



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**INDAGINI PALINOLOGICHE PRELIMINARI
SUI DEPOSITI PLEISTOCENICI DEL
BACINO DI CROSIA-CALOPEZZATI
(COSENZA, CALABRIA)**

Relatore: Dott. Luca Capraro

Laureanda: Irene Tomelleri

ANNO ACCADEMICO: 2011/2012

INDICE

INTRODUZIONE	1
CAPITOLO 1: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	3
1.1 Inquadramento geodinamico e strutturale	3
1.2 Inquadramento stratigrafico	8
CAPITOLO 2: INQUADRAMENTO CRONOSTRATIGRAFICO	11
CAPITOLO 3:	15
LA TEORIA DI MILANKOVITCH: IMPLICAZIONI CLIMATICHE	15
CAPITOLO 4: GLI ISOTOPPI DELL'OSSIGENO COME PROXY DEL PALEOCLIMA.....	19
CAPITOLO 5: INTRODUZIONE ALLA PALINOLOGIA.....	23
5.1 Pollini: biologia, morfologia, composizione e struttura	23
5.2 Cenni di geobotanica.....	26
5.3 Interazione clima - vegetazione	27
CAPITOLO 6: MATERIALI E METODI	29
6.2 Preparazione dei campioni.....	32
6.3 Trattamento all'acido cloridrico.....	35
6.4 Trattamento al perossido di idrogeno	38
6.5 Trattamento con esametafosfato di sodio.....	41
6.6 Trattamento agli ultrasuoni	42
6.7 Trattamento al cloruro di zinco.....	43
6.8 Trattamento combinato di ultrasuoni e setacciatura	46
6.9 Osservazioni e discussione sulle procedure di laboratorio.....	47
CAPITOLO 7 : ANALISI POLLINICHE.....	49
7.1 La flora pollinica	50
7.1.1 <i>Le Gimnosperme</i>	51
7.1.2 <i>Le angiosperme</i>	57
7.1.3 <i>Trattamento dei dati</i>	62
CAPITOLO 8: L'INTERPRETAZIONE PALEOCLIMATICA	65
SOMMARIO DELLE CONCLUSIONI	73
BIBLIOGRAFIA.....	75
RINGRAZIAMENTI.....	83

INTRODUZIONE

L'Italia meridionale e la Sicilia sono da decenni uno dei principali punti di riferimento per le ricostruzioni di carattere paleoclimatico nel Neogene.

Fra i diversi bacini e sottobacini che costellano la costa ionica della Calabria, è da qualche tempo di grande interesse la porzione del Bacino di Rossano che si estende nell'intorno degli abitati di Crosia e Calopezzati (CS), dove affiora una potente e articolata successione di depositi marini di età pleistocenica inferiore e media.

L'area è già stata oggetto di diversi studi (Carobene, 2003; Segalla, 2007; Gozzer, 2011; Reghellin, 2010), e recentemente è stata recuperata una carota sedimentaria che ha permesso di documentare parte della successione non affiorante.

In particolare, sono stati acquisiti dati relativi agli isotopi stabili dell'ossigeno che hanno permesso di effettuare un'interessante, pur se preliminare, ricostruzione paleoclimatica e paleoambientale (Reghellin, 2010).

Allo scopo di consolidare il segnale climatico fornito dagli isotopi, si è deciso di tentare l'analisi del contenuto in pollini di piante terrestri, che permette di ricavare informazioni sulla vegetazione circostante e la sua evoluzione nel tempo in rapporto ai segnali paleoclimatici e biostratigrafici di origine marina.

I metodi impiegati per l'analisi hanno previsto una serie di esperimenti di laboratorio finalizzati alla ricerca di nuovi metodi di preparazione del campione: si è cercato infatti di utilizzare reagenti meno pericolosi di quelli previsti nei protocolli tradizionali e di testare protocolli più efficienti.

L'analisi si è poi concentrata sulla porzione inferiore della carota, quella indagata per l'analisi isotopica da Reghellin (2010). In questo modo è stato possibile sovrapporre i dati ottenuti a quelli preesistenti, nell'ottica di verificarne la validità ed apportare ulteriore documentazione.

CAPITOLO 1: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 Inquadramento geodinamico e strutturale

L'area oggetto di studio, che si sviluppa lungo la costa ionica della Calabria centro-settentrionale in provincia di Cosenza, si presenta come un territorio di natura collinare, con quote che raggiungono i 200 metri nelle vicinanze degli abitati di Crosia e Calopezzati (Fig.1.1). La zona è delimitata a ovest dal Fiume Trionto, mentre a nord è tagliata dalla linea di costa che presenta un andamento NO – SE molto condizionato dalla presenza di linee di svincolo tettonico (Carobene, 2003; Van Dijk e Okkes, 1991).



Fig. 1.1 – Inquadramento geografico dell'area di studio.

L'area studiata costituisce la transizione fra la piana costiera – localizzata, come già indicato, pochi chilometri a nord – e i più alti rilievi della Sila (quota massima 1928 m.s.l.m), a loro volta posizionati a sud-ovest.

L'altopiano della Sila compone, insieme alle Serre e all'Aspromonte, posti più a sud, una dorsale che attraversa longitudinalmente la regione, seguendo una direzione circa NE-SO, geologicamente denominata Arco Calabro.

L'Arco Calabro, col suo ramo Peloritano, più meridionale, collega gli Appennini alle Maghrebidi siciliane, e consiste in una catena piuttosto complessa formata da unità tettoniche sovrascorse in età diverse e legate a eventi orogenici differenti.

Per una migliore comprensione della sua attuale strutturazione, è opportuno definire il quadro geodinamico generale, riassumendo la storia evolutiva dell'area mediterranea a partire dal Mesozoico.

Lo spostamento relativo verso sud-est della placca africana rispetto a quella europea, iniziato nel Giurassico medio (~170 Ma), portò all'iniziale apertura dell'oceano Atlantico centrale e alla conseguente fase distensiva che determinò la formazione della cosiddetta "Tetide Alpina", composta da due principali sub-bacini oceanici, separati da un promontorio africano detto Adria: Penninico a nord-est e Ligure a sud-ovest. Questi bacini presentavano entrambi una direzione di estensione circa ONO-ESE e risultavano raccordati da un dominio più stretto, di natura transtensiva: il Bacino Piemontese (Capitanio e Goes, 2006).

Questo processo estensionale raggiunse il culmine nel Cretaceo inferiore (~130 Ma) ed andò progressivamente ad arrestarsi per effetto dell'avvicinamento delle placche.

Il movimento traslazionale verso sud-est della placca africana venne, infatti, sostituito da una rototraslazione antioraria verso nord-est (Smith *et al.*, 1994), portando quindi all'inevitabile convergenza con la placca europea e alla progressiva chiusura dei bacini.

In particolare, iniziò un processo di subduzione al di sotto della placca africana che coinvolse dapprima la crosta oceanica, frapposta fra i due blocchi continentali e, successivamente, la placca europea. Tale processo determinò lo sviluppo della

catena alpina che si allungava verso ovest, andando a formare la Cordigliera Betica, un rilievo posto a contatto con il margine orientale della Corsica, Sardegna e Spagna, all'epoca appartenenti al continente europeo (Gueguen *et al.*, 1998).

L'orogene comprendeva la punta settentrionale della Corsica, la proto-Calabria, le Baleari e la porzione più meridionale della Spagna, ed era costituito da falde a vergenza europea sovrascorse nell'intervallo Cretaceo inferiore - Oligocene superiore.

Nel tardo Oligocene la subduzione Alpina, diretta verso Est nell'area mediterranea occidentale, aveva raggiunto la collisione continentale; si verificò quindi un'inversione della zona di subduzione lungo la cintura a backthrust Alpina, che rappresentava una zona di debolezza strutturale (Doglioni *et al.*, 1999).

Circa 25 Ma la placca africana iniziò ad andare in subduzione sotto l'orogene, dando l'avvio alla formazione della catena est-vergente degli Appennini, mentre la zona di retro-arco fu interessata da una fase distensiva che portò alla progressiva apertura del bacino Alghero-Provenzale e alla conseguente rotazione antioraria dell'antistante blocco sardo-corso.

Verso la fine del Burdigaliano (Miocene inferiore), il regime estensionale associato all'area di retro arco interessò anche la porzione crostale situata fra il blocco sardo e i massicci calabro e peloritano, determinandone la separazione e portando all'apertura del bacino Tirrenico (i.e. Bacino di Vavilov: Gueguen *et al.*, 1998).

La progressiva oceanizzazione del bacino di Vavilov durante il Miocene superiore – Pliocene inferiore determinò un'importante fase distensiva che interessò anche la Calabria, che nel frattempo migrava verso sud-est insieme all'antistante margine convergente, spingendosi fino alla collocazione attuale (Fig.1.2: Gueguen *et al.*, 1998).

L'arco calabro risulta quindi costituito da un complesso di Basamento suddivisibile in due parti: unità tettoniche (i.e. nappe) separate da thrust con vergenza europea, e unità con vergenza appenninica.

Le prime, legate all'orogenesi alpina, sono sovrascorse nell'intervallo Cretaceo inferiore – Oligocene superiore, e risultano affioranti nella zona centrale dell'arco

(Sila piccola, Serre, Aspromonte). Queste falde, coperte da depositi dell'Oligocene-Miocene inferiore, sono costituite da graniti e gneiss ercinici di margine continentale, elementi della piattaforma carbonatica Panormide, porzioni di basamento metamorfico e unità metamorfiche Alpine di basso grado, appartenenti alla sequenza ofiolitica delle "Liguridi" (Van Dijk e Okkes, 1991).

A partire dal Miocene inferiore, tali unità vanno ad accavallarsi al di sopra delle falde est vergenti della catena appenninica in via di formazione.

Queste ultime, attualmente visibili nella porzione sud-occidentale (Monti Peloritani) e nord-orientale (Sila Greca) del Basamento, sono composte da rocce metamorfiche/granitiche erciniche, e presentano una copertura di sedimenti meso-cenozoici (Van Dijk e Okkes, 1991).

L'edificio alpino e quello appenninico, ormai saldati tra loro, sono poi sovrascorsi verso est sui depositi dell'avanfossa nella fase medio-pliocenica.

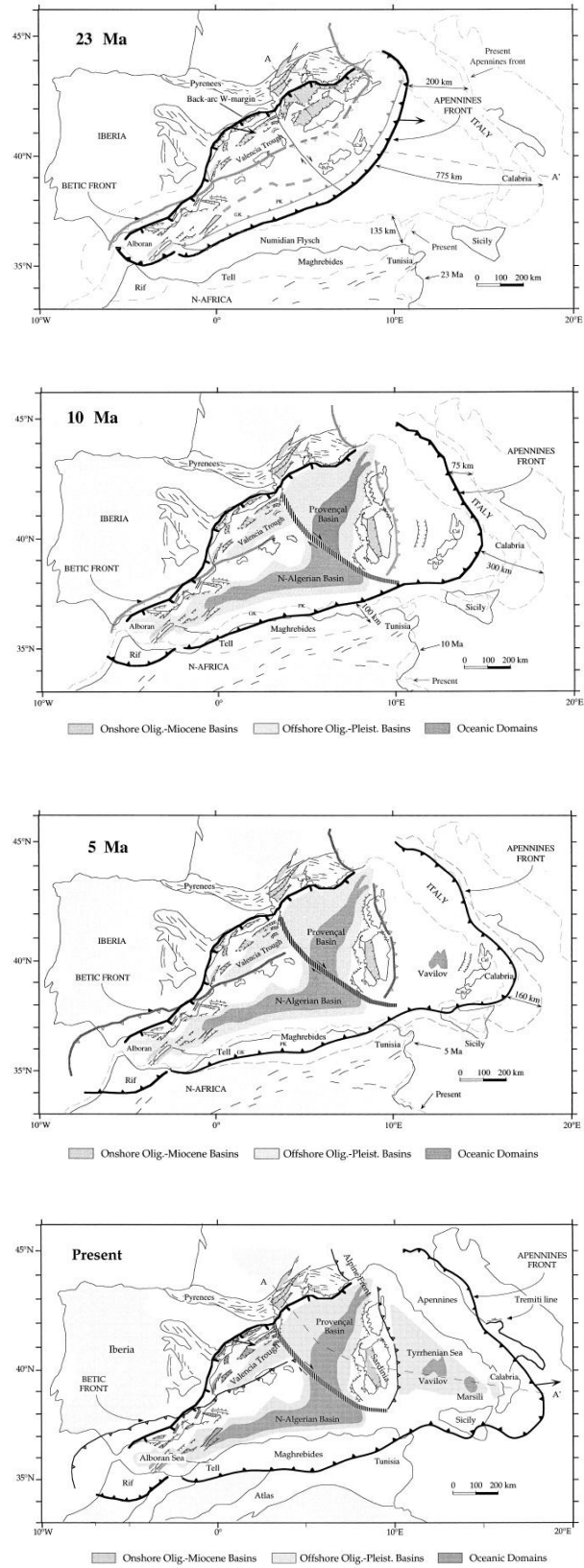


Fig. 1.2 - Ricostruzione paleotettonica del Mediterraneo centro-occidentale.

1.2 Inquadramento stratigrafico

Al di sopra del Basamento cristallino della Sila e dei sedimenti mesozoico – paleogenici ad esso associati si è avuta, durante il Miocene medio, una generale trasgressione, con deposizione di una successione principalmente clastica. Successivamente, nel Miocene superiore, si è verificata una suddivisione in due principali bacini: a nord il Bacino di Rossano e a sud il Bacino di Crotona, entrambi a circolazione ristretta, con sedimentazione prima euxinica e poi evaporitica. Fra di essi si colloca geograficamente l'area di Crosia - Calopezzati, oggetto di questo studio (Roda, 1967). Tale zona, insieme ai due bacini sopra citati, appartiene al "Calabrian accretionary wedge" la cui parte interna è stata interessata da una fase distensiva nel Pliocene medio-superiore, probabilmente collegata all'apertura del Tirreno sud-occidentale e da un successivo episodio compressivo nel Pleistocene inferiore.

Durante il Pleistocene medio si è poi verificata, in associazione con una tettonica transpressiva, una fase di stress-release che ha portato ad una rottura dello *slab* in subduzione e al relativo riaggiustamento isostatico rappresentato da sollevamento generalizzato (Van Dijk e Okkes, 1991; Van Dijk, 1992 e 1993; Scheepers, 1994; Van Dijk e Scheepers, 1995).

La successione sedimentaria analizzata è definita da una superficie basale che marca l'inizio di un evento trasgressivo a scala maggiore, a causa del quale sedimenti pleistocenici poco o punto consolidati poggiano su un substrato arenaceo cementato riferibile al Miocene Superiore. L'inizio della deposizione è documentato da facies sabbiose di shoreface con trend fining upward. Seguono, in ordine stratigrafico:

- depositi pelitici di offshore transition,
- depositi sabbiosi di shoreface con trend coarsening upward,
- depositi pelitici di offshore transition e offshore
- depositi di shoreface con trend coarsening upward

La sequenza si compone, nel complesso, di un transgressive system tract (TST) e di un highstand system tract (HST), quest'ultimo troncato da una superficie erosiva su cui poggiano depositi di terrazzi marini, originatesi in seguito alla caduta del livello marino relativo (Fig. 1.3: Gozzer, 2011).

