle curve degli isotopi stabili dell'Ossigeno nel Mediterraneo (e.g., Vergnaud-Grazzini et al., 1977) sono confrontabili con quelli rinvenuti in oceano aperto (e.g., Lisiecki e Raymo, 2005). Si ipotizza quindi che anche nel Mar Mediterraneo la variazione del livello dei ghiacci abbia un ruolo primario nel controllo della composizione isotopica dei gusci dei foraminiferi (Reghellin 2010). L'insieme di studi isotopici precedenti condotti sulla carota PCS di Crosia (Reghellin 2010; Michieletto, 2019; Chiesa, 2021; Poletto 2021; Thiene, 2021; Yimamujaji, 2021; Morelli 2022) ha prodotto una curva degli isotopi stabili dell'Ossigeno che la copre interamente. Nel segmento studiato (-75m/-45m) sono stati identificati nella curva del $\delta^{18}\text{O}$ quattro intervalli con valori del $\delta^{18}\text{O}$ compresi tra 1,66‰ e 2,35‰, e quattro intervalli caratterizzati da valori di $\delta^{18}\text{O}$ che si aggirano attorno al 3,4‰ (Fig. 8.1). Prendendo come riferimento il lavoro di Vergnaud-Grazzini et al. (1986) che

identifica, per il Mediterraneo, come fasi interglaciali, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ vicini o inferiori al 2‰ e fasi glaciali quelli con valori vicini o inferiori al 3.4‰, i primi quattro intervalli corrisponderebbero a fasi interglaciali mentre i secondi a fasi glaciali. Nello specifico sono stati considerati come interglaciali (Fig. 8.1):

1. “A” da ca. -74m a -62m
2. “A₁” da ca. -60m a -59.3m
3. “B” da ca. -53m a ca. -51m
4. “C” da ca. -47.5m ca. -44.3m

e come glaciali (Fig. 8.1)

5. “a” da fondo carota a circa -74m
6. “b” da ca. -62m a -60m
7. “c” da ca. -59,3m a -53m
8. “d” da ca. -51m a -47,5m
9. “d” da ca. -51m a -47,5m

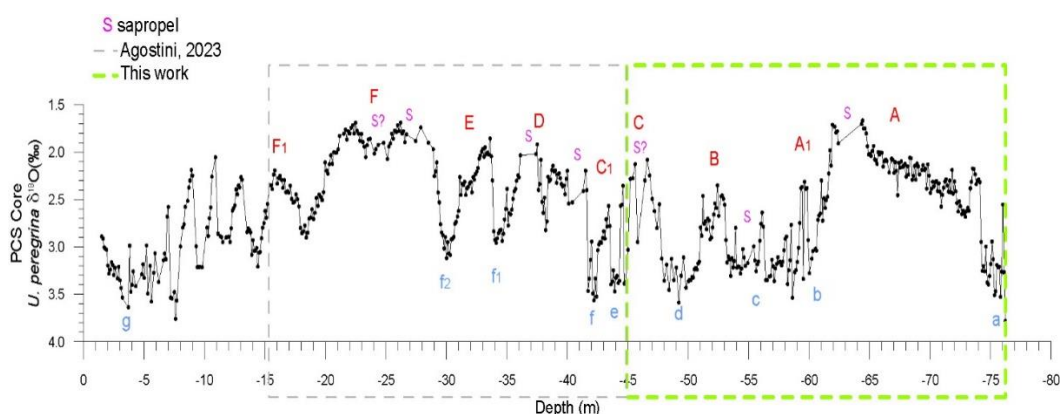


Fig. 8.1- Record della curva del $\delta^{18}\text{O}$ di *U. peregrina* nella carota PCS. Lettere A-F1 indicano gli intervalli Interglaciali/interstadiali. Lettere a-g indicano gli intervalli Glaciali/stadiali. La lettera S indica i sapropel e i possibili sapropel riconosciuti all'interno della carota. Il rettangolo tratteggiato in verde indica il segmento di carota studiato in questa tesi. Il rettangolo tratteggiato in grigio indica la porzione di carota analizzata da Agostini (2023).

8.1.2 L'associazione a nannofossili calcarei della carota PCS

L'associazione a nannofossili calcarei nell'intervallo da -75m a -45m è stata dapprima analizzata in modo preliminare con un approccio qualitativo per valutare l'abbondanza dei nannofossili ed il loro stato di preservazione (dissoluzione e/o diagenesi). Successivamente sono state condotte analisi semiquantitative ($\text{N}/6\text{-}7\text{mm}^2$) con lo scopo di valutare in modo

statisticamente significativo la presenza/assenza di alcune specie indice come ad esempio *Reticulofenestra asanoi* e *Gephyrocapsa omega* (= *Gephyrocapsa* sp. 3 *sensu* Rio, 1982). Inoltre è stata valutata l'abbondanza di una forma chiaramente rimaneggiata come *Helicosphaera sellii* per avere un “indice” dell'intensità del rimaneggiamento.

Caratteri generali dell'associazione

Il contenuto in nannofossili calcarei della Carota PCS è da comune ad abbondante in uno stato di conservazione variabile da moderato ad ottimo. La ricristallizzazione, è generalmente trascurabile al contrario della dissoluzione che è variabile e talvolta rende complicato il riconoscimento di alcuni taxa maggiormente proni alla dissoluzione (e.g., il genere *Helicosphaera*). Il rimaneggiamento è diffuso sebbene non abbondante come evidenziato dalla distribuzione di *H. sellii* (Fig. 8.2). Altre forme rimaneggiate, e cui abbondanze valutate qualitativamente non sono riportate in questo elaborato, appartengono al Paleogene (e.g., *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia*, *Reticulofenestra*, rosette-shaped *Discoaster*) o al Neogene (e.g., *Discoaster* a 5-6 raggi “sottili”, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *H. sellii*, *Sphenolithus*). L'associazione è generalmente ben diversificata e dominata dalle Noelaerhabdaceae. Tra queste prevalgono *Gephyrocapsa*, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Reticulofenestra*, e *Dictyococcites*. In particolare il genere più abbondante è *Gephyrocapsa*, tuttavia è da notare mentre l'unità tassonomica delle small *Gephyrocapsa* domina, le forme con dimensioni $\geq 4\mu\text{m}$ (medium *Gephyrocapsa*) diventano particolarmente abbondanti solo nella parte alta dell'intervallo studiato mentre nel resto del segmento analizzato sono generalmente da scarse a rare (Fig. 8.2). Abbondanti sono le Coccolithaceae (*Coccolithus*) seguite dal genere *Helicosphaera* mentre i generi *Rabdosphaera*, è *Syracopshaera* generalmente rappresentano una componente accessoria dell'associazione studiata. Da notare che talvolta dall'interno del genere *Reticulofenestra* risulta difficile discriminare esemplari appartenenti a *taxa* rimaneggiati da quelli in posto a causa della dissoluzione e/o della tassonomia non sempre chiara.