A sua volta, il TST presenta un'architettura di tipo parasequenziale, contenendo un ciclo trasgressivo-regressivo di ordine inferiore.

Per quanto riguarda la possibile origine del bacino e i potenziali fattori di controllo sulla sedimentazione, le interpretazioni sinora avanzate accreditano l'ipotesi tettonica.

In particolare, gli eventi trasgressivi (Pleistocene inferiore) sarebbero legati ad una subsidenza tettonica indotta da una fase estensionale con direzione NO - SE, che ha agito in risposta ad un regime compressivo avente direzione ortogonale.

Intorno al limite fra Pleistocene medio e superiore, la compressione è stata sostituita da un'estensione legata a faglie normali con direzione ONO – ESE (Gozzer, 2011).

Ponendo l'attenzione sull'evoluzione del bacino, è stata avanzata la tesi del collasso differenziale, che avrebbe dapprima coinvolto le aree più settentrionali, ovvero il settore di Crosia, e solo successivamente la zona di Calopezzati (Segalla, 2007). In effetti, questa teoria sarebbe supportata da dati biostratigrafici che indicano un'età differente per la base del complesso sedimentario nelle due località. Esiste inoltre un'ulteriore evidenza, fornita dalla variabilità di spessori osservata nella successione di Crosia lungo un asse Nord-Sud. La subsidenza differenziale, che sembra più marcata nella parte inferiore della successione pleistocenica, determina spessori maggiori nel settore settentrionale del bacino; nella porzione sommitale della successione, gli spessori diventano al contrario quasi equivalenti, a suggerire quindi che la subsidenza entro sub-bacino di Crosia ha gradualmente rallentato (Segalla, 2007).

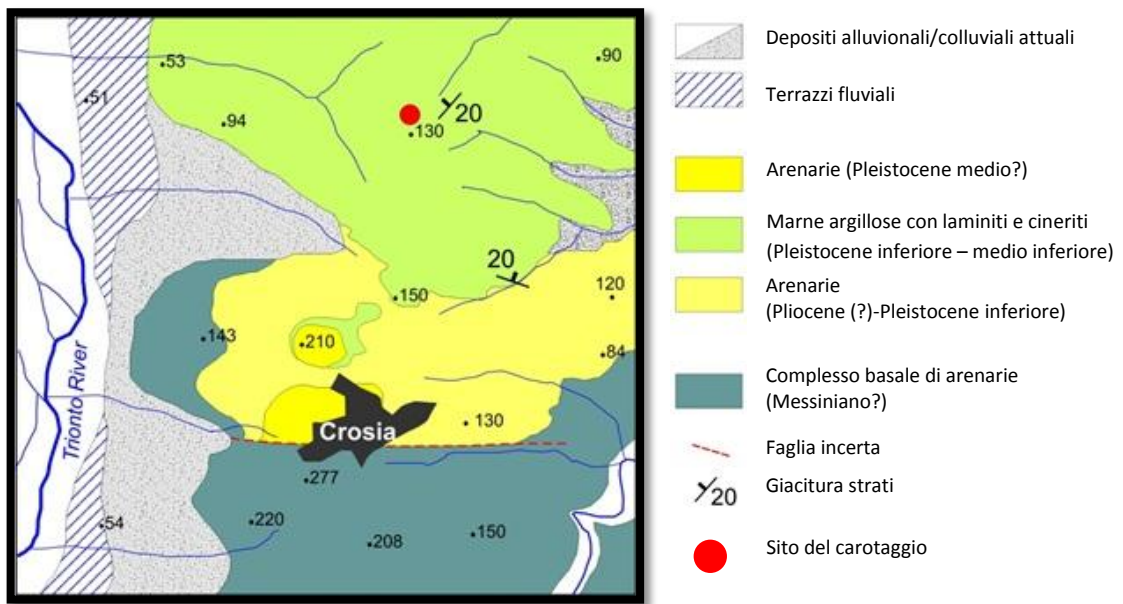


Fig. 1.3 - Carta geologica semplificata (non in scala) di Crosia. Sono illustrate le unità principali individuate nell'area e la localizzazione del pozzo di carotaggio.

CAPITOLO 2: INQUADRAMENTO CRONOSTRATIGRAFICO

L'utilizzo di analisi biostratigrafiche basate sullo studio dei nannofossili calcarei ha permesso di attribuire la successione sedimentaria studiata all'intervallo Pleistocene inferiore – medio (Segalla, 2007; Reghellin, 2010; Gozzer, 2011).

Per motivi di chiarezza, è opportuno ricordare come all'interno della comunità scientifica la suddivisione cronostratigrafica del Pleistocene sia ancora fonte di aspre discussioni. Tale Serie è stata, infatti, suddivisa in tre sottoserie (inferiore, medio e superiore), ma non esiste ancora un'opinione condivisa sulla definizione della base del Pleistocene.

Nel 1984 l'International Commission of Stratigraphy (ICS) aveva formalmente indicato come limite Pliocene - Pleistocene il tetto del Subchron Olduvai, datato a 1,81 Ma e definito nella sezione di Vrica (Bacino di Crotona, Calabria: Aguirre e Pasini, 1985). Tale decisione è stata però modificata nel 2009, quando la IUGS (International Union of Geological Sciences) ha portato la base del Pleistocene a circa 2,6 Ma, ampliandone quindi l'estensione temporale e riducendo nel contempo la durata del Pliocene.

Il Pleistocene inferiore è ora quindi costituito da due piani: il Gelasiano, già Pliocene Superiore (ca. 2,6 – 1,8 Ma), e il Calabriano (1,8 – 0,78 Ma).

La base del Pleistocene medio non è stata sinora definita ufficialmente, ma è accettato a livello internazionale che tale limite corrisponda all'inversione di polarità magnetica Matuyama/Bruhnes, avvenuta a circa 0,78 Ma.

Il limite fra Pleistocene medio e superiore è infine collocato in corrispondenza dell'ultimo interglaciale (MIS 5.5), a circa 0,126 Ma.

Per consentire un migliore confronto con i dati degli elaborati precedenti, in questo lavoro si è fatto riferimento alla suddivisione "tradizionale" del Pleistocene (i.e., prima della decisione IUGS del 2009). In Figura 2.1 sono riportate: la Scala Cronometrica, la Scala Cronostratigrafica standard, la Scala delle Inversioni di

Polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS: *Geomagnetic Polarity Time Scale*), la curva degli isotopi stabili dell'ossigeno e la Scala biostratigrafica standard a nannofossili calcarei per il Mediterraneo (Rio *et al.*, 1990).

Nella successione studiata, il segnale biostratigrafico è stato recuperato solo dagli intervalli pelitici, mentre esso è virtualmente assente (o frutto di rimaneggiamento e/o rimescolamento) nelle frazioni sabbiose e siltose più grossolane (Segalla, 2007). L'età delle sabbie di shoreface che rappresentano la base della successione è dunque definibile solo per inquadramento, in relazione al vincolo cronologico fornito dalle facies sovrastanti di offshore transition che, con buona approssimazione, sono databili alla base del Calabriano (Pleistocene inferiore: 1,75 – 1,8 Ma), in quanto appartenenti alla Zona a *Discoaster Productus*.

Similmente, i sovrastanti depositi di shoreface (non databili direttamente) coprono verosimilmente l'intervallo fra ca. 1,6 e 1,3 Ma; la *flooding surface* che segna l'inizio della sovrastante trasgressione appartiene, infatti, alla porzione terminale della Zona a "large" *Gephyrocapsa*, il cui tetto è a ca. 1,25 Ma (Raffi *et al.*, 2006).

Stratigraficamente più in alto si passa rapidamente alla Zona a "small" *Gephyrocapsa*, di cui fa parte l'unità pelitica depositasi nel corso dell'evento trasgressivo.

Al top di questa unità, in corrispondenza di un orizzonte laminitico distintivo, è stata individuata la base della Zona a *Pseudoemiliana lacunosa*, evidenziata dalla caratteristica comparsa della *Gephyrocapsa sp.3*, la cui età è ca. 0,95 Ma (Gozzer, 2011).

Questo limite zonale inferiore coincide approssimativamente con l'inizio della transizione da peliti di offshore alle facies regressive, che gradualmente portano alla deposizione delle sabbie che caratterizzano la parte sommitale della successione. In dettaglio, la corrispondenza fra la base della Zona a *P. lacunosa* e l'inizio della transizione a sedimenti più grossolani si può osservare in prossimità dell'abitato di Crosia. Procedendo invece lungo l'attuale linea di costa, la comparsa di

Gephyrocapsa sp.3 avviene entro una successione francamente pelitica che si estende verso SO in direzione del Bacino di Crotona, col quale esistevano evidentemente connessioni in contesto di mare aperto.

Trattandosi di sedimenti grossolani, la porzione di tetto della sequenza sedimentaria manca di elementi che possano fornire una precisa datazione.

E' ancora una volta possibile ipotizzare, per inquadramento rispetto alla serie di terrazzi marini che si sono formati al top della successione durante il sollevamento dell'area, che la sedimentazione marina si sia interrotta ancora nel Pleistocene medio (Gozzer, 2011).

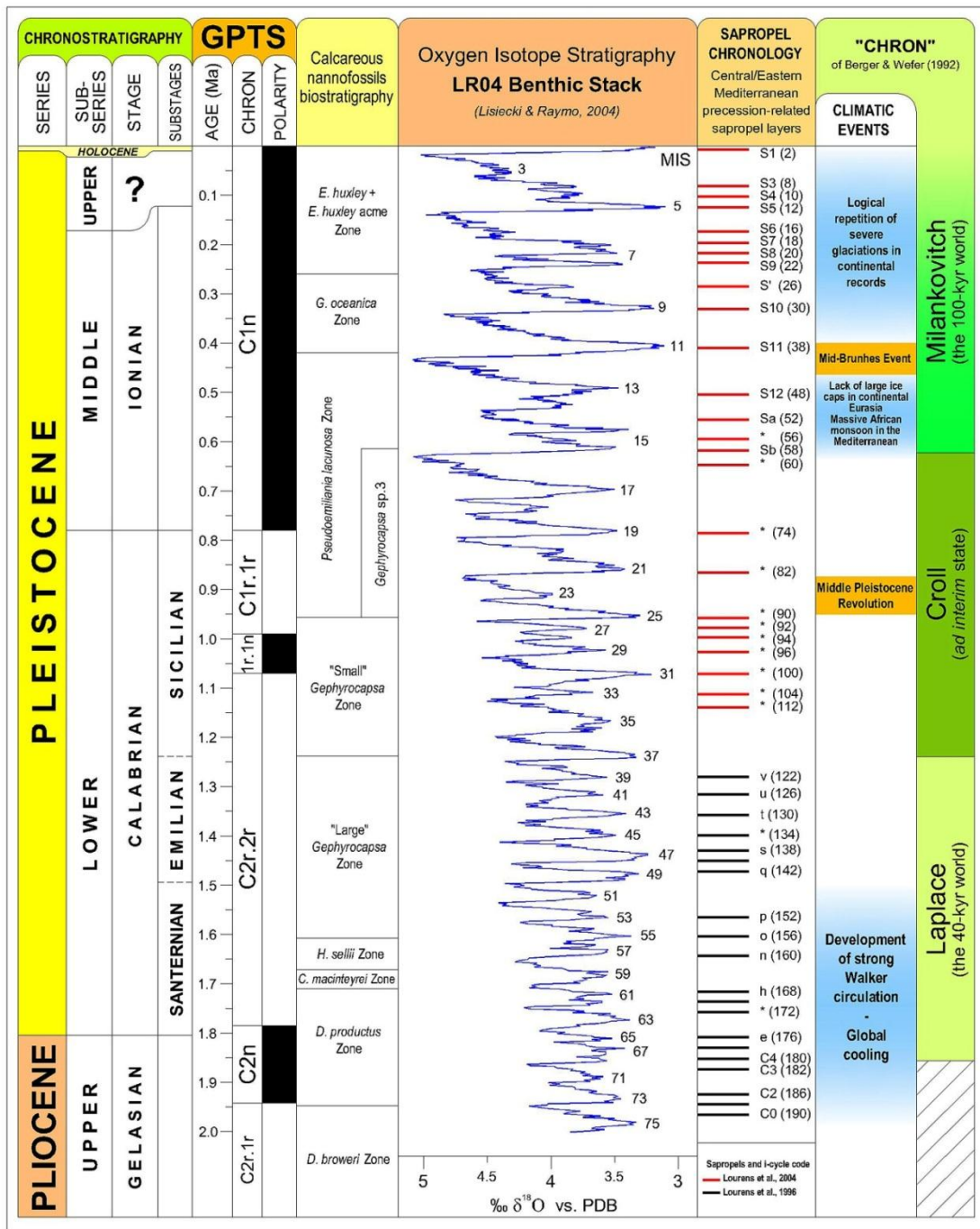


Fig. 2.1: Schema cronostatigrafico utilizzato.

CAPITOLO 3:

LA TEORIA DI MILANKOVITCH: IMPLICAZIONI CLIMATICHE

Secondo la definizione più rigorosa, il clima è una proiezione, mediata sul lungo periodo, delle condizioni atmosferiche previste in una specifica area e in un determinato periodo. I diversi climi terrestri risultano interconnessi in una rete globale, definito “sistema climatico”, al cui interno avvengono interscambi di energia e materia che influiscono inevitabilmente sul mondo dei viventi.

Il sistema climatico può essere inteso come il risultato delle interazioni fra atmosfera, idrosfera, criosfera, geosfera e biota per mezzo di processi chimici, fisici, geologici e biologici. Tali interazioni sono indotte da agenti esterni, chiamati “forzanti” e sono responsabili delle variazioni che avvengono all’interno del sistema stesso per mantenere una condizione di equilibrio.

Il sistema climatico è costretto in condizioni di equilibrio instabile, sempre soggetto all’azione delle forzanti che – variando in tipologia ed intensità – possono influenzare le interconnessioni fra gli elementi del sistema, inducendo un nuovo stato di equilibrio.

La principale forzante del clima terrestre è l’insolazione, cioè la quantità di radiazione solare che colpisce un’unità di superficie terrestre, espressa come W/m^2 . L’insolazione dipende sia dall’intensità della radiazione solare (usualmente quasi costante) che, soprattutto, dall’angolo d’incidenza dei raggi solari e dalla durata d’esposizione. Ambedue questi parametri sono funzione della latitudine e del periodo stagionale, e sono quindi in stretta relazione con l’inclinazione dell’asse terrestre e col movimento ellittico di rivoluzione della Terra attorno al Sole.

L’orbita ellittica della Terra è responsabile della maggiore o minore vicinanza del nostro pianeta al Sole, mentre l’inclinazione dell’asse influenza una maggiore o minore durata d’esposizione ai raggi solari oltre che variare l’angolo con cui questi incidono sulla superficie terrestre.

Nel 1941, il matematico serbo Milutin Milankovitch ipotizzò una relazione fra le dinamiche naturali del sistema climatico terrestre (es. le glaciazioni del Quaternario) e cicli delle forzanti astronomiche, in grado di influenzare l'insolazione e di conseguenza il bilancio energetico della Terra.

Questa teoria venne confermata solo trent'anni dopo, quando Hays *et al.* (1976) dimostrarono che le fluttuazioni degli indicatori paleoclimatici nel record geologico avvenivano con periodicità confrontabili alla naturale ciclicità di alcune componenti orbitali della Terra.

I fattori astronomici individuati dalla teoria Milankoviana sono, in particolare, l'eccentricità dell'orbita, l'obliquità dell'asse terrestre (*tilting*) e la precessione assiale (Fig.3.1).

L'eccentricità (ε) quantifica la deviazione dell'orbita terrestre dalla forma circolare, e viene definita dalla formula:

$$\varepsilon = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$$

dove a e b sono l'asse maggiore e minore dell'ellisse.

Si distingue in piccola eccentricità, con periodo compreso fra i 95 kyr e 125 kyr, e grande eccentricità, con periodo di 413 kyr.

L'obliquità (T) misura l'inclinazione dell'asse terrestre rispetto alla normale al piano dell'eclittica. Tale inclinazione varia da 22° a $24,5^\circ$, con un periodo di 41 kyr.

Questo parametro regola l'insolazione ricevuta alle alte e basse latitudini, esercitando tuttavia un effetto determinante nelle regioni polari. In particolare, una maggiore inclinazione riduce la differenza di insolazione fra i poli e l'equatore, mentre una bassa obliquità aumenta il contrasto di radiazione solare fra le alte e le basse latitudini.

La precessione (p) è un movimento giroscopico dell'asse terrestre controllato da interazioni gravitazionali con Luna e Sole. La conseguenza di tale moto consiste nella variazione del punto dell'orbita in cui si verificano solstizi ed equinozi.

La precessione può avere un ciclo di 26 kyr ("precessione lunga") o più ridotto, da 24 kyr a 19 kyr ("precessione breve"). Gli effetti ad essa correlati, che sono più marcati alle basse latitudini, consistono principalmente nell'amplificare l'influenza dell'eccentricità quando quest'ultima raggiunge picchi massimi (Pälike, 2003).

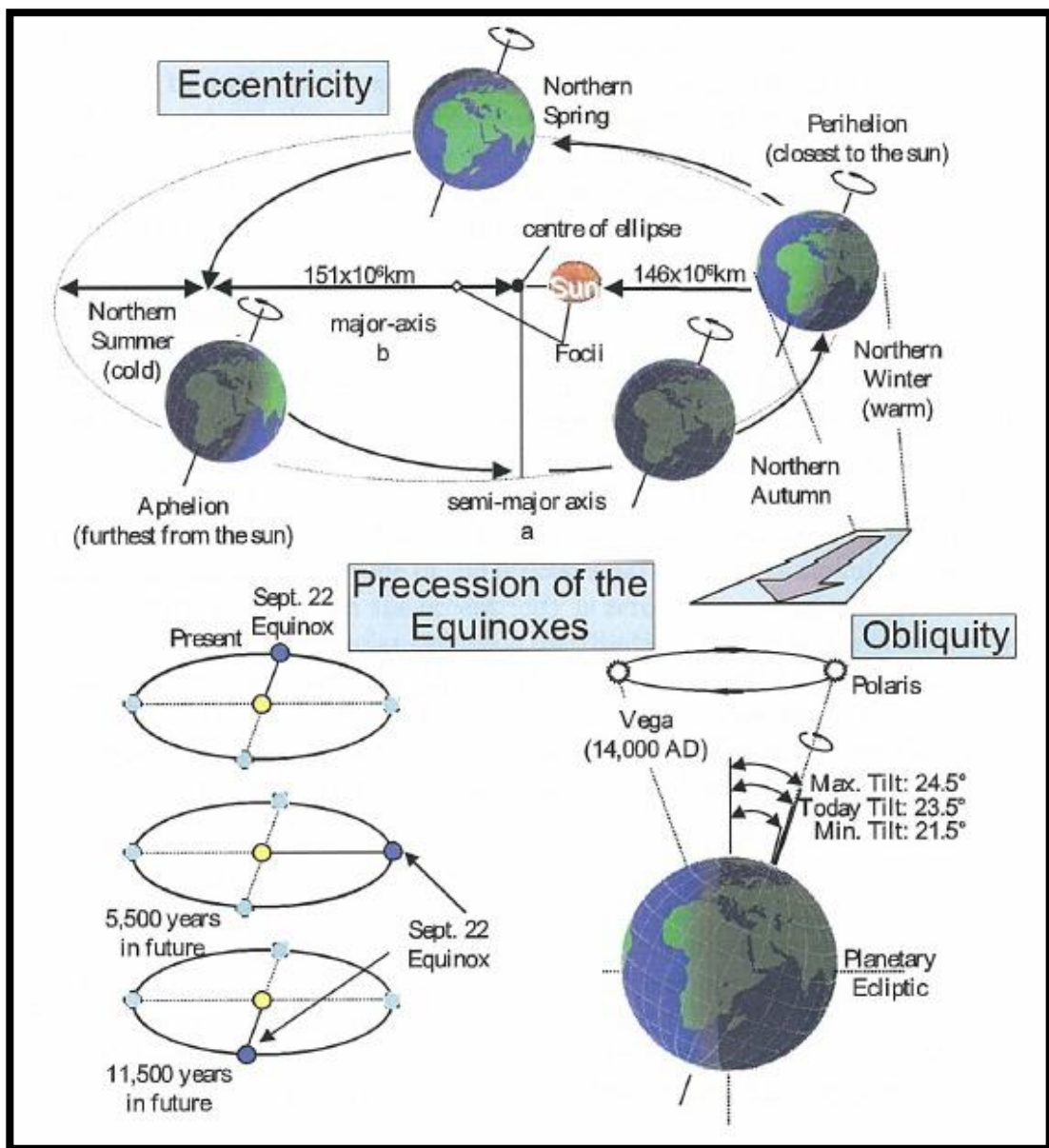


Fig.3.1: I tre fattori astronomici della teoria Milankoviana

CAPITOLO 4: GLI ISOTOPI DELL'OSSIGENO COME PROXY DEL PALEOCLIMA

In natura esistono tre isotopi stabili dell'ossigeno (O_{16} , O_{17} , O_{18}), ciascuno presente con una particolare abbondanza relativa (rispettivamente: 99.76 %, 0.04%, 0.20%).

A livello di processi chimico-fisici molecole della stessa specie, costituite da isotopi diversi dello stesso elemento, presentano variazioni nelle loro proprietà dovute alle differenze in massa e reattività degli isotopi stessi. La presenza di un isotopo più leggero favorisce infatti legami chimici più deboli, facilitando la mobilità e riducendo la stabilità della molecola. Questa peculiarità si riflette nel ciclo idrologico, in cui le molecole d'acqua composte da ^{16}O evaporano con maggiore facilità rispetto a quelle più pesanti, costituite da ^{18}O . Durante la condensazione, invece, avviene il processo contrario, ovvero le precipitazioni si arricchiscono preferenzialmente in ^{18}O rispetto al vapor acqueo sorgente.

Tale fenomeno è responsabile del frazionamento isotopico che si verifica al variare della latitudine, noto anche come "frazionamento di Rayleigh" (Gat, 1966).

In particolare, si osserva che alle basse latitudini le masse d'acqua evaporano dando origine a masse di vapore maggiormente impoverite in ^{18}O rispetto alle acque oceaniche di origine. Il vapore acqueo migra poi verso latitudini maggiori perdendo via via una percentuale sempre maggiore di ^{18}O , che condensa nelle precipitazioni (*rain-out effect*) e arricchendosi in maniera relativa di isotopi leggeri dell'ossigeno. Di conseguenza, le precipitazioni alle alte latitudini diventano gradualmente più leggere dal punto di vista isotopico (Fig.4.1).

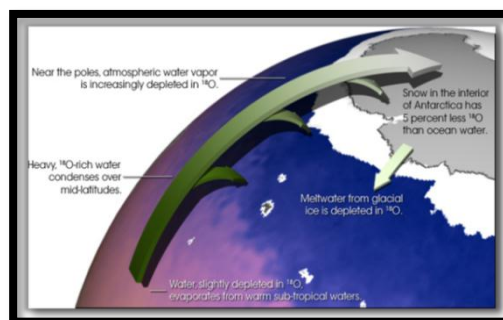


Fig.4.1: Rappresentazione schematica del "latitude effect"

In relazione all'ossigeno, la composizione isotopica degli oceani può variare, dunque, in risposta a tre principali fattori:

- il rapporto fra tasso di precipitazione ed evaporazione: un aumento dell'evaporazione determinerebbe un arricchimento in ^{18}O , mentre un aumento delle precipitazioni porterebbe ad un impoverimento relativo in ^{18}O ;
- l'effetto glaciale: con la formazione di calotte glaciali la maggior parte delle masse d'acqua a bassa concentrazione isotopica risulterebbe intrappolata alle alte latitudini, e ne deriverebbe un arricchimento in ^{18}O (= "appesantimento") delle acque oceaniche;
- l'apporto di acque dolci, che possiedono una *signature* isotopica molto "leggera", essendo fortemente impoverite in ^{18}O .

Grazie all'analisi di gusci carbonatici di organismi marini, come i foraminiferi, è stato possibile applicare questo principio al record geologico, evidenziando come la variabilità climatica nel passato sia stata incredibilmente alta.

Per esprimere la concentrazione isotopica misurata sui gusci si utilizza uno standard di riferimento, a valore 0. La misura, infatti, viene formulata attraverso la notazione " δ " ovvero come deviazione fra la concentrazione isotopica relativa del campione e quella dello standard.

Di seguito si riporta l'espressione matematica che descrive tale concetto:

$$\delta_{18\text{O}_{\text{sample}}} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1.000$$

Come illustrato da Urey nel 1948, la temperatura dell'acqua oceanica è sicuramente uno dei principali elementi di controllo del $\delta^{18}\text{O}$, ricavato dallo scheletro calcitico dei foraminiferi. Alti valori di $\delta^{18}\text{O}$ implicano basse temperature oceaniche, al contrario, acque più calde riducono l'effetto del frazionamento isotopico determinando valori più bassi di $\delta^{18}\text{O}$.

Il fattore fondamentale nel controllare la concentrazione isotopica nei gusci carbonatici è comunque il cosiddetto "effetto glaciale", scoperto da Shackleton (1967). L'esistenza di questo effetto si è dimostrata comparando i record del $\delta^{18}\text{O}$ di foraminiferi bentonici e planctonici entro una stessa successione stratigrafica: l'analisi mostra come il record isotopico della specie bentonica sia analogo per andamento a quella planctonica, a meno di un *offset* costante. Considerato che la temperatura al fondo oceanico rimane virtualmente costante fra glaciale ed interglaciale, si dimostra che l'articolazione nelle curve del $\delta^{18}\text{O}$ dipende quasi esclusivamente dalla composizione isotopica delle acque e, quindi, dalle dimensioni delle calotte glaciali (Shackleton, 1987).

Lo studio degli isotopi stabili dell'ossigeno dei gusci di foraminiferi fornisce quindi utili indicazioni per ricostruzioni di tipo paleoclimatico, rispecchiando variazioni della temperatura e, soprattutto, della composizione isotopica delle acque.

Quest'ultimo segnale può essere considerato sincrono a scala globale, in quanto il tempo di omogeneizzazione della composizione isotopica negli oceani è inferiore ai 1000 anni (Kennet, 1982). Per il Pleistocene esiste una curva degli isotopi stabili dell'ossigeno molto dettagliata, in cui si possono riconoscere oscillazioni fra fasi glaciali e interglaciali che prendono il nome di "Stage" isotopici (Emiliani, 1966) o, meglio, MIS (Marine Isotope Stage) in riferimento alla curva "standard".

I MIS sono stati numerati a partire dall'interglaciale attuale (MIS 1) fino al Miocene; i numeri dispari sono associati a stage interglaciali (Emiliani, 1966; Shackleton e Opdyke, 1973, 1976; Raymo *et al.*, 1989; Shackleton *et al.*, 1995; Tiedemann *et al.*, 1994).

CAPITOLO 5: INTRODUZIONE ALLA PALINOLOGIA

5.1 Pollini: biologia, morfologia, composizione e struttura

Fra le varie tappe che hanno scandito l'evoluzione vegetale, una delle più significative è stata la mutazione dalla riproduzione di tipo pteridofitico a quella di tipo spermatofitico, un cambiamento che ha permesso il decisivo distacco delle piante dall'ambiente acquatico.

Le pteridofite (le piante vascolari meno evolute, cui appartengono felci ed equiseti) sono strettamente e necessariamente legate alla presenza d'acqua per la loro riproduzione. Il loro ciclo vitale si compone di due generazioni: sporofitica e gametofitica (Fig.5.1a). Le cellule riproduttive dello sporofito originano per meiosi le spore (cellule aploidi) che, una volta disperse, germinano dividendosi più volte per mitosi. Si forma così il gametofito, che a sua volta genera gameti maschili o femminili. Il gamete maschile è flagellato, e necessita della presenza di acqua nell'ambiente per raggiungere il gamete femminile (immobilità) e fecondarlo. Il processo è quindi fortemente influenzato dall'ambiente, e proprio per questo le felci sono relegate ad aree perennemente umide ed ombreggiate come il sottobosco di latifoglie, piccoli corsi d'acqua, etc.

Nelle spermatofite (piante vascolari molto adattate, a cui appartengono le angiosperme e le gimnosperme), l'evoluzione ha portato alla possibilità di fecondazione entro lo sporofito. In particolare, i gameti sono provvisti di accorgimenti che ne consentono la sopravvivenza – e quindi il mantenimento delle potenzialità riproduttive – anche in contesti molto poveri d'acqua ambientale.

Per le spermatofite è stata fondamentale la collocazione dell'ovulo direttamente nello sporofito, o entro una struttura fiorale complessa (caso delle Angiosperme) o entro uno strobilo (Gimnosperme). I gameti maschili si generano all'interno delle sacche polliniche, corrispettivi maschili degli ovuli. In tali sacche, portate da infiorescenze (fiori o strobili), si sviluppano per mitosi migliaia di gametofiti maschili, ovverosia i granuli pollinici (Fig.5.1b).

I pollini ospitano al loro interno i gameti maschili. In particolare, in ogni granulo pollinico è riposta una cellula del tubo pollinico e una cellula generativa, più piccola. Quando il granulo (per trasporto eolico, perchè veicolato da insetti, etc.) viene a contatto con l'infiorescenza femminile, in seguito ad uno scambio ormonale il rivestimento esterno si rompe permettendo la fuoriuscita della cellula del tubo pollinico, che a sua volta veicola il gamete in uno degli ovuli, fecondandolo.