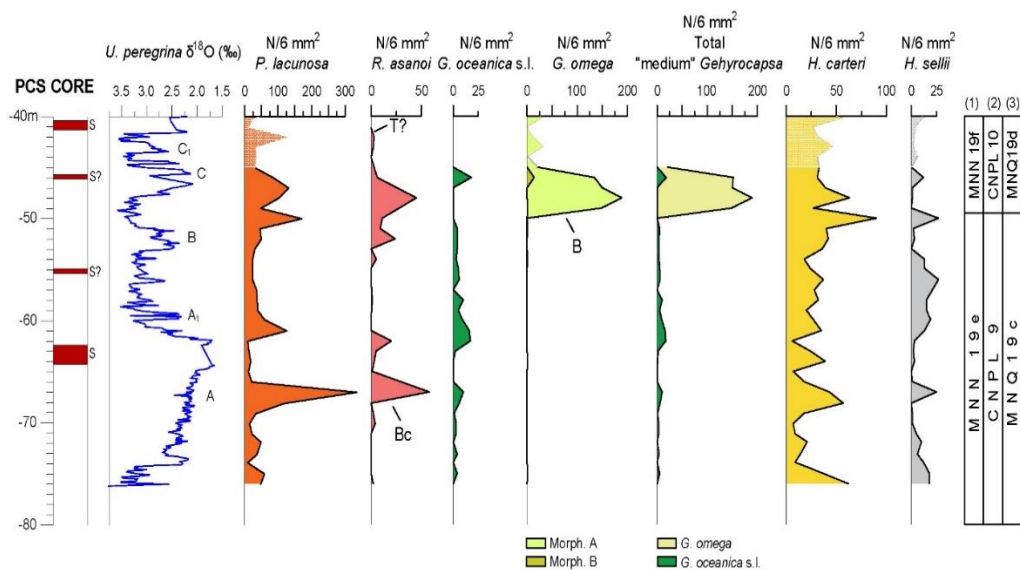


Fig. 8.2- Distribuzione delle abbondanze dei principali *taxa* di nanfossili calcarei considerati rispetto al *record* del $\delta^{18}\text{O}$ di *U. peregrina*. I valori dell'asse X rappresentano il numero di esemplari contati in 6-7 mm^2 (N/ 6-7 mm^2). A destra la classificazione biostratigrafica dei nanfossili calcarei dell'intervallo nel segmento di carota indagato. (1) Rio et al. (1990); (2) Backman et al. (2012); (3) Di Stefano et al. (2023). B= *base*; T=*Top*; Bc= *Base common*. Per il significato delle altre lettere si veda Figura 8.1

I biorizzonti identificati nella carota PCS.

L'analisi dell'associazione a nanfossili calcarei dell'intervallo studiato ha permesso l'identificazione di alcuni *taxa* utili dal punto vista biostratigrafico nello specifico si tratta di *Reticulofestra asanoi* che pur non essendo un marker di zona è considerata una specie che l'intervallo che va dal MIS33/31 al MIS23 e di *Gephyrocapsa omega* che il marker zonale della Zona MNN 19f (Rio et al., 1990) e/o Zona MNQ19d (Di Stefano et al. 2023) e compare nel MIS29/25. Il grafico della modalità distribuzione di *R. asanoi* permette l'identificazione chiara e univoca della sua comparsa comune (Bc) che è documentata a -67.51m in corrispondenza del massimo dell'interglaciale stratigraficamente più basso che nel presente elaborato corrisponde all'intervallo denominato A (Figg. 8.2, 8.3). Sporadiche e poco significative presenze di *R. asanoi* sono state registrate tra la base dell'intervallo studiato tra -75m e -70 m (Fig. 8.2). Per quanto concerne la modalità di estinzione della specie nell'intervallo investigato questa avviene in modo meno chiaro. Infatti a ca -47m è stato osservato un brusco calo di abbondanza di *R. asanoi* a cui seguono pochi campioni caratterizzati da scarsa frequenza della forma prima della sua estinzione a circa -41,55m (Fig. 8.2). Questa modalità di estinzione differisce da quella della letteratura (e.g., Maiorano e Marino, 2004). Una spiegazione di questa discrepanza può essere imputata al

basso numero di campioni esaminati nell'intervallo critico per il quale in futuro sarà necessario aumentare la risoluzione di campionatura. Nell'intervallo indagato *G. omega* compare con altissime frequenze (più di 150 esemplari in 6-7 mm²) a -49.5 m vicino al tetto dell'intervallo glaciale denominato d (Fig. 8.2). Dopo la sua comparsa la forma è presente in modo discontinuo nel resto della carota (Agostini, 2023) approssimativamente in coincidenza con tutti gli stage isotopicamente “leggeri” tranne in quello compreso tra -29.4m e ca. -20m corrispondente all'intervallo F (Fig.8.3).