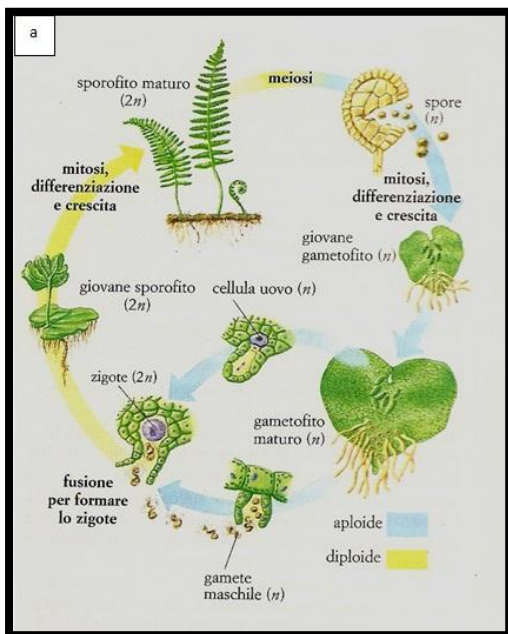


Fig.5.1 a: Ciclo vitale pteridofite

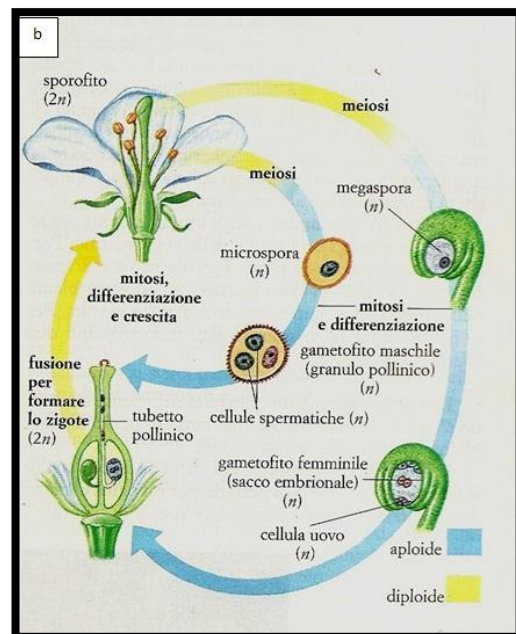


Fig.5.1 b: Ciclo vitale spermatofite

Dal punto di vista della struttura, il polline presenta una parete esterna protettiva, composta da due strati che nel complesso costituiscono lo sporoderma.

La parte più interna dello sporoderma è chiamata intina, mentre quella esterna è detta esina. Questa è a sua volta suddivisa, dall'interno verso l'esterno, in nexina e sexina. La sexina comprende uno strato basale, collegato mediante strutture colonnari (columelle o baculum) al tectum, in posizione esterna. Questa porzione più esterna della parete pollinica può presentare delle ornamentazioni e sculture specifiche per ciascun taxon, che possono quindi essere utili guide nel riconoscimento.

A livello compositivo, l'esina dei pollini è costituita da sporopollenina: una sostanza chimica altamente resistente alla degradazione da parte di agenti fisici, chimici e microbiologici (Brooks e Shaw, 1978). La sporopollenina è un derivato della polimerizzazione ossidativa di carotenoidi, polifenoli ed esteri di carotenoidi, di cui si conosce la formula generale ($C_{90}H_{142}O_{36}$), ma manca una piena determinazione della natura e della struttura, in quanto variabili. (Dominguez *et al.*, 1999).

Sotto l'aspetto morfologico, i granuli pollinici presentano delle aperture che possono essere utilizzate per la loro classificazione. In particolare, nello schema classificativo, si considerano: la tipologia delle aperture (distinte in colpi, simili a fessure, e pori), il loro numero e la loro posizione, sia assoluta che relativa alle altre aperture.

In base al carattere delle aperture i pollini si distinguono, quindi, in:

- pollini colpiti, se portano aperture di forma allungata;
- pollini porati, se le aperture sono isodiametriche;
- pollini colporati, se pori e colpi coesistono.

I granuli pollinici possono inoltre trovarsi isolati o riuniti in gruppi. Si parla di:

- Monadi, se i granuli sono singoli;
- Diadi, se sono a gruppi di 2;
- Tetradi, se i granuli sono a gruppi di 4;
- Poliadi, se formano gruppi di 5 o più.

5.2 Cenni di geobotanica

Già nel XVIII secolo si era osservato che le associazioni vegetali si ripetono con una certa regolarità, mostrando una zonazione sia di carattere verticale che orizzontale (Haller, 1768). Von Humboldt (1817) aveva inoltre constatato che tali associazioni (“fitocenosi”) rispondono a specifiche esigenze fisiologiche e sono fortemente influenzate dal clima. Questa osservazione ha posto le basi per lo studio delle comunità vegetali ai fini di ricostruzioni di carattere paleoclimatico. In letteratura esiste una nomenclatura specifica per definire le unità elementari, riconoscibili nella vegetazione, con distribuzione altitudinale o geografica a cui viene associato un significato climatico. Con il termine di *fascia vegetazionale* si intende, infatti, una delle “bande” di vegetazione che si succedono l’una all’altra dalla base di un rilievo montuoso alla sommità. La *zona di vegetazione* è, invece, una delle unità climatiche in cui è suddivisa la Terra. Si distingue dalla *fascia vegetazionale* perché non ha connotazione altitudinale, ma copre una porzione di superficie terrestre caratterizzata da determinate condizioni climatiche. E’ bene notare che esiste un modello “standard” che definisce la distribuzione della vegetazione sotto il controllo del clima regionale. Da tale modello ci si può però discostare, a livello locale, per l’influenza di altri fattori (microclima, pedologia, geomorfologia, esposizione ...) che possono incidere sull’elisione, la ripetizione e il mescolamento delle unità corologiche. Considerando una suddivisione in “zone vegetazionali”, l’Italia appare distinta in: zona medioeuropea, presente nella fascia settentrionale (Alpi, Pianura Padana e Appennino settentrionale dalla Liguria alla Romagna) e zona mediterranea, estesa in tutto il resto della penisola e sulle isole (Fig.5.1: Pignatti, 1979). La Calabria appartiene quindi alla zona mediterranea e, poiché sono presenti rilievi montuosi accentuati come la Sila, è qui possibile osservare la seguente strutturazione in fasce vegetazionali (a scendere di quota):

Fascia sub-atlantica: tipica di ambiente montano (sopra i 1500 m), è caratterizzata da un’associazione oligotipica dominata da specie microterme (temperatura media:

8°C) quali l'abete bianco (*Abies alba*) e il Faggio (*Fagus sylvatica*). Sul versante ionico, più arido, il bosco è dominato da faggi, mentre sul versante tirrenico, molto più piovoso, è prevalente l'abete bianco.

Fascia sannitica: indica la fascia delle foreste miste caducifoglie con carattere di mezza montagna (1000 – 1500 m), mentre nella zona medioeuropea essa si ritrova ad una quota collino – planiziare. Nella zona mediterranea, la fascia sannitica è caratterizzata dalla presenza di specie endemiche o sub-endemiche con *Quercus* come genere dominante. Sono inoltre ben rappresentati i generi *Alnus*, *Prunus*, *Acer*, *Ostrya*, *Fraxinus*, *Castanea*.

Fascia mediterranea (temperata): è la fascia delle foreste a sclerofille sempreverdi, fra cui prevale il leccio (*Quercus ilex*). Essa si estende fino a 1000 m, ed è tipica dell'ambiente mediterraneo con temperature medie di 15°C.

Fascia mediterranea (arida): caratteristica di ambiente mediterraneo arido con temperature medie intorno ai 18°C, presenta un consorzio a macchia mediterranea popolata da sempreverdi arbustivi e piccoli alberi, spesso spinosi. Tale fascia è dominata dall'accoppiata *Olea* - *Ceratonia*, ma sono presenti altri generi quali *Ephedra*, *Cistus*, *Phyllyrea*, *Laurus*, *Pistacia*, *Chenopodium* (Fig.5.2: Pignatti, 1979; Capraro, 2002).

5.3 Interazione clima - vegetazione

L'approccio utilizzato in questo lavoro è di tipo attualistico, focalizzato cioè sul confronto fra i pattern dell'associazione fossile, desunta su basi polliniche, e le dinamiche della vegetazione contemporanea in risposta a variazioni climatiche maggiori; questo approccio è reso possibile dall'evidenza che le attuali fasce vegetazionali presenti nell'area mostrano buone similitudini floristiche con quelle del Pleistocene (Capraro, 2002). In particolare, ciò che si immagina è che eventuali modificazioni dell'assetto climatico inducano una migrazione (a livello altitudinale)

dei limiti fra le fasce vegetazionali, in risposta alle mutate condizioni di temperatura e/o piovosità. Sono infatti la temperatura e le precipitazioni a controllare i cambiamenti che possono avvenire all'interno del sistema e – semplificando – possono dar luogo a quattro diverse combinazioni di condizioni climatiche:

1. Condizioni più fredde e più umide dell'attuale: si ha lo sviluppo della fascia sub-atlantica, che si spinge verso quote inferiori togliendo spazio alla vegetazione mesica. La foresta ad abeti risulta predominante, in quanto queste piante necessitano di abbondante umidità e sono resilienti al freddo. Più in basso, la fascia sannitica entra in competizione con la foresta a sclerofille, che subisce una contrazione poiché alle quote più basse sussistono condizioni favorevoli per lo sviluppo della vegetazione a latifoglie decidue.

2. Condizioni più fredde e aride dell'attuale: l'esigente fascia sub-atlantica si ritira, mentre si espande verso quote più alte la fascia sannitica; le caducifoglie riescono infatti a tollerare periodi di siccità prolungata. Alle quote inferiori, sulla costa e nell'entroterra, dove le precipitazioni sono più ridotte, permangono gli alberi più resistenti, ma nel complesso si ha lo sviluppo di una vegetazione sub-desertica.

3. Condizioni più calde e umide dell'attuale: la fascia sub-atlantica viene spinta ad altitudini maggiori, e quote precedentemente appartenenti al suo dominio vengono colonizzate dalla foresta a caducifoglie della fascia sannitica.

Per le più abbondanti precipitazioni, la fascia mediterranea temperata può scendere a quote più basse e sostituire l'associazione della fascia mediterranea arida.

4. Condizioni più calde e aride dell'attuale: mentre sulla costa si instaura un consorzio di tipo steppico, la fascia mediterranea arida si espande salendo a quote collinari. Le fasce sovrastanti migrano verso l'alto, dove le precipitazioni possono essere maggiori; all'interno di ciascuna fascia risultano privilegiati i *taxa* più resistenti alla siccità. Il consorzio boschivo a conifere risulta ristretto alle cime più elevate.

CAPITOLO 6: MATERIALI E METODI

I campioni studiati per questo lavoro di Tesi provengono da una carota sedimentaria (denominata PCS) recuperata nei pressi dell'abitato di Crosia (CS) nel corso di una precedente campagna esplorativa (dettagli in Reghellin, 2010). Le operazioni di carotaggio sono state eseguite dalla "S.P.G: Sacchetto Perforazioni Geotecnica" un'azienda di Adria (Rovigo, Italia) specializzata nelle indagini di tipo geognostico.

In particolare, il materiale è stato raccolto sfruttando la tradizionale tecnica di perforazione a rotazione, con l'aggiunta della tecnologia Wireline® che ha permesso di evitare l'estrazione dell'intero set di aste a ogni recupero di una sub-carota. Questo lavoro ha consentito di ottenere una colonna continua di sedimento suddivisa in tronconi di 1 metro ciascuno. Nella porzione superiore (primi 50 metri di profondità), la carota replica la successione affiorante nei dintorni, che era già stata documentata in un precedente lavoro di tesi (Segalla, 2007).

La correlazione fra affiorante e carota è validata dalla presenza, in entrambe le successioni, di particolari livelli guida, costituiti da livelli laminitici e orizzonti vulcanoclastici prominenti (Fig.6.1). In particolare, alla sommità delle laminiti V₄, V₃, V₂ presenti nel segmento "Vrichetta A" (Fig.6.1) corrisponde il tetto dei rispettivi strati "Ledro", "Ermes" e "Alessandro" nella carota PCS; la quarta laminite, collocata stratigraficamente più in basso, è invece caratterizzata dalla presenza alla base di un livello piroclastico di colore rosso, riconosciuto come "Cristina" in affioramento. Una volta fissati i vincoli stratigrafici, è stato possibile definire l'intervallo di successione ancora sconosciuto, quello situato cioè fra circa 50 e 83 metri di profondità e comprendente un ulteriore livello laminitico, denominato "Daniele". Le laminiti di cui sopra, interpretate come equivalenti dei sapropel del Mediterraneo (Segalla, 2007; Reghellin, 2010), rappresentano l'unica significativa variazione di carattere litologico-composizionale nella successione, che è altrimenti composta quasi esclusivamente da peliti massive. Unica eccezione sono sottilissimi livelli di sabbie, in cui è talora possibile osservare una gradazione normale, che si concentrano a una quota compresa fra -54,75 m a -56,75 m rispetto al piano di campagna.

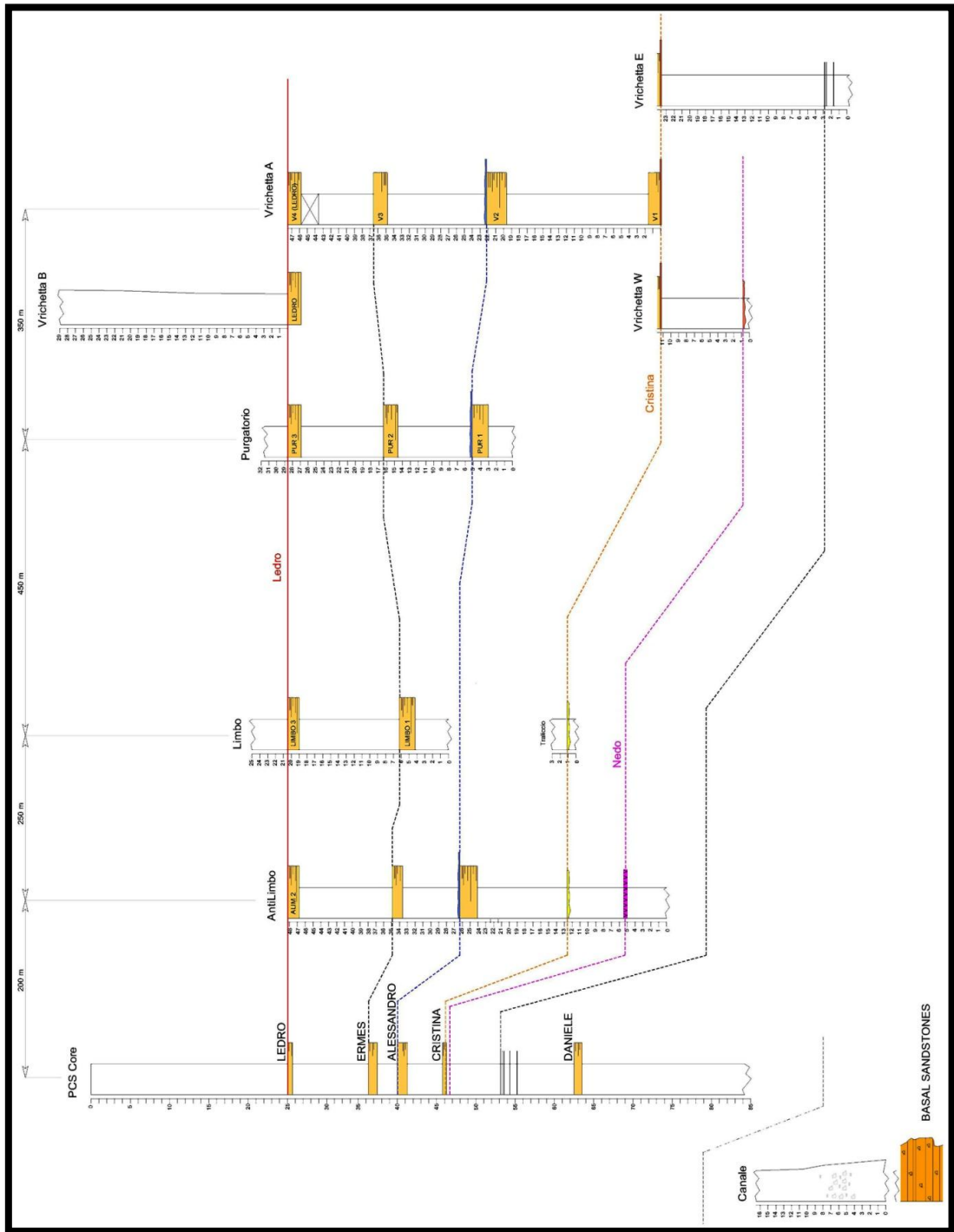


Fig.6.1 Carta schematica di correlazione fra la carota e le sezioni affioranti nel sito di Crosia.