Riassumendo nell'intervallo studiato sono stati riconosciuti 3 biorizzonti biostratigraficamente utili che verranno discussi nel paragrafo successivo, nello specifico in ordine stratigrafico dal più antico al più recente sono:

1. Base comune (Bc) di *R. asanoi* a - 67.51m
2. Base (B) di *G. omega* a -49.5m
3. Top (T) di *R. asanoi* a - 41,55m

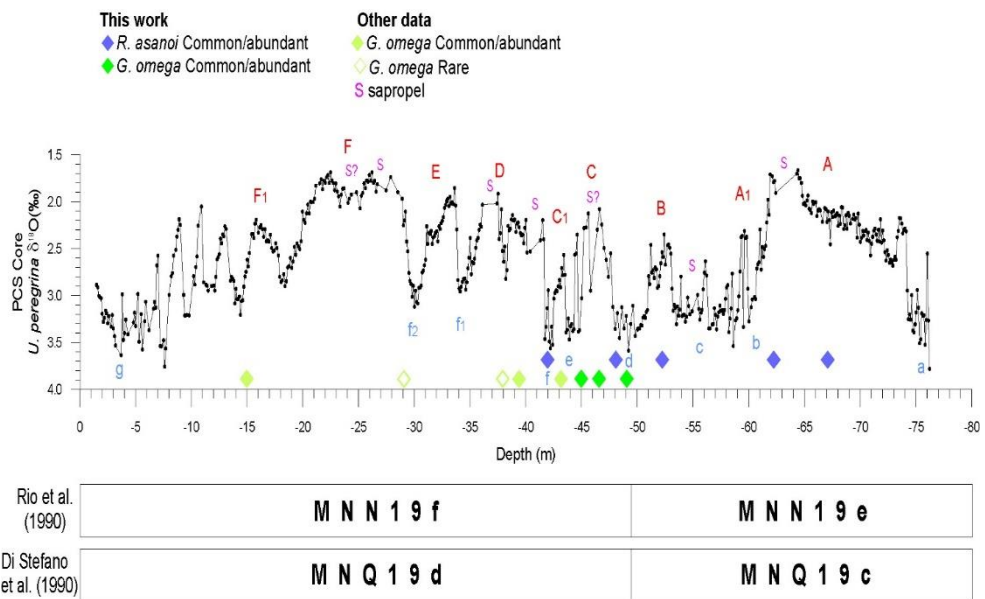


Fig. 8.3- Record del $\delta^{18}\text{O}$ di *U. peregrina* dell'intera carota PCS. I rombi di colore verde scuro (Questa Tesi), verde chiaro (Agostini, 2003) e viola indicano rispettivamente i punti in cui frequenze da comuni ad abbondanti di *G. omega* e *R. asanoi* sono state osservate. I rombi vuoti con profili verde chiaro (Agostini, 2003) e scuro (Questa tesi) indicano punti in cui sono state individuate frequenze di *G. omega* rare/scarse. In basso: Classificazione biostratigrafica a nanofossili calcarei dell'intervallo dell'intera carota PCS. (1) Rio et al. (1990); (2) Di Stefano et al. (1990). Per il significato delle lettere si veda Figura 8.1

Classificazione Biostratigrafica

In base presenza di *R. asanoi* e *G. omega* l'intervallo studiato e anche l'intera carota si estendono dalla Zona MNN 19e alla Zona MNN 19f (Rio et al., 1990) e/o dalla Zona MNQ19c alla Zona MNQ19d (Di Stefano et al. 2023) (Figg. 8.2, 8.3). Da notare che nella Biozona MNN19e (MNQ19c) sono annoverati gli stage isotopici che vanno dal MIS37 al MIS25 mentre nella Zona MNN19f (MNQ19d) quelli dal MIS25 al MIS12 (Figg. 8.2, 8.3). In particolare la Bc di *R. asanoi* che nel Mediterraneo sembra avvenire alla transizione MIS32/MIS31 e la presenza di *G. omega* che sempre nel Mediterraneo generalmente compare in corrispondenza del MIS25 e si estingue al MIS15 suggeriscono che all'interno di questa carota è presente il limite tra il Calabriano e il Chibaniano (Pleistocene Inferiore/Pleistocene Medio; Fig. 2.1).

8.2. DISCUSSIONE: EVENTI BIOSTRATIGRAFICI A NANNOFOSSILI CALCAREI ED INTERPRETAZIONE CRONOSTATIGRAFICA DELLA CAROTA PCS

8.2.1 Eventi biostratigrafici a nannofossili calcarei

In questo paragrafo vengono discussi i biorizzonti a nannofossili che permettono di argomentare l'ipotesi di interpretazione cronostatigrafica della carota PCS che verrà presentata nel paragrafo successivo

1. Bc di *Reticulofenestra asanoi*.

Questa specie è stata istituita da Sato e Takayama (1992) durante lo studio dei sedimenti oceanici del *Deep sea Drilling project* (DSDP) recuperati nel corso della crociera oceanica Leg 94 svoltasi nell'Oceano Atlantico nordorientale. Gli autori ne sottolineano il potenziale biostratigrafico per la suddivisione del Pleistocene Inferiore. Successivamente diversi autori discutono l'affidabilità della B di questo *taxon* che è stata osservata sia alla transizione MIS35/34 sia a quella tra il MIS32/31 (e.g., Wei, 1993; De Kaenel et al. 1999; Raffi, 2002; Maiorano e Marino, 2004; Zanotto, 2008). In particolare Raffi et al. (2006) affermano che nel Mediterraneo orientale, area vicina a quella investigata, la Bc di *R. asanoi* avviene alla base del MIS31 (Maiorano e Marino, 2004). Questo suggerisce che l'interglaciale A può essere con buona probabilità il MIS31 (Figg. 8.4 e 8.5).

2. B di *Gephyrocapsa omega*.

La comparsa di *G. omega* come *Gephyrocapsa* sp.3 è stata messa in evidenza per la prima volta da Di Stefano e Rio (1981) nello stratotipo del Siciliano. Successivamente questo biorizzonte è ritrovato in una posizione stratigrafica che va dal MIS29 al MIS25 da diversi Autori (e. g., Wei, 1993; Raffi et al., 1993; Castradori, 1993; Flores et al., 1999; De Kaenel et al. 1999; Raffi, 2002; Raffi et al 2006; Zanotto et al., 2008). Da notare che la B di *G. omega* coincide con il rientro nel record stratigrafico delle *gephyrocapsae* $\geq 4\mu\text{m}$ che sono invece virtualmente assenti nella sottostante zona (MNN19e/MNQ19c; (Figg. 8.2 e 8.3). Nel Mediterraneo l'evento si verifica generalmente alla transizione MIS26/MIS25 (Castradori, 1993; De Kaenel et al. 1999; Raffi, 2002; Maiorano et al., 2004). Zanotto (2008) mette in evidenza la presenza all'interno della specie di due morfotipi: forme comprese tra 4-4.54 μm (morfotipo A) e forme $\geq 4,5 \mu\text{m}$ (morfotipo B). In particolare la presenza del morfotipo B sembra diventare evidente all'interno dell'associazione a partire dalla transizione MIS22/MIS21 mentre la presenza del morfotipo A è quella dominante Zanotto (2008). Nel segmento investigato i morfotipi A sono le forme dominanti mentre sono trascurabili le frequenze del morfotipo B (Fig. 8.2). Nonostante la presenza di rare forme di *G. omega* morfotipo B i dati suggeriscono che l'interglaciale C sia il MIS25 (Figg. 8.4 e 8.5). Da notare che la comparsa di *G. omega* avviene all'interno di un glaciale che viene interpretato sulla base dei dati come MIS26 (Figg. 8.2-8.5). Questo è parzialmente in contraddizione con quanto affermato dagli autori per il Mediterraneo orientale che sono concordi nel ritenere che la comparsa di *G. omega* avvenga nel MIS25 o alla transizione MIS25/MIS26 (e.g., Raffi et al., 2006). Saranno necessari ulteriori studi per verificare l'attendibilità di questo dato.

3. T di *Reticulofenestra asanoi*.

L'estinzione di questa specie è considerata dagli autori un evento con un alto grado di affidabilità. Il T di *R. asanoi* avviene generalmente nel MIS23 (e.g., Maiorano e Marino, 2004; Raffi et al., 2006) anche se alcuni autori segnalano questo evento alla transizione MIS22/23 (e.g., Raffi, 2002) o nel MIS22 (e.g., Flores et al., 2000). Nella carota di Crosia l'estinzione di *R. asanoi* avviene alla transizione o base dell'intervallo f/C1. Perciò l'intervallo f che è caratterizzato da valori "pesanti" del $\delta^{18}\text{O}$ potrebbe corrispondere al MIS22 mentre il C1, caratterizzato da valori più leggeri di $\delta^{18}\text{O}$, potrebbe essere interpretato come MIS23. (Figg. 8.4 e 8.5).

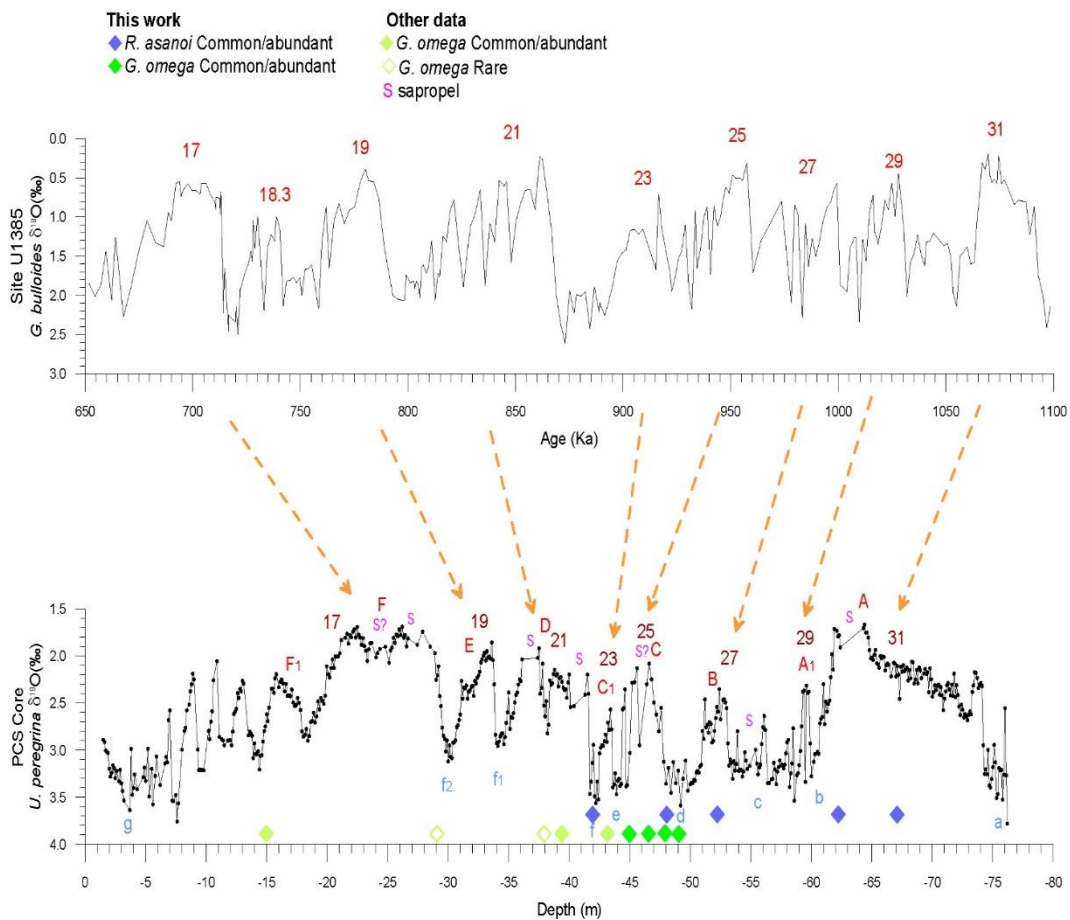


Fig. 8.4-Primo scenario. In questo scenario le frecce arancioni mettono in correlazione gli stage isotopici MIS17-MIS31 individuati nella curva del $\delta^{18}\text{O}$ di *Globigerina bulloides* del Site IODP U1385 (Hodell et al., 2015) con gli intervalli interglaciali A-F individuati sulla curva del $\delta^{18}\text{O}$ di *U. peregrina* prodotta per la Carota PCS.1. Da notare che l'asse delle X del Site IODP U1385 è in età mentre nella Carota PCS è in spessore. Site IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) U1385: Margine Iberico orientale (Hodell et al., 2015). Le lettere e i simboli sono gli stessi delle Figure 8.1 e 8.3.