6.1 Descrizione della successione e campionatura

Nella realizzazione di questo lavoro la fase preliminare è stata rappresentata dal fondamentale e necessario campionamento su carota: una colonna cilindrica di sedimento, lunga 83,60 metri e avente diametro di circa 15 centimetri. Innanzitutto si è provveduto a rimuovere con un coltellino la porzione più superficiale, quella cioè più soggetta ad alterazione da parte degli agenti chimici, fisici e biologici. È stata, quindi, effettuata una descrizione speditiva delle principali caratteristiche granulometriche, sedimentologiche e paleontologiche con annessa documentazione fotografica. La raccolta di questi dati rappresenta la premessa per lo sviluppo futuro di un log sedimentologico che possa fornire un maggior dettaglio rispetto a quello ora esistente (Reghellin, 2010).

Infine, ultimo passaggio di questa prima sessione operativa è stato il prelievo dei campioni con martello e scalpello. Tenendo un intervallo di campionamento di 25 cm, sono state asportate delle porzioni emisferiche di carota, inserite poi in sacchetti di plastica debitamente contrassegnati col corrispettivo numero di archiviazione. La sigla identificativa utilizzata è data dalla semplice iniziale C., condensata abbreviazione di Crosia.

Ogni successiva procedura realizzata in laboratorio è stata finalizzata alla creazione di residui di campione che avessero la maggior concentrazione possibile di sporomorfi per ridurre al minimo i tempi di analisi.

Per questo motivo dopo una prima fase di eliminazione della frazione carbonatica attraverso l'utilizzo dell'acido cloridrico, le operazioni si sono concentrate sulla rimozione delle argille e del silt granulometricamente più fine. Tale processo si è rivelato piuttosto complesso e ha richiesto l'utilizzo di differenti metodologie.

Come espresso in letteratura (Bates, Coxon e Gibbard, 1978; Lentfer e Boyd, 1999), infatti, la preparazione di campioni ricchi in argilla rappresenta spesso un problema per i palinologi in relazione ai lunghi tempi richiesti, alle difficoltà che si possono incontrare e alla necessità di elaborare approcci alternativi per superarle.

Non esistendo, poi, un'unica e univoca tecnica per l'estrazione palinologica e volendo limitare il più possibile l'utilizzo di sostanze tossiche e pericolose si è deciso di seguire come modello standard di riferimento, quello proposto da Sperotto nel proprio lavoro di tesi.

Esso prevede nello specifico quattro trattamenti: la procedura con acqua ossigenata, quella con esametafosfato di sodio, il metodo degli ultrasuoni e del cloruro di zinco. Sono comunque state adottate delle variazioni in corso d'opera dettate dalla necessità di migliorare l'efficacia del procedimento.

6.2 Preparazione dei campioni

La pulizia del piano di lavoro rappresenta la fase preliminare che anticipa ogni azione eseguita in laboratorio. In quest'ottica, quindi, prima di iniziare qualsiasi tipo di procedura si è provveduto a creare un ambiente che fosse il più possibile protetto da contaminazioni esterne. Successivamente le operazioni si sono concentrate sulla scelta dei campioni da analizzare.

Il criterio adottato per tale selezione si è basato sulla possibilità di disporre dei dati isotopici relativi al $\delta^{18}\text{O}$ (Reghellin, 2010) e di ricavare maggiori informazioni sulla porzione inferiore della carota cioè quella compresa fra lo "strato Cristina" posto a una profondità di circa 46 metri e la terminazione basale, situata approssimativamente ad 83 metri sotto la superficie del suolo.

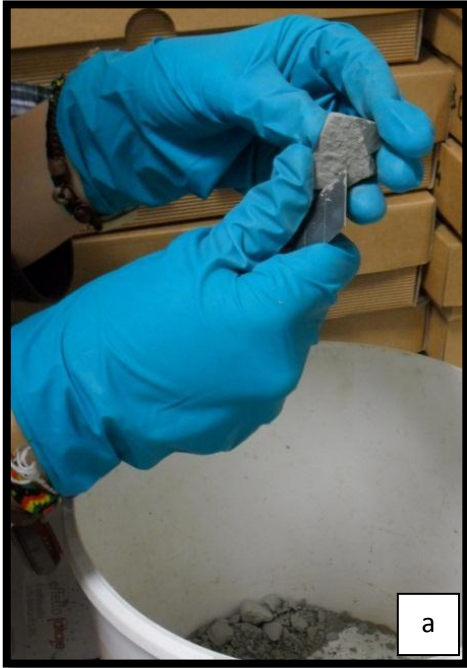
Come risultato, dunque, sono stati isolati 44 elementi, separati l'uno dall'altro da una distanza costante di 75 cm. I numeri dei campioni presi in considerazione vanno dal 180 (posto in corrispondenza del livello Cristina) al 309 (collocato a -78,5 m di profondità).

Dopo aver asportato con un cutter la porzione più esterna e potenzialmente contaminata e/o alterata (Tav.6.2a), il materiale considerato è stato ridotto fino ad ottenere frammenti del peso di 5 grammi: la misura è stata effettuata con una bilancia da laboratorio ad alta precisione, approssimando il valore alla seconda cifra decimale (Tav.6.2b).

I sub-campioni così ottenuti sono stati, dapprima essiccati per 24 ore nel forno del laboratorio di micropaleontologia (Tav.6.2c) del dipartimento di Geoscienze, poi macinati attraverso l'uso di mortaio e pestello di ceramica (Tav.6.2d).

La polvere ricavata è stata quindi filtrata tramite un setaccio a maglia da 1 mm e quindi raccolta in buste di plastica in attesa del successivo trattamento. E' bene ricordare che in questa fase e in quelle successive si è provveduto a pulire accuratamente tutti gli attrezzi utilizzati: per il setaccio a maglia di 1 millimetro, in particolare, è stata utilizzata la pistola ad aria compressa (Tav.6.2e).

TAVOLA 6.2



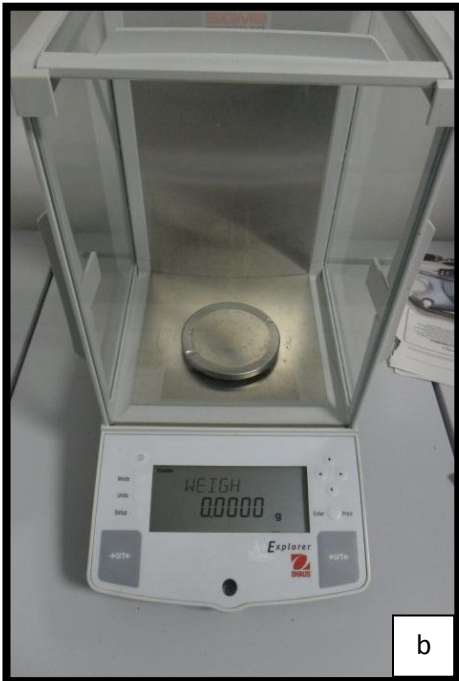
Pulizia campione con cutter



Essiccazione in forno



Macinazione campione



Bilancia di precisione



Pulizia setaccio

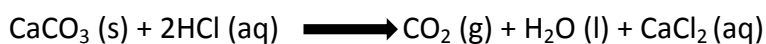
6.3 Trattamento all'acido cloridrico

Dopo aver riversato la polvere in recipienti cilindrici di polipropilene, il passaggio successivo è stato quello di aggiungere un quantitativo di acido cloridrico in soluzione acquosa al 10%, tale da ricoprire completamente il prodotto della macinazione (Tav. 6.3a). Per favorire poi una completa aggressione chimica, ogni campione è stato mescolato manualmente per la durata della reazione.

Nonostante l'acido sia altamente diluito e sia stato impiegato in quantità minime, in via precauzionale tali operazioni sono state eseguite sotto cappa aspirante.

Il processo chimico che coinvolge l'acido cloridrico è caratterizzato dallo sviluppo di una limitata effervescenza, richiede pochi minuti per esser portato a compimento e determina la dissoluzione all'interno del sedimento della frazione carbonatica (Tav. 6.3b).

La formula sotto indicata illustra, nello specifico, i reagenti coinvolti e i relativi prodotti:



Esaurita la reazione, il contenuto del recipiente è stato diluito con acqua deionizzata fino a portare a volume (Tav.6.3c).

I campioni iniziali (180,183,186), così preparati, sono stati lavati e setacciati con una maglia a 10 µm, andando a conservare la frazione superiore a tali dimensioni (Sperotto, 2011).

Questa procedura è stata eseguita nel tentativo di realizzare una prima scrematura sul campione, eliminando i carbonati disciolti e la parte più fine della componente mineralogica. Essa è risultata però, eccessivamente lunga e di scarsa utilità, in quanto solo la frazione inferiore ai 250 µm (Piperno, 1988) risulta d'interesse per lo studio dei palinomorfi, mentre la porzione più grossolana (> 250 µm) può essere eliminata e non trattenuta come, invece, avverrebbe.

Di conseguenza, per i successivi campioni si è deciso di utilizzare un setaccio a maglia di 250 µm, riversando in un secondo contenitore la porzione filtrata (Tav. 6.3d).

Essendo importante evitare contaminazioni, al termine di ciascun filtraggio, il setaccio è stato smontato e lavato accuratamente, prima e dopo essere stato immerso in una soluzione di blu di metilene (Tav. 6.3e: Sperotto, 2011).

Al residuo della setacciatura, raccolto nel secondo recipiente, è stato, dunque, addizionato un secondo quantitativo d'acqua deionizzata in modo da poter effettuare il successivo passaggio in centrifuga.

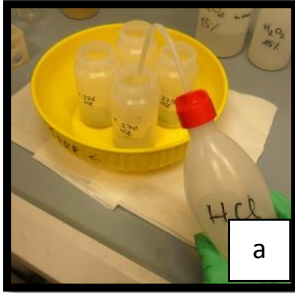
Per una questione di bilanciamento del macchinario e maggior velocità di lavoro, il trattamento con l'acido cloridrico è stato svolto su quattro campioni alla volta. Questo, infatti, è il numero massimo di elementi che può ospitare il modello utilizzato per la centrifugazione (Rotina 38, Hettich: Tav. 6.3f).

La centrifuga, impostata ad una velocità di 3000 giri per 5 minuti (Lentfer, Cotter e Boyd, 2003), consente di accelerare la sedimentazione delle particelle favorendo la separazione di fase liquido – solido.

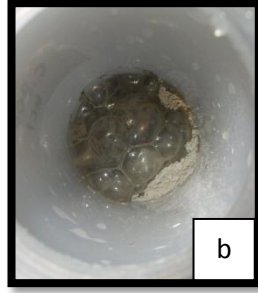
Al termine di tale operazione il liquido soprannatante è stato eliminato (Tav. 6.3g) e il procedimento è stato ripetuto più volte, in modo tale da diluire il più possibile l'acido.

Una volta limpida, l'acqua è stata rimossa definitivamente ed è stato possibile essiccare il residuo in forno a una temperatura di 50°C per una durata di 24 ore.

TAVOLA 6.3



Trattamento con HCl



Reazione con HCl



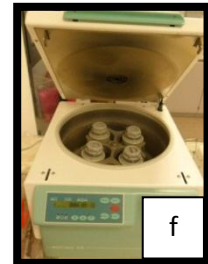
Diluizione con acqua deionizzata



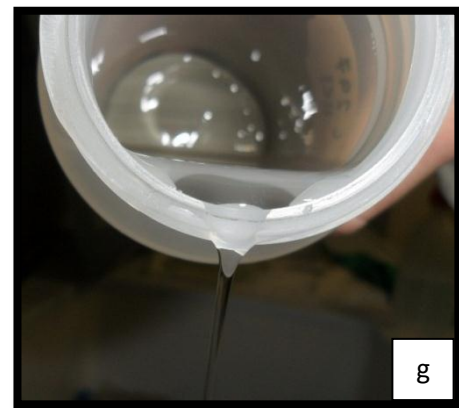
Filtraggio tramite setaccio a maglia 250µm



Lavaggio con blu metilene



Centrifugazione campioni



Rimozione liquido sopranatante

6.4 Trattamento al perossido di idrogeno

Dopo esser stato disidratato in forno, il campione è quindi pronto per subire la seconda procedura, quella che prevede cioè l'utilizzo del perossido di idrogeno, noto comunemente come acqua ossigenata. L'acqua ossigenata è una sostanza di colore blu pallido, se pura, che passa ad incolore una volta diluita. Essa risulta essere un forte agente ossidante, con deboli proprietà acide ed è stata impiegata in questo contesto per effettuare la disgregazione fisico-chimica della frazione minerale e della sostanza organica amorfa. L'obiettivo di tale trattamento è duplice: frammentare gli aggregati mineralici o organici che possono inglobare i granuli pollinici per favorirne l'isolamento e l'individuazione e ridurre le dimensioni degli stessi agglomerati in modo da consentirne l'eliminazione successiva tramite setaccio. Inizialmente il procedimento prevede di versare il materiale essiccato in una ciotola, opportunamente preriscaldata a 70°C sulla piastra (Tav. 6.4a). Viene, poi, aggiunta una soluzione acquosa di perossido di idrogeno al 15% (Sperotto, 2011), in quantità sufficiente da ricoprire interamente la polvere anidra. La frazione residua del campione, rimasta aderente al fondo, è stata quindi risciacquata con acqua ossigenata e travasata nella ciotola. Si può osservare come il perossido di idrogeno si dissocia spontaneamente in acqua e ossigeno, processo che determina la formazione all'interno del sedimento di bolle di gas, le quali, espandendosi, esercitano una pressione di carattere estensionale, responsabile della disintegrazione fisica delle particelle detritiche (Riding e Kyffin -Hughes, 2006). Dal punto di vista della sicurezza, i pericoli maggiori derivanti dall'uso del perossido sono dati dalle sue proprietà corrosive e ossidanti (specialmente a concentrazioni superiori al 50%) e dalla possibilità di creare miscele esplosive se, l'ossigeno, derivante dalla dissociazione, venisse a contatto con materiali combustibili (Riding e Kyffin - Hughes, 2006). Per tale motivo, nonostante in questo caso sia stata utilizzata una soluzione debolmente concentrata, per la presenza di un sedimento poco consolidato (Riding e Kyffin - Hughes, 2006) e pur essendo quindi poco corrosiva, la reazione è stata comunque eseguita sotto cappa aspirante e sono stati

indossati per ogni evenienza indumenti protettivi come occhiali e guanti in neoprene. Oltre alla prevenzione dei rischi, altro fattore tenuto in considerazione è l'intervallo di tempo nel corso del quale ha luogo la reazione. Se lasciata agire troppo a lungo, infatti, l'acqua ossigenata, per il suo potere ossidante, può determinare la distruzione delle pareti in sporopollenina dei palinomorfi. Per questo motivo il periodo di una decina di minuti è stato giudicato sufficiente per la riuscita della disgregazione chimico - fisica (Riding e Kyffin - Hughes, 2006). In questo intervallo di tempo l'aggressione del sedimento da parte dell' H_2O_2 mostra un'effervescenza di intensità e durata variabile per ogni campione.