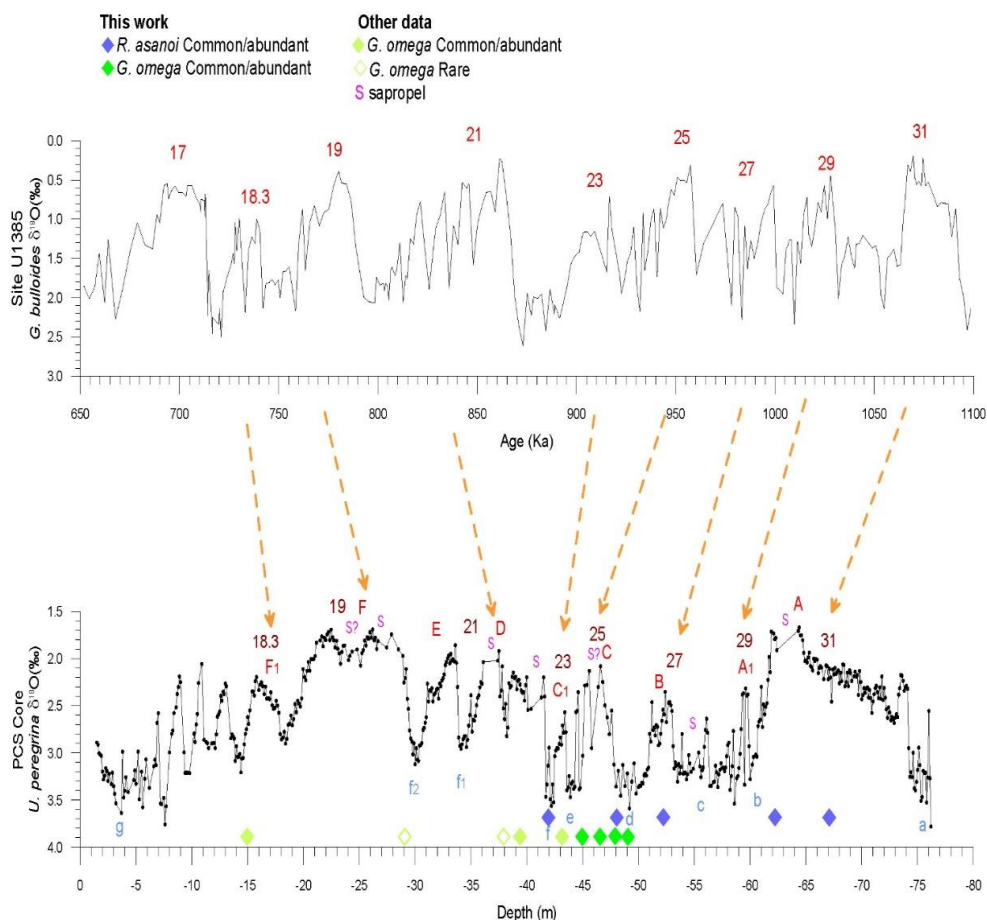


Fig. 8.5- Secondo scenario In questo scenario le frecce arancioni mettono in correlazione gli stage isotopici MIS19-MIS31 individuati nella curva del $\delta^{18}\text{O}$ di *Globigerina bulloides* del Site IODP U1385 (Hodell et al., 2015) con gli intervalli interglaciali A-F individuati sulla curva del $\delta^{18}\text{O}$ di *U. peregrina* prodotta per la Carota PCS.1. Da notare che l'asse delle X del Site IODP U1385 è in età mentre nella Carota PCS è in spessore. Site IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*) U1385: Margine Iberico orientale (Hodell et al., 2015). Le lettere e i simboli sono gli stessi delle Figure 8.1 e 8.3.

8.2.2 Interpretazione cronostratigrafica della carota PCS

La cronostratigrafia della carota PCS non è ancora ben definita perché i dati biostratigrafici raccolti fino ad ora non hanno una risoluzione cronologica sufficiente per districare il complesso *pattern* della curva degli isotopi stabili dell'Ossigeno. Tuttavia, grazie ai dati biostratigrafici raccolti recentemente da Agostini (2023) è stato possibile proporre, per questa carota, due ipotesi alternative di interpretazione cronostratigrafica. In questi due scenari l'interpretazione cronostratigrafica del segmento che va dal tetto della carota a -40m è differente nei due modelli, a causa dell'insufficiente risoluzione cronologica della

biostratigrafia. Infatti i dati isotopici, in questo intervallo di tempo, per essere interpretati in modo non ambiguo e affidabile richiedono una risoluzione che è oltre le potenzialità della biostratigrafia. Al contrario l'interpretazione cronostratigrafica del segmento sottostante è la stessa nei due modelli. Questa, però, soffre del fatto che era vincolata da pochi dati biostratigrafici raccolti in modo qualitativo e preliminare (fa eccezione l'intervallo tra -40m e -45m studiato da Agostini, 2023) ed era basata essenzialmente sulla correlazione visuale con la curva isotopica del *Site* U1385 prodotta da Hodell et al. (2015) e presa come riferimento. I dati biostratigrafici a nannofossili calcarei presentati in questa tesi permettono, quindi, di identificare, in modo più affidabile, le escursioni isotopiche della curva del $\delta^{18}\text{O}$ nell'intervallo che va dalla base della carota a -40m. Nello specifico sulla base della distribuzione di *R. asanoi* l'assenza di questa specie in "a" suggerisce che questo intervallo sia il MIS32. La presenza di *R. asanoi* da "A" ad "f" vincola questa parte della curva isotopica all'intervallo compreso tra il MIS31 ed il MIS22. Inoltre, sulla base di quanto discusso nel paragrafo precedente, la presenza contemporanea presenza di *R. asanoi* e di *G. omega* tra "d" e "f" suggerisce che le fasi interglaciali "C" e "C1" corrispondano rispettivamente al MIS25 e MIS23. Invece l'intervallo "A" dove compare *R. asanoi* e *G. omega* è assente può essere interpretato come MIS31. Il confronto visuale con la curva degli isotopi stabili dell'ossigeno di Hodell et al. (2015) conferma questa interpretazione e permette di vincolare con buona approssimazione gli segmenti A1 e B rispettivamente ai MIS29 e MIS27 che sono caratterizzati dalla presenza di *R. asanoi* e dall'assenza di *G. omega* (e.g., Mairano e Marino, 2004). Per quanto riguarda la rimanente porzione di carota permangono le problematiche evidenziate in Agostini (2023) che vengono riassunte di seguito. L'intervallo D per la presenza da comune ad abbondante del morfotipo A di *G. omega* suggerisce che questo possa essere il MIS21 (Figg. 8.4, 8.5). Questo dato è ulteriormente rafforzato dalla presenza di esemplari di *G. omega* morfotipo B (Agostini 2023). Invece per segmento D-F si possono delineare due possibili scenari. Il primo implica che l'intervallo "E", caratterizzato dall'assenza di *G. omega*, possa essere attribuito al MIS19 (Fig. 8.4). Di conseguenza, l'intervallo "F", nonostante l'assenza di *G. omega* dove in base alla letteratura dovrebbe essere presente, potrebbe essere interpretato come MIS17. Da notare che invece questa specie è presente in F1 che a questo punto dovrebbe essere una fase interstadiale durante la "caduta" verso il MIS16 (=intervallo "g"; Fig. 8.4). Invece il secondo scenario prevede l'assegnazione dell'intervallo D-E al MIS 21 e dell'intervallo F al MIS19 (Fig. 8.5). La presenza di *G. omega* a circa -15 metri suggerirebbe l'attribuzione dell'intervallo F1 al MIS18,3. Da notare che in Maiorano e Marino (2004) uno *spike* di *G. omega* è presente in MIS18,3. Quindi l'intervallo "f2" dovrebbe corrispondere al MIS20.