Si passa da una reazione fortemente esotermica ed esplosiva in una fase iniziale, ad una caratterizzata da effervescenza media o ridotta ma prolungata nel tempo (es: Tav. 6.4b). Queste osservazioni possono essere legate al diverso quantitativo di materia organica presente nel campione. Successivamente, nella ciotola sono stati aggiunti 250 ml di acqua fredda, deionizzata, allo scopo di interrompere il processo chimico e diluire il reagente. Il tutto è stato poi riversato in grandi beaker da 2 litri, aggiungendo ulteriore acqua deionizzata fino a portare a volume (Tav. 6.4c); in questo modo si è operata un'ulteriore diluizione del perossido allo scopo di evitare danni da ossidazione. Il contenuto del beaker è stato quindi filtrato con setacci da 10 μm : la frazione più fine è stata eliminata mentre quella di dimensioni superiori ai 10 μm è stata trattenuta (Tav. 6.4d). Spesso, a questo punto della procedura la quantità di matrice ancora presente è risultata essere ancora consistente. Mentre il lavoro di Riding *et al.* (2006) propone di ripetere nuovamente il processo appena descritto, allo scopo di eliminare il più possibile la frazione mineralica, nel nostro caso si è deciso di optare per un procedimento alternativo che riducesse il rischio di distruzione dei pollini.

Di seguito sono riportate in ordine cronologico le procedure adottate per tale scopo.

TAVOLA 6.4



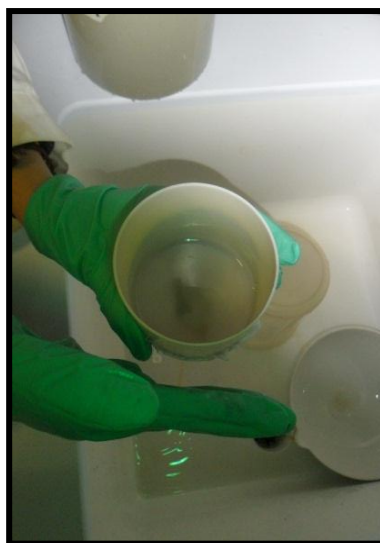
Trattamento con acqua ossigenata



Reazione con acqua ossigenata



Diluizione con acqua deionizzata pre-setacciatura



Setacciatura con maglia a 10 μ m



6.5 Trattamento con esametafosfato di sodio

L'esametafosfato di sodio noto anche come sale di Graham o col nome commerciale di Calgon è un sale inorganico cristallino di colore bianco, estremamente solubile in acqua ed è stato sfruttato in quest'ambito per le sue proprietà deflocculanti.

Gli ioni fosfato, infatti, vengono fortemente adsorbiti dalle particelle di argilla e questo processo porta alla presenza di alte cariche positive sulla superficie dei pacchetti costituenti la struttura dei minerali argillosi. Per l'alta repulsione delle cariche tali pacchetti sono portati ad allontanarsi portando alla disintegrazione delle lamine fillosilicatiche e impedendo una eventuale ri-aggregazione delle stesse. (Bates, Coxon e Gibbard, 1978; Riding e Kyffin – Hughes, 2010).

In questo lavoro per prima cosa, è stata preparata una soluzione al 5%, sciogliendo, all'interno di un beaker, 5 grammi di esametafosfato in 100 ml di acqua deionizzata, portata ad una temperatura di 40° C sulla piastra (Sperotto, 2011).

Tale soluzione è stata aggiunta in quantità sufficiente da ricoprire il campione precedentemente trattato con acqua ossigenata, seccato in forno a una temperatura di 50°C e travasato in una provetta tipo falcon.

Il preparato è stato quindi agitato al vortex per pochi minuti in modo da essere omogeneizzato e ad esso è stata addizionata acqua deionizzata fino a portare a volume.

Quindi il tutto è stato riversato in un beaker di vetro da 500 ml per subire il trattamento ad ultrasuoni e venir infine filtrato con un setaccio a maglia di 10 µm.

Il procedimento che ha previsto l'utilizzo dell'esametafosfato di sodio è stato realizzato in via sperimentale su un solo campione per testarne la reale efficacia come alternativa al più tossico cloruro di zinco.

Esso ha mostrato tuttavia scarsi risultati, rimuovendo solo una piccola percentuale di matrice terrigena e ha reso inevitabile la scelta del trattamento con lo ZnCl₂.

6.6 Trattamento agli ultrasuoni

L'utilizzo degli ultrasuoni come possibile metodo per la deflocculazione dei sedimenti è stato introdotto da Wolfram (1954).

Il campione residuo ricavato dal procedimento con il perossido di idrogeno è stato travasato, come soluzione acquosa, in beaker del volume di 600 ml e inserito nella lavatrice ad ultrasuoni CP 104 con frequenza di 39 KHz (Fig.6.2).

Si tratta di un macchinario che sfrutta l'energia meccanica prodotta da queste onde sonore ad alta frequenza.

Le vibrazioni si propagano uniformemente attraverso l'acqua che riempie la vasca della lavatrice, mettono in agitazione le particelle di matrice che inglobano i granuli pollinici, ne aumentano l'energia cinetica e favoriscono la loro disgregazione.

Tale metodo deve essere eseguito con una certa cautela poiché sia l'uso di ultrasuoni ad un'errata frequenza d'onda che l'azione troppo prolungata possono portare al danneggiamento e alla distruzione di alcuni granuli (Sperotto, 2011).

La vaschetta è stata impostata alla temperatura minima di 20°C, al 50 % della potenza e per un intervallo di tempo di 10 minuti, considerato accettabile dalla letteratura (Vaughn e Holloway, 1983).

Al termine di questo passaggio il sedimento è stato di nuovo filtrato con il setaccio a 10 µm e quindi lasciato seccare in un beaker di vetro all'interno del forno a 50°C per una notte.

Tale trattamento è stato applicato a circa metà dei campioni (249 – 309), anticipando il procedimento della separazione con liquidi pesanti (ZnCl₂).

Esso ha determinato una perdita della matrice terrigena in quantità, tuttavia, ancora insufficienti e poco significative.



Fig.6.2 Lavatrice ad ultrasuoni

6.7 Trattamento al cloruro di zinco

Il sale di cloruro di zinco in soluzione è un liquido pesante utilizzato in questo lavoro per separare la frazione mineralica da quella pollinica (Tav. 6.7a).

Si tratta di un materiale piuttosto pericoloso poiché provoca ustioni a contatto con il corpo e può in caso di incendio formare vapori tossici di Cl_2 , HCl.

Per questo motivo è sempre bene maneggiare la sostanza con cautela e sotto cappa aspirante.

La polvere seccata è stata trasferita con l'ausilio di bacchette di vetro all'interno di provette falcon a fondo conico della capacità di 50 ml.

Dopo avervi aggiunto una quantità di cloruro di zinco in proporzione pari a 1,5 (Tav. 6.7b), il campione residuo è stato omogeneizzato con un agitatore vibromeccanico o vortex per pochi minuti, tempo sufficiente per distribuire uniformemente il liquido pesante (Tav. 6.7c).

A questo punto le falcon sono state inserite in centrifuga (una Hettich Rotofix 32A sostituita poi per un problema tecnico da una Alc 4218) e portate a 1000 giri per 5 minuti (Capraro, 2002: Tav.6.7d).

Il procedimento è stato eseguito su 6 campioni alla volta, essendo questa la massima capacità di entrambe le macchine.

Va ricordato che è buona norma, quando la centrifuga non è a pieno carico, bilanciare le provette contenenti il campione con altre riempite d'acqua distillata per avere un peso equiparabile e favorire una centrifugazione omogenea.

Una volta estratto, il campione dovrebbe risultare separato in tre fasi in base alla densità (Nakagawa *et al.*, 1998; Tav. 6.7e).

Il cloruro di zinco è stato infatti preparato per avere una densità relativa pari circa a 2; quindi la frazione minerale più pesante con densità relativa superiore a 2 tende ad affondare mentre, la soluzione di cloruro di zinco rimane nella fase intermedia e su di essa dovrebbe galleggiare la frazione pollinica che ha una densità circa di 1,5 (Piperno, 1988). In un'altra falcon è stata successivamente versata la porzione sopranatante cioè quella composta dal liquido pesante e dai pollini, facendo

attenzione a non mobilitare il detrito e, ad essa sono stati aggiunti 20 ml di acido cloridrico in modo tale da abbassare la densità relativa del liquido ad un valore inferiore rispetto a quella del polline (Sperotto, 2011: Tav. 6.7f).

La frazione mineralica è stata comunque conservata per scrupolo, nell'eventualità che dei granuli pollinici fossero rimasti al suo interno e sono stati preparati dei vetrini a scopo di verifica.

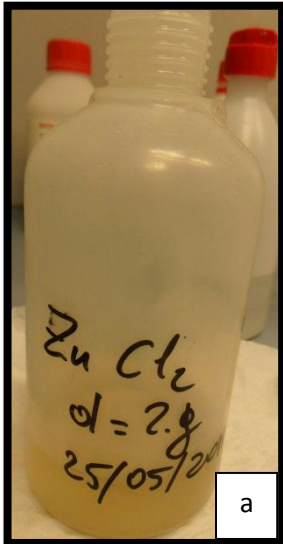
La nuova provetta contenente i pollini ha subito quindi un nuovo passaggio in centrifuga a 3700 giri per 10 minuti (Sperotto, 2011).

Il liquido soprannatante se limpido è stato poi eliminato, in caso negativo ricentrifugato fino ad ottenere quel risultato.

Il procedimento che impiega il cloruro di zinco è stato realizzato per tutti i 44 campioni. Esso è risultato piuttosto efficace anche se non definitivo.

Nonostante una netta e consistente perdita della frazione mineralica osservabile a occhio nudo, ad una successiva analisi al microscopio la matrice risulta, ancora, in quantità tali da diluire in maniera eccessiva i granuli pollinici presenti.

TAVOLA 6.7



Cloruro di zinco



Aggiunta del cloruro di zinco



Omogeneizzazione al vortex



Centrifugazione

Separazione fasi post-centrifugazione



Diluizione con acido cloridrico

6.8 Trattamento combinato di ultrasuoni e setacciatura

Al trattamento con cloruro di zinco è stata aggiunta, in un ottica complementare, una seconda lavorazione con ultrasuoni e setacciatura.

Questa volta per accelerare il processo e renderlo più produttivo le due fasi sono state rese contemporanee attraverso l'utilizzo di un dispositivo realizzato specificamente per tale scopo.

Lo strumento, ideato e progettato da Sperotto (2011), è realizzato in una lega di alluminio con magnesio (0,6%), silicio (0,7%) e manganese (0,4%) resistente alle sollecitazioni meccaniche prodotte dagli ultrasuoni e alla corrosione, considerata la permanenza in acqua durante il suo impiego.

Il macchinario è composto da tre distinte parti : la prima è una piccola vasca cilindrica con la funzione di contenere il campione da trattare agli ultrasuoni; la seconda è una flangia di raccordo su cui è avvitata la terza parte in cui il materiale disgregato viene scaricato e successivamente dilavato.

Tra il primo e il secondo blocco è posto un filtro di tessuto con maglia da 10 μm che ha lo scopo di trattenere il materiale da studiare (Fig.6.3).

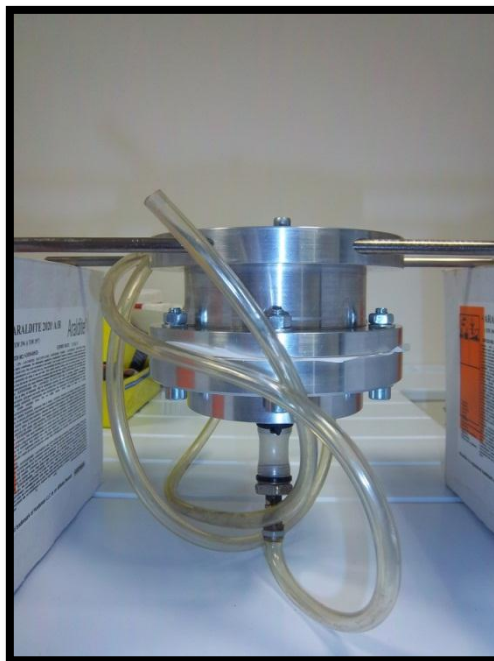


Fig.6.3 Lo strumento impiegato per la setacciatura combinata con gli ultrasuoni

Lo strumento è stato quindi inserito nella lavatrice ad ultrasuoni CP 104 e tramite una piccola pompa a vuoto con getto ad acqua, viene collegato ad un circuito di alimentazione e scarico.

Una volta trasferito il campione al suo interno, si inizia ad immettere acqua e si procede all'accensione degli ultrasuoni, al 50% della loro potenza e per una durata di 5 minuti.

Perché l'operazione vada a buon fine è necessario che nel macchinario sia sempre presente acqua e il campione vi rimanga costantemente immerso finché sono attivi gli ultrasuoni, in quanto una loro applicazione "a secco" potrebbe distruggere la componente pollinica e il filtro stesso, determinando la perdita del materiale (Sperotto, 2011).

La lacerazione del filtro può inoltre riscontrarsi per un'eccessiva pressione negativa esercitata dalla pompa a vuoto; eventualità che si è verificata per il campione C.264. Al termine della procedura quello che si ottiene è un residuo dilavato di buona parte della frazione minerale.

6.9 Osservazioni e discussione sulle procedure di laboratorio

A completare la sessione riguardante il lavoro di laboratorio, si riportano le riflessioni conclusive sull'efficacia delle procedure svolte.

Tali osservazioni hanno l'obiettivo di fornire indicazioni utili per il miglioramento del lavoro svolto.

Comparando, in particolare, i tre trattamenti eseguiti (esametafosfato di sodio, ultrasuoni, cloruro di zinco) per rimuovere la frazione mineralica, più persistente, si può concludere che:

1. La procedura con esametafosfato di sodio pur non essendo aggressiva nei confronti dei granuli pollinici non è risultata fondamentale nella rimozione della matrice che li ingloba.