Questa interpretazione si sposa bene con i valori di $\delta^{18}\text{O}$ di f2 che approssimativamente sono comparabili con quelli di Hodell et al. (2015) per il MIS20 (Fig. 8.5). Entrambi gli scenari presentano punti di forza e di debolezza. I punti di forza del primo scenario sono (Fig. 8.4): 1) la morfologia del presunto MIS21 che è simile a quella proposta da Hodell et al. (2015) e 2) i valori pesanti del presunto MIS16 (vedi Fig. 3.1). I punti deboli invece sono: 1) l'assenza di *G. omega* in pieno MIS17 che è invece presente solo in un campione durante la fase discendente di questo presunto MIS; 2) il fatto che gli intervalli f1 e f2 presentano valori di $\delta^{18}\text{O}$ non paragonabili a quelli dei pieni glaciali e 3) l'assenza del MIS18.3 che normalmente è ben rappresentato sia nello *stack* del $\delta^{18}\text{O}$ di Lisiecki and Raymo (2005) che è nella curva del $\delta^{18}\text{O}$ del Site U1385 di Hodell et al. (2015; Fig. 8.4). Per quanto riguarda il secondo scenario, i punti di forza sono: 1) i valori di $\delta^{18}\text{O}$ di f2 (=MIS 20) paragonabili a quelli del MIS20 di Hodell et al. (2015) e 2) la presenza del presunto MIS18.3 (Fig. 8.5). I punti deboli, invece, sono la presenza di f1, assente nello *stack* di Lieseky & Raymo (2005) e non così marcato in Hodell et al. (2015; Fig. 8.5). Al fine di risolvere l'ambiguità dell'interpretazione cronostratigrafica della parte alta della carota PCS saranno necessarie ulteriori indagini con metodologie di analisi diverse dalla biostratigrafia. Risolutiva potrebbe essere, se i sedimenti non sono troppo alterati da solfuri di ferro, l'analisi magnetostratigrafica. Infatti il limite Matuyama-Brunhes si colloca nel MIS19 (e.g., Capraro et al., 2017). Quindi, la presenza di un'inversione paleomagnetica in uno dei due intervalli critici (E o F) permetterebbe di riconoscere in modo certo il MIS19 e di conseguenza vincolare i restanti interglaciali/glaciali.

CAPITOLO 9: CONCLUSIONI

In relazione agli obiettivi di questa tesi, si può concludere che:

1) Nel segmento studiato sulla base dell'andamento dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ del record isotopico dell'ossigeno sono stati individuati 4 intervalli con valori "leggeri" di $\delta^{18}\text{O}$ interpretabili come fasi interglaciali (A, A1, B e C), e 4 intervalli con valori "pesanti" di $\delta^{18}\text{O}$ (a, b, c, d) probabilmente ascrivibili a fasi glaciali.

2) I dati biostratigrafici ci permettono di assegnare il segmento della carota PCS studiato (-45m-75m), alla Biozona MNN19e di Rio et al. (1990) /MNQ19c di Di Stefano et al. (2023) per la concomitante presenza di *Pseudoemiliana lacunosa* e *G. omega* e alla Biozona MNN19f di Rio et al. (1990) /MNQ19d di Di Stefano et al. (2023) la contemporanea assenza di *G. omega* e *H. sellii*/large *Gephyrocapsa*.

3) sono stati individuati tre biorizzonti (Bc di *R. asanoi* a -67.51m; B di *G. omega* a -49.5m e T di *R. asanoi* a -41,55m)

4) risultati biostratigrafici ottenuti hanno consentito un'interpretazione cronologica affidabile della curva del $\delta^{18}\text{O}$ della parte bassa della carota che in precedenza era basata principalmente sulla correlazione visuale di una curva isotopica scelta come riferimento e su pochi dati biostratigrafici preliminari:

- La Bc di *R. asanoi* in "A" vincola quest'intervallo al MIS31
- La B di *G. omega* in "C" vincola quest'intervallo al MIS25
- il T. *R. asanoi* in "C1" vincola quest'intervallo al MIS23

Di conseguenza A1 e B sono interpretabili come MIS29 e MIS27 rispettivamente

5) permangono le ambiguità sulla cronologia della parte alta della carota già evidenziate da Agostini (2003). È quindi necessario investigare ulteriormente questa parte con mezzi di indagine diversi dalla biostratigrafia. Potrebbe risultare risolutivo lo studio magnetostratigrafico in quanto l'inversione di polarità del campo magnetico terrestre Matuyama-Brunhes si colloca nel MIS19.

BIBLIOGRAFIA

AGOSTINI, P., (2023). Biostratigrafia a nannofossili calcarei ed interpretazione cronostratigrafica della carota sedimentaria PCS (Pleistocene Inferiore, Calabria). *Tesi di Laurea Triennale in Scienze Naturali, Università di Padova*.

Backman, J., & Shackleton, N. J. (1983). Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Marine Micropaleontology*, 8(2), 141-170.

Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Pälike, H. (2012). Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(3), 221-244.

Barone, A., Fabbri, A., Rossi, S., & Sartori, R. (1982). Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences*, 3, 207-221.

Berger, W. H. (1973). Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles. *The Journal of Foraminiferal Research*, 3(4), 187-195.