Nello stesso lavoro realizzato da Sperotto (2011) si mostra una efficacia variabile, probabilmente influenzata dal tipo di litologia o dal grado di consolidamento del sedimento.

Tale trattamento quindi è stato eseguito su un solo campione e poi abbandonato per la scarsa produttività e per i lunghi tempi richiesti.

2. L'uso degli ultrasuoni ha rivelato una maggiore efficacia solo nella seconda fase, quando cioè è stato applicato in associazione alla setacciatura, tramite l'impiego di uno strumento realizzato appositamente per tale scopo. L'applicazione del metodo ad ultrasuoni nella fase antecedente all'utilizzo del cloruro di zinco è risultata quindi superflua ed è consigliabile un'eliminazione per determinare un risparmio sui tempi di lavorazione.
3. Il trattamento con il cloruro di zinco ha dato un contributo significativo anche se non definitivo alla rimozione del residuo minerale. Pur essendo una procedura delicata essa mostra notevoli vantaggi in termini di tempo, costi ed efficacia.

Riassumendo, per il tipo di litologia incontrato e per il grado di coerenza del sedimento, le procedure che l'operatore dovrebbe eseguire, per ottenere dei sub-campioni adatti ad analisi palinologiche, sono le seguenti:

1. Trattamento con acido cloridrico
2. Trattamento con acqua ossigenata
3. Separazione con liquidi pesanti
4. Trattamento con ultrasuoni combinato con setacciatura

CAPITOLO 7 : ANALISI POLLINICHE

I residui ottenuti dal trattamento in laboratorio sono stato analizzati al microscopio ottico a luce trasmessa, nello specifico uno Zeiss Axioskop 40 binoculare con oculare 10X e obiettivi 10X, 40X, 63X e 100X.

Ad ogni campione è stato addizionato un quantitativo di gel di glicerolo in proporzione 1:1, in modo da facilitare la successiva distribuzione del materiale sul vetrino e favorire il distanziamento delle particelle.

Dopo aver mescolato con una sottile bacchetta di vetro il preparato ai fini di ottenere una fase omogenea, alcune gocce sono state prelevate con una pipetta Pasteur di vetro, trasferite su un vetrino portaoggetti e successivamente ricoperte con un vetrino coprioggetto.

In questa operazione è buona norma sincerarsi che lo spessore del materiale compreso fra i due vetrini sia sufficientemente alto da favorire la rotazione dei granuli all'applicazione di una leggera percussione, ma abbastanza sottile da permettere al vetrino coprioggetto di aderire al supporto.

Per ciascun campione è stato effettuato il conteggio sistematico dei pollini presenti, eseguendo delle strisciate orizzontali da un bordo verticale all'altro del vetrino coprioggetto e appuntando sul quaderno di lavoro gli estremi per ciascun granulo.

Assumendo che la distribuzione dei pollini all'interno del sedimento reso omogeneo sia casuale, è intuitivo che maggiore la quantità di materiale analizzato, maggiore il significato statistico del conteggio.

Considerando somme polliniche totali crescenti, è stato osservato che la percentuale di un qualsiasi *taxon* assume valori inizialmente variabili, per poi stabilizzarsi intorno ad un valore costante a partire da un certo livello di unità totali conteggiate (Birks e Birks, 1980).

Il modo migliore per ottenere una stima sufficientemente precisa delle abbondanze relative dei granuli consiste nel realizzare più vetrini dello stesso campione (sub-campionamenti). La necessità di tale operazione non è assoluta, ma risulta collegata alla tipologia e alla qualità del sedimento preso in esame.

Nel corso del conteggio si è verificato che la concentrazione dei granuli pollinici all'interno dei vari campioni è piuttosto variabile, e molto spesso insufficiente per fornire dati significativi a livello statistico.

La decisione di realizzare più sub-campioni non è apparsa risolutiva, in quanto la bassa frequenza di specie polliniche all'interno del materiale non ha comunque consentito di raggiungere somme totali su cui poter fondare interpretazioni di carattere quantitativo.

Si è inoltre osservato in alcuni casi (es.: C.210, C.213, C.225) che il residuo ottenuto dal trattamento in laboratorio è stato così poco da rendere impossibile sia un eventuale sub-campionamento, sia la formulazione di considerazioni qualitative.

Nella fase di conteggio, il riconoscimento del granulo pollinico è avvenuto grazie all'osservazione di caratteristiche determinanti quali: la presenza o assenza di pori e colpi, il loro numero e posizione, la morfologia e le dimensioni del granulo, la tessitura dell'esina. Come testo di riferimento è stato utilizzato l'atlante "Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord" (Reille, 1995).

In questo modo è stato possibile associare al *taxon* corrispondente le specie polliniche individuate, rimanendo spesso a livello di famiglia o genere. Nei casi in cui la determinazione risultasse facilitata dallo stato di conservazione del materiale e/o da evidenti caratteristiche morfologico – strutturali, la determinazione si è potuta spingere a livello di specie.

Ai fini del lavoro sono stati esclusi dalla computazione tutti quei granuli pollinici di difficile determinazione perché coperti da particelle detritiche, degradati o così ripiegati e raggrinziti da impedire di cogliere i principali caratteri morfologici.

7.1 La flora pollinica

Come detto in precedenza, l'estrema carenza di materiale per alcuni campioni e la ridotta presenza pollinica riscontrata, con le dovute variazioni, in tutti i preparati limitano la possibilità di ricavare dati significativi per una solida ricostruzione

vegetazionale e climatica. Esistono comunque elementi utili per delle deduzioni preliminari di tipo qualitativo.

7.1.1 Le Gimnosperme

Fra le conifere il genere più rappresentato è *Pinus*, presente in ogni campione con alte frequenze (media del 36%).

Poiché la determinazione a livello di specie all'interno del genere *Pinus* è problematica se non impossibile nel materiale fossile, a causa della grande variabilità intraspecifica e della difficoltà di risolvere al microscopio ottico i caratteri salienti, si è scelto di distinguere i morfotipi di *Pinus* in due gruppi: *Pinus t.diploxylon* (Tav.7.1a; Tav.7.1b) e *Pinus t.haploxylon*.

Entrambi disaccati, i due tipi di granuli si differenziano nella modalità di inserzione delle sacche al corpo. Nelle specie del gruppo *haploxylon*, il diametro dell'anello di attacco delle sacche è pari al diametro delle sacche stesse, mentre gli esemplari del gruppo *diploxylon* mostrano sacche con diametro maggiore rispetto a quello dell'anello di inserzione.

In generale, comunque, entrambi i morfotipi possiedono un'esina con processi reticolati piuttosto grossolani nelle sacche aerifere laterali, e molto meno evidenti sul corpo.

Al tipo *P.diploxylon* appartengono *Pinus sylvestris* e *Pinus montana* (specie collettiva che comprende i due fenotipi *Pinus uncinata* e *Pinus mugo*).

P.sylvestris resiste a forti escursioni termiche, alla siccità e alle gelate, è attualmente diffuso in tutta Europa e in Italia, prediligendo comunque climi continentali secchi.

Pinus montana è una forma da subalpina ad alpina, spesso pioniera come *P.sylvestris*.

In base alle dimensioni, si è potuto riconoscere un terzo gruppo, riconducibile alla tipologia *P.diploxylon*, ovvero quello dei pini mediterranei, i cui granuli pollinici possiedono una lunghezza totale dell'ordine dei 100-120 µm.

Appartengono a questa categoria *P.pinaster*, *P.pinea*, *P.halepensis*, tutte specie che richiedono luce e prediligono un clima caldo e secco.

L'unica forma attuale europea, invece, ascrivibile al morfotipo *P.haploxyton* è *Pinus peuce*, un'essenza poco esigente che forma popolamenti esclusivi dei Balcani sud-occidentali (Capraro, 2002).

Nella successione studiata, il tipo *P.diploxyton* risulta decisamente molto ben rappresentata, a differenza del gruppo *P.haploxyton* che è testimoniato da pochi esemplari.

In ogni caso, l'estrema abbondanza di questo particolare genere non deriva da una reale predominanza sul territorio, ma è frutto della combinazione di tre fattori:

- a. l'eccezionale produttività pollinica;
- b. lo straordinario sviluppo evolutivo dei granuli pollinici tramite l'acquisizione di maggiori capacità aero- ed idrodinamiche, che ha consentito loro di coprire maggiori distanze nel trasporto, rendendoli quindi più competitivi;
- c. l'alta resistenza della sporopollenina alla degradazione.

A causa dell'effettiva sovrarappresentazione all'interno del sedimento, nella successiva realizzazione del diagramma analitico *Pinus* è stato rimosso per evitare appiattimenti relativi dell'ampiezza del segnale di altri *taxa*.

Il genere *Abies* compare nella successione con una distribuzione discontinua. I granuli pollinici di *Abies* (Tav. 7.1c; Tav. 7.1d) appartengono alla categoria morfologica dei disaccati. Hanno dimensioni intorno ai 120 µm, e si riconoscono per il tipico colore sui toni del marrone, la cresta distale ondulata che corona il corpo e per la scultura vermiculata di quest'ultimo. Le sacche hanno una reticolatura grossolana, e s'inseriscono nel corpo con un anello di diametro inferiore al loro.

Le forme riconosciute si possono riferire, per morfologia e affinità floristica con l'attuale vegetazione della Sila, alla specie *Abies alba*. L'abete bianco non sopporta temperature troppo rigide né condizioni di siccità, prediligendo, quindi, climi a limitata escursione termica e caratterizzati da alte percentuali di umidità.

Picea risulta rappresentato in maniera non uniforme. Il polline di *Picea* (Tav. 7.1e; Tav. 7.1f), disaccato, di colore marroncino, è caratterizzato da un'esina finemente punctinata nel corpo, che sfuma nelle sacche con reticolatura maggiormente evidente al margine. Dal punto di vista climatico la specie *Picea abies*, cui appartiene la totalità dei granuli pollinici osservati, è tipica di ambienti umidi, caratterizzati da basse temperature; è interessante ricordare che questo genere, diffusissimo sulle Alpi e nell'Europa centrosettentrionale, è ora del tutto assente dall'Italia peninsulare e dalle isole.

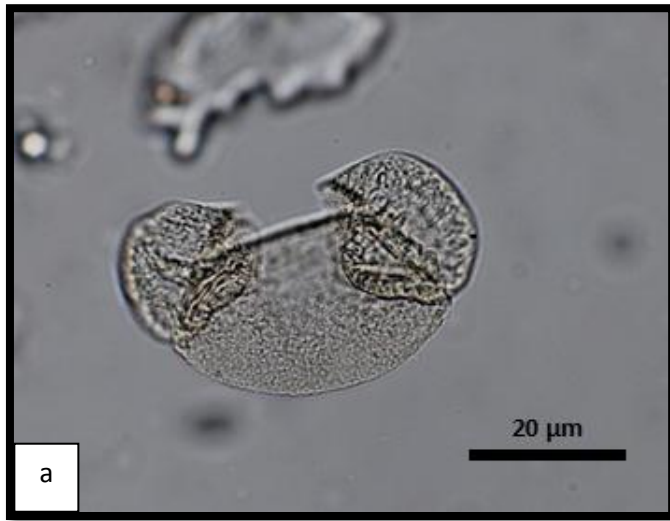
Sono state riconosciute in maniera sporadica forme appartenenti al genere *Cedrus*, anche queste con morfologia disaccata. I pollini di *Cedrus* (Tav. 7.1g; Tav. 7.1h) si riconoscono per il colore brunastro, dimensioni intorno ai 60-95 µm, un'evidente cresta distale e sacche con reticolatura ben marcata che risulta disposta in maniera radiale, mentre il corpo risulta puntinato. A questo genere, appartengono tre specie indigene del Mediterraneo (*C. atlantica*, *C. libani*, *C. brevifolia*) che possono formare associazioni pure o trovarsi in consorzio con altre varietà vegetali. Ciascuna specie presenta esigenze diverse in termini di temperatura e umidità: *Cedrus atlantica* si adatta a condizioni di aridità, è una forma eliofila, rifugge inverni troppo rigidi e umidi e può trovarsi in consorzio con specie orofile o termofile (es. *Q. ilex*). *Cedrus libani* e *Cedrus brevifolia* sopportano ancor meno di *C. atlantica* le basse temperature.

Il genere *Tsuga* è rappresentato da pollini (Tav. 7.1i) facilmente riconoscibili, ma poco frequenti nella successione. Pur appartenendo al morfotipo saccato, la forma del granulo è circolare e ricorda una scodella per la presenza di una depressione nella parte centrale. La porzione esterna è circondata da una corona sfrangiata, con scultura reticolata, mentre il corpo centrale appare rugoso. Le dimensioni variano da 50 a 90 µm. Questa conifera, attualmente scomparsa in Europa, vive in foreste temperato-umide dei rilievi di Cina, Giappone e Nordamerica trovandosi associato con, fra le altre specie, *Carya* e *Fagus*.

Presente con frequenza irregolare, il genere *Ephedra* comprende varie specie che per semplicità di analisi sono state catalogate in due sottogruppi: *Ephedra t.*

distachya e *Ephedra t. fragilis*. I pollini di ephedraceae hanno forma allungata, ellissoidale e presentano delle caratteristiche coste disposte in senso longitudinale. Nelle depressioni fra le coste sono presenti scanalature, il cui andamento è una chiave di lettura importante per l'attribuzione del polline ad uno dei due gruppi. In *Ephedra t. distachya* (Tav. 7.1l) le scanalature si ramificano acquisendo un tipico andamento a zig-zag, che le rende simili alle linee di un elettrocardiogramma, mentre in *Ephedra t. fragilis* (Tav. 7.1m) esse non possiedono ramificazioni ma appaiono lineari. I membri di questa famiglia di gimnosperme hanno carattere arbustivo, e si ritrovano a colonizzare le dune sabbiose costiere e l'entroterra delle aree mediterranee, prediligendo un clima di tipo subdesertico.

TAVOLA 7.1



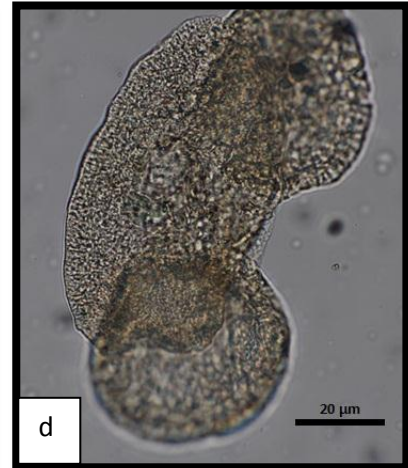
Pinus t. diploxylon



Pinus t. diploxylon



Abies sp.



Abies sp.