Bigeleisen, J. (1965). Chemistry of Isotopes: Isotope chemistry has opened new areas of chemical physics, geochemistry, and molecular biology. *Science*, 147(3657), 463-471.

Blaj, T., Backman, J., & Raffi, I. (2009). Late Eocene to Oligocene preservation history and biochronology of calcareous nannofossils from paleo-equatorial Pacific Ocean sediments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 115(1).

Boudreaux, J. E., & Hay, W. W. (1969). Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene-Recent sediments in the Submarex cores. *Revista española de micropaleontología*, 1(3), 249-292.

Bown, P. R. (Ed.). (1998). *Calcareous nannofossil biostratigraphy* (pp. 1-31). London: Chapman & Hall.

Bramlette, M. N., & Riedel, W. R. (1954). Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *Journal of Paleontology*, 385-403.

Bramlette, M. N., & Sullivan, F. R. (1961). Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 129-188.

Bramlette, M. N., & Wilcoxon, J. A. (1967). Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperó section, Trinidad, WI. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 5(3).

- Broecker, W. S., & Van Donk, J. (1970). Insolation changes, ice volumes, and the O18 record in deep-sea cores. *Reviews of Geophysics*, 8(1), 169-198.
- Bukry, D. (1973). Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 15, 685-703.
- Bukry, D. (1975). Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, north western Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg. 32. *Initial Rep. DSDP*, 32, 677-701.
- Bukry, D. (1978). Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils. *Micropaleontology*, 24, 44-60.
- Cande, S. C., & Kent, D. V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B10), 13917-13951.
- Cande, S. C., & Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6093-6095.
- Capraro, L., & Maiorano, P. (2023). Italian GSSPs of the Quaternary System. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 36, 1-23.
- Carobene, L. (2003). Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (Costa ionica della Calabria-Italia). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 16(1), 43-90.
- Chepstow-Lusty, A., Backman, J., & Shackleton, N. J. (1989). Comparison of upper Pliocene Discoaster abundance variations from North Atlantic Sites 552, 607, 658, 659 and 662: further evidence for marine plankton responding to orbital forcing. In Ruddiman, W.F., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results* (Vol. 108, pp. 121-141).
- Chiesa, M., (2021). Stratigrafia Isotopica bentonica della parte sommitale del pozzo PCS (Pleistocene Inferiore, Calabria). *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Università di Padova*.
- Cita, M. B., Capraro, L., Ciaranfi, N., Di Stefano, E., Marino, M., Rio, D., ... & Vai, G. B. (2006). Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene. *Episodes Journal of International Geoscience*, 29(2), 107-114.

Cita, M. B., Gibbard, P. L., & Head, M. J. (2012). Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). *Episodes Journal of International Geoscience*, 35(3), 388-397.

D'Onofrio, R., Luciani, V., Fornaciari, E., Giusberti, L., Boscolo Galazzo, F., Dallanave, E., ... & Telch, S. (2016). Environmental perturbations at the early Eocene ETM2, H2, and I1 events as inferred by Tethyan calcareous plankton (Terche section, northeastern Italy). *Paleoceanography*, 31(9), 1225-1247.

de Kaenel, E., Siesser, W. G., Murat, A., & Zahn, R. (1999). Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Sites 974 to 977 and 979. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*. College Station, Texas, USA: Ocean Drilling Program Vol. 161, pp. 159-183

Di Stefano, E., & Rio, D. (1981). Biostratigrafia a nannofossili e biocronologia del Siciliano nella località tipo di Ficarazzi (Palermo, Sicilia). *Acta Naturalia de l'Ateneo parmense*, 17, 97-111.

Di Stefano, A., Baldassini, N., Raffi, I., Fornaciari, E., Incarbona, A., Negri, A., Bonomo, S., Villa, G., Di Stefano, E. & Rio, D. (2023). Neogene-Quaternary Mediterranean calcareous nannofossil biozonation and biochronology: A review. *Stratigraphy*, 20(4).

Ehrenberg, C. G. (1836). *Die Akalephen des rothen Meeres und der Organismus der Medusen der Ostsee*. Dümmler.

Ellis, C. H., & Lohman, W. H. (1979). Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy in eastern Mediterranean deep-sea sediments (DSDP Leg 42A, Sites 375 and 376). *Marine Micropaleontology*, 4, 61-84.

Emiliani, C. (1966). Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *The Journal of Geology*, 74(2), 109-124.

Fornaciari, E., & Rio, D. (1996). Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, Vol. 42, 1-36.

Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., & Negri, A. (1996). Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, Vol. 42, 37-63.

Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Tateo, F., Agnini, C., Backman, J., ... & Rio, D. (2007). An expanded Cretaceous– Tertiary transition in a pelagic setting of the Southern Alps (central-western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255(1-2), 98-131.

Gardin, S., & Monechi, S. (1998). Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(5), 709-723.

Gartner Jr, S. (1969). Correlation of Neogene planktonic foraminifer and calcareous nannofossil zones. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 19, 585-599

Gasperi, G. (1995). *Geologia regionale. Geologia dell'Italia e delle regioni circummediterranee*. Pitagora.

Gibbard, P. L., & Head, M. J. (2020). The quaternary period. In *Geologic Time Scale 2020* (pp. 1217-1255). Elsevier.

Gozzer, L. (2011). Evoluzione deposizionale del bacino pleistocenico di Calopezzati-Crosia, (Cosenza, Calabria).

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

Hay, W. W., Mohler, H. P., Roth, P. H., Schmidt, R. R., & Boudreaux, J. E. (1967). Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area, and Transoceanic Correlation. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17, 428-480

Hay W.W., (1970). Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg. 4. *Initial Reports of the DSDP*, 4, pp. 455-501.

Haq, B. U., & Boersma, A. (Eds.). (1998). *Introduction to marine micropaleontology*. Elsevier.

Hodell, D., Lourens, L., Crowhurst, S., Konijnendijk, T., Tjallingii, R., Jiménez-Espejo, F., Skinner, L., Tzedakis, P.C. et al. (2015). A reference time scale for Site U1385 (Shackleton Site) on the SW Iberian Margin. *Global and Planetary Change*, 133, 49-64.

Kennet, J.P., (1982). *Marine geology*. Prentice-Hall, p. 813

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C., & Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261-285.
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1).
- Lourens, L.J., (1996). Astronomical Forcing of Mediterranean Climate During The Last 5.3 Million Years. *Ph. D Thesis, Utrecht University, The Netherlands*.
- Lourens, L. J. (2004). Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implicazione for the $\delta^{18}\text{O}$, temptra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal cronologie of the past 1.1 Myra. *Paleoceanography*, 19(3).
- Maiorano, P. and Marino, M., (2004). Calcareous nannofossil Myra and Myra control on temporale and spatia patterns at the early–middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 53, 405–422.
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In *Proceedings Second Planktonic Conference, Rome* (pp. 739-785).
- Michieletto, L., (2019). Stratigrafia isotopica del MIS 31 (Pleistocene Inferiore) nell'area di Crosia (Calabria Ionica). *Tesi di Laurea Triennale in Scienze Naturali, Università di Padova*
- Morelli, B., (2022) Caratterizzazione geochemica della parte basale della carota sedimentaria PCS (Pleistocene Inferiore di Crosia, Calabria Ionica). *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Università di Padova*
- Müller, C. (1978). Neogene calcareous nannofossils from the spatia 42° of deep sea drilling project.
- Ognibeni, L. (1962). *Le argille scagliose ed i sedimenti messiniani a sinistra del Trionfo (Rossano, Cosenza)*. *Geologica Romana*, 1, 255-282
- Okada, H., & Bukry, D. (1980). Supplementari modificazioni and introducono of code Numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine micropaleontology*, 5, 321-325.
- Perché-Nielsen, K. (1985). Cenozoic calcareous nannofossils. *Plankton stratigraphy*, 427-455.

Poletto, S., (2021). Stratigrafia isotopica bentonica dell'intervallo MIS 31 – MIS 25 nel Bacino di Crosia (Calabria Ionica). *Tesi di Laurea Magistrale in Scienze della Natura, Università di Padova*.

Raffi, I. (2002). Revisions of the early-middle Pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75–0.85 Ma). *Marine Micropaleontology*, 45(1), 25-55.

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., & Hagen, F. (2006). A review of calcareous nannofossil Hagen Hagen the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3113-3137.

Raffi, I., & Rio, D. (1979). Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 132 Leg 13 (Tyrrhenian Sea-western Mediterranean). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85(1), 127-172.

Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Backman, J., Clement, B. M., & Martinson, D. G. (1989). Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, 4(4), 413-446.

Reghellin, D. (2010). Paleoclimatic and paleoenvironmental history of the Lower Pleistocene interval in the Crosia-Calopezzati Basin (Ionian Calabria, Southern Italy). *Tesi di Laurea Specialistica in Scienze della Natura, Università di Padova*.

Rio, D. (1982). The fossil distribution of coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. US Govt Printing Office; UK distributors, IPOD Committee, NERC, Swindon. 68, 325-343

Rio, D., Raffi, I., & Villa, G. (1990). Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. In *Proceedings of the ocean drilling program, Scientific results*. College Station, Texas, USA: Ocean Drilling Program. 107, 513-533

Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D., & Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes Journal of International Geoscience*, 21(2), 82-87.

Rossi, S., & Sartori, R. (1981). A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches*, 4(4), 403-426.

Roth, P. H. (1970). Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Doctoral dissertation, ETH Zurich.*

Segalla, M., (2007). Caratterizzazione stratigrafica, cronologica e paleoclimatica della successione pleistocenica di Crosia - Calopezzati (Calabria ionica). *Tesi di Laurea Specialistica in Scienze della Natura, Università di Padova.*

Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary science reviews*, 6(3-4), 183-190.

Shackleton, N. J., Berger, A., & Peltier, W. R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Earth and environmental science transactions of the royal society of Edinburgh*, 81(4), 251-261.

Shackleton, N. J. (1995). Accumulation rate of loess in Tajikistan and China: Relationship with global ice volume cycles. *Wind Blown Sediments in the Quaternary Record*, 1-6.

Shackleton, N. J., & Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary research*, 3(1), 39-55.

Shackleton, N. J., & Opdyke, N. D. (1976). Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, 145, 449-464

Scheepers, P. J. J. (1994). Tectonic rotations in the Tyrrhenian arc system during the Quaternary and late Tertiary. *Faculteit Aardwetenschappen der Universiteit Utrecht.*

Stradner, H., & Papp, A. (1961). Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung mit Hinweisen auf Mexiko, Rumänien und Italien. *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt*, 7, 1-159.

Thiene, A. (2021) Stratigrafia isotopica bentonica della porzione sommitale della carota PCS (Pleistocene Inferiore, Calabria). *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Università di Padova.*

Tiedemann, R., Sarnthein, M., & Shackleton, N. J. (1994). Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}\text{O}$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 9(4), 619-638.

van Dijk, J. P. (1992). Late Neogene Fore-arc Basin Evolution in the Calabrian Arc (central Mediterranean): Tectonic Sequence Stratigraphy and Dynamic Geohistory: with Special

Reference to the Geology of Central Calabria (Vol. 92). *Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit te Utrecht*.

Van Dijk, J. P. (1993). Three-dimensional quantitative restoration of central Mediterranean Neogene basins: The dynamic geohistory approach. In *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III: Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists No. 3* (pp. 267-280). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

van Dijk, J., & Okkes, M. (1991). Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean. *Tectonophysics*, 196(1-2), 23-60.

Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W. B., & Cita, M. B. (1977). Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, 2, 353-370.

Vergnaud Grazzini, C., Glacon, G., Pierre, C., Pujol, C., & Urrutiaguer, M. J. (1986). Foraminifères planctoniques de Méditerranée en fin d'été. Relations avec les structures hydrologiques. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 36, 175-188.

Wallich, G. C. (1861). On the nature of the deep-sea bed, and the presence of animal life at vast depths in the ocean. *Journal of the Franklin Institute*, 72(5), 321-325.

Wei, W. (1993). Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, 8(1), 85-99.

Yimamauji A., (2021). The benthic stable isotope record of MIS 25 (Lower Pleistocene) in the PCS onland marine sediment core. (Calabria, Southern Italy). *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica, Università di Padova*.

Zanotto A., 2008. Biostratigrafia e biocronologia a nannofossili calcarei dell'ODP Site 975 - Leg 161. (Menorca Rise, bacino meridionale delle Baleari). *Tesi di Laurea in Scienze Geologiche (V.O.), Università di Padova*.