Picea cf. abies



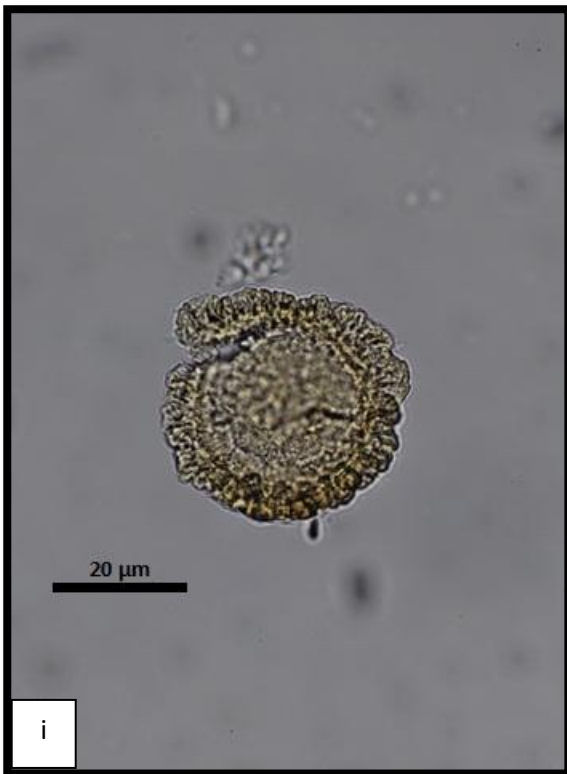
Picea cf. abies



Cedrus sp.



Cedrus sp.



Tsuga sp.



Ephedra t. distachya



Ephedra t. fragilis

7.1.2 Le angiosperme

Nel gruppo delle angiosperme, il genere maggiormente rappresentato risulta essere *Quercus*, che compare con una distribuzione nel complesso continua lungo la successione pur se con abbondanza variabile. In realtà, a questo taxon appartiene una grande varietà di specie, fatto che implica una certa difficoltà nel riconoscimento, richiedendo lunghi tempi di analisi. Per questo motivo, come già in precedenza, si è optato per una classificazione che, per finalità pratiche, considerasse due grandi categorie: *Quercus t. caducifolia* e *Quercus t. ilex-coccifera*. Gli esemplari di *Quercus t. caducifolia* sono i più numerosi, vantando una documentazione piuttosto uniforme nell'intervallo stratigrafico considerato, nonostante la frequenza nei singoli preparati mostri una certa eterogeneità. I pollini appartenenti a questo morfotipo (Tav. 7.2a, visione polare; Tav. 7.2b visione equatoriale) sono tricolpati, caratteristica che diventa particolarmente evidente in visione polare. Il granulo, lungo da 24 a 35 μm , ha forma ellissoidale, se osservato in posizione equatoriale, e presenta un'esina con tessitura verrucata piuttosto grossolana. Le specie del secondo gruppo, *Q. t. ilex-coccifera*, sono state incontrate in modo più sporadico. Si tratta sempre di granuli tricolpati (Tav. 7.2c), simili ai precedenti ma di dimensioni minori (lunghezza 21-26 μm), che in visione polare appaiono formati da tre lobi, poiché il prolungamento dei colpi in zona polare forma i cosiddetti "campi d'incrocio". Dal punto di vista corologico, i membri dell'associazione *Quercus t. caducifolia* (*Q. petraea*, Rovere, *Q. robur*, Farnia, *Q. pubescens*, Roverella) prediligono climi temperati e asciutti, ma riescono a tollerare temperature piuttosto basse durante la stagione invernale. *Quercus ilex* (Leccio) è un genere tipico delle coste mediterranee, dove cresce per la presenza di un clima caldo e secco.

In ordine di importanza quantitativa seguono i pollini di Juglandaceae, tra cui spiccano i generi *Carya* e *Pterocarya*. La distribuzione nella sequenza stratigrafica è discontinua: si osservano due principali momenti di particolare sviluppo, uno a circa 69 m di profondità, l'altro approssimativamente a -64 m, in corrispondenza della

laminite “Daniele”. I granuli pollinici appartenenti a *Carya* (Tav. 7.2d; Tav. 7.2e) sono zonoporati (da 3 a 5 pori) e hanno come caratteristica diagnostica la presenza di uno o due pori disassati rispetto agli altri. La forma è circolare o sub-circolare, e l’esina appare liscia o finemente granulata. Le dimensioni sono circa 30-40 μm .

In *Pterocarya* (Tav. 7.2f) i pollini, zonoporati, possono avere dai 4 ai 7 pori. La forma è in genere poligonale e la scultura dell’esina è liscia. In entrambe queste forme, e nelle Juglandaceae in generale, l’esina, in corrispondenza delle aperture, sembra protrudersi verso l’esterno per rientrare bruscamente verso l’interno nell’immediato intorno dell’apertura, dove lo spessore della parete si rastrema a mo’ di uncino. Il genere *Carya* è ormai scomparso dal continente europeo, sopravvivendo solo in Cina e Nordamerica, dove forma estesi consorzi tipici di ambienti umidi a clima temperato subtropicale, con estati calde e stagione invernale molto mite. Anche *Pterocarya* risulta una forma indicativa di clima temperato-caldo, con temperature invernali miti e precipitazioni distribuite in tutto il corso dell’anno.

Fra le tipologie di angiosperme individuate si ritrovano anche *Alnus*, *Corylus*, *Betula*, *Carpinus*, *Phillyrea*; la loro frequenza è però bassa e poco indicativa per la ricostruzione paleoclimatica.

In ogni caso, focalizzandosi sull’aspetto descrittivo, il polline di *Alnus* (Ontano: Tav. 7.2g) ha una configurazione poligonale, possiede un’esina liscia che si protrude verso l’esterno in corrispondenza dei pori (da 4 a 6). Potenzialmente confondibile con il polline di *Pterocarya*, si distingue da esso per la presenza di “archi” di raccordo (ispessimenti dell’esina) fra un poro e l’altro. Dal punto di vista ecologico, *Alnus* è una tipica forma ripariale.

Corylus (il comune Nocciolo) è rappresentato da pollini sub-triangolari, con tre pori in corrispondenza dei vertici del granulo. Il carattere diagnostico consiste nel ripiegamento dell’esina verso l’interno, in corrispondenza delle aperture, che simula un ispessimento della parete. Si tratta di una pianta pioniera, che sopporta temperature molto basse ma non condizioni di scarsa umidità.

Betula (Betulla: Tav. 7.2h) possiede un polline di forma circolare in visione polare ed ovale in sezione longitudinale. In concomitanza dei pori (che sono in genere tre) *sexina* e *nexina* si separano, creando un piccolo spazio vuoto chiamato *vestibulum*; la *sexina* inoltre si ispessisce e protrude verso l'esterno. E' una pianta pioniera francamente eliofila, poco esigente in termini di temperature ma poco tollerante, come *Corylus* e *Alnus*, ai ridotti tassi di umidità.

Carpinus (Carpino bianco: Tav. 7.2i) è caratterizzato da pollini zonoporati (3-5 pori), che appaiono in visione polare circolari. In corrispondenza alle aperture, l'esina si estroflette assottigliandosi rispetto alla zona interpolare per assenza della *nexina*. E' un genere termofilo, che sopporta bene la siccità estiva e temperature rigide invernali.

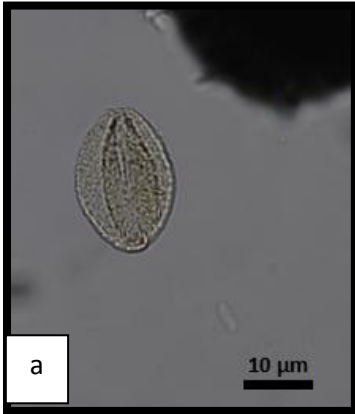
Il polline di *Phillyrea* (Fillirea: Tav. 7.2l) è tricolpato, con un'esina fittamente reticolata e dimensioni attorno ai 21-25µm. Questo genere, che appartiene alla famiglia delle Oleaceae, è tipico del paesaggio mediterraneo, dove sfrutta il tipico regime clima caldo e asciutto.

Per quanto riguarda le piante non arboree, l'elemento più interessante è *Artemisia* (Tav. 7.2m, visione polare; Tav. 7.2n, visione equatoriale). I pollini di questo genere sono trizonocolporati, ovali sul lato equatoriale e francamente trilobati in visione polare. La caratteristica fondamentale della parete è la presenza di un'esina con reticolatura radiale, che si assottiglia in prossimità delle aperture fino ad annullarsi; è un genere ecologicamente molto significativo, trattandosi di piante esclusive di ambienti da aridi a subdesertici.

Si sono ritrovati numerosi pollini di Chenopodiaceae, tipicamente polipantoporati (Tav. 7.2o), di Asteraceae, sia tricolpati (A. t. *cichorioideae*, Tav. 7.2p) sia fenestrati portanti processi di conici molto evidenti (A. t. *asterioideae*, Tav. 7.2q), di Dipsacaceae, tricolpati, con colpi ottusi e profilo triangolare in visione polare (Tav. 7.2r), di Ericaceae, in tetradi (Tav. 7.2s), e di Ranunculaceae, tricolpati con esina grossolanamente verrucata (Tav. 7.2t).

Tali forme sono essenzialmente cosmopolite, ad eccezione delle Chenopodiaceae che per la loro natura di alofite sono in grado di colonizzare terreni salsi.

TAVOLA 7.2



Quercus t. caducifolia



Quercus t. caducifolia



Quercus t. ilex-coccifera



Carya sp.



Carya sp.



Pterocarya sp.



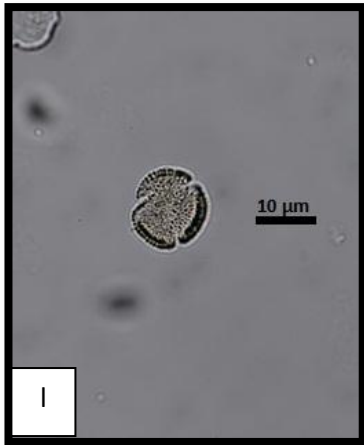
Alnus sp.



Betula sp.



Carpinus sp.



Phillyrea sp.



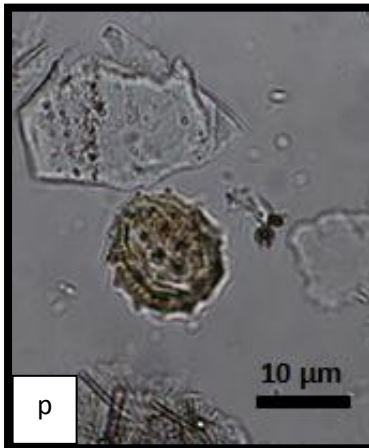
Artemisia sp.



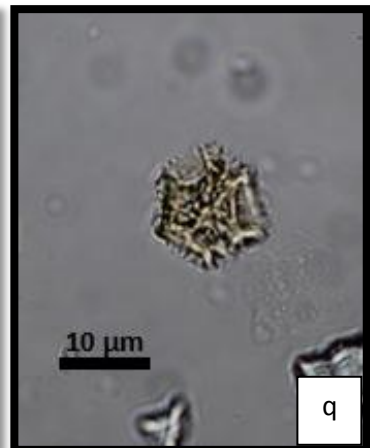
Artemisia sp.



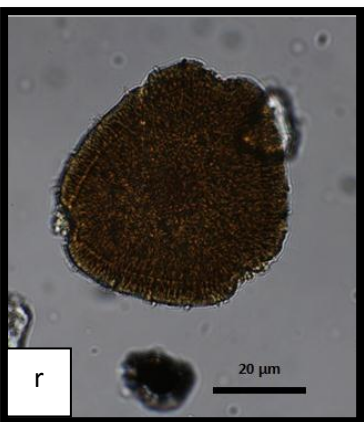
Chenopodiaceae



Asteraceae t. cichorioideae



Asteraceae t. asteroideae



Dipsacaceae



Ericaceae



Ranunculaceae

7.1.3 Trattamento dei dati

Dopo aver effettuato il conteggio pollinico per ciascun campione, i risultati ottenuti sono stati inseriti in una tabella Excel per ottenere la rappresentatività percentuale di ciascun *taxon* entro l'associazione totale, sia con che senza il contributo del genere *Pinus* (v. paragrafo precedente).

I *taxa* sono stati quindi raggruppati in associazioni a massimo significato ecologico, riducendone quanto più possibile il numero per evitare la dispersione del segnale.

Da tale organizzazione emergono le seguenti classi: piante montane (*Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Fagus*), OMF ("Oak Mixed Forest": *Quercus t.caducifolia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus* e Juglandaceae), sempreverdi mediterranee (*Quercus t.ilex*, Oleaceae..), altre piante arboree (AP), piante non arboree (NAP), erbacee ad affinità steppica (*Artemisia* ed *Ephedra*), erbacee alofile (Chenopodiaceae e Dipsacaceae).

Sono state quindi plottate le curve relative all'andamento delle abbondanze percentuali di ciascuna classe rispetto alla successione stratigrafica e ai dati già noti (Fig.7.1). Nel diagramma di sintesi sono quindi riportate, nell'ordine:

- le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno;
- una curva cumulativa per il gruppo della foresta a caducifoglie, comprendente la classe delle mediterranee (in nero), la classe delle Juglandaceae (in marroncino chiaro) e la classe delle OMF (in marrone scuro);
- la curva cumulativa per le piante montane (in verde);
- la curva cumulativa per il gruppo delle NAP (in giallo), in cui sono distinte la classe delle piante steppiche (in rosso) e delle alofite (in arancio).

Da questa fase sono stati esclusi i campioni poco significativi ai fini di un'interpretazione statistica C.183 (-47 m), C.186 (-47,75 m), C.189 (-48,5 m), C.192 (-49,25 m), C.207 (-53 m), C.210 (-53,75 m), C.213 (-54,5 m), C.216 (-55,25 m), C.219 (-56 m), C.222 (-56,75 m), C.225 (-57,5 m), C.228 (-58,25 m), C.246 (-62,75 m) C.258 (-65,75 m), C.264 (-67,25 m), C.300 (-76,25 m), C.303 (-77 m), C.309 (-78,5 m).

Questa scelta è motivata dallo scarso numero di granuli presenti nel preparato. In particolare, la preparazione dei campioni C.210, C.300, C.303 ha restituito una quantità bassissima di residuo, mentre i campioni C.213, C.216, C.219, C.222, C.228, raccolti entro l'intervallo sabbioso, risultano estremamente poveri in pollini. Questo fatto dipende verosimilmente dalla velocità di deposizione delle sabbie, interpretabili come flussi torbidity o eventi di tempesta, che ha impedito la decantazione dei granuli.

Per i preparati C.183, C.186, C.189, C.192, C.207, C.225, C.246, C.258, C.309, la scarsità di granuli pollinici sembra invece scollegata dalla sedimentazione, dato che i campioni sono costituiti da peliti massive. La spiegazione va quindi ricercata nella possibile diluizione primaria del materiale pollinico, imputabile tanto a diminuzione del flusso pollinico entro il bacino per motivi di trasporto che di riduzione della produttività entro il consorzio vegetale, che ai diversi passaggi effettuati in laboratorio. L'assenza di dati per C.264 è dovuta, invece, alla perdita accidentale del campione durante le operazioni di setacciatura.

In un'ottica di miglioramento della procedura, potrebbe essere in generale opportuno ridiscutere la quantità iniziale di sedimento da utilizzare, partendo da una quantità campione maggiore rispetto ai 5 grammi sin qui utilizzati.

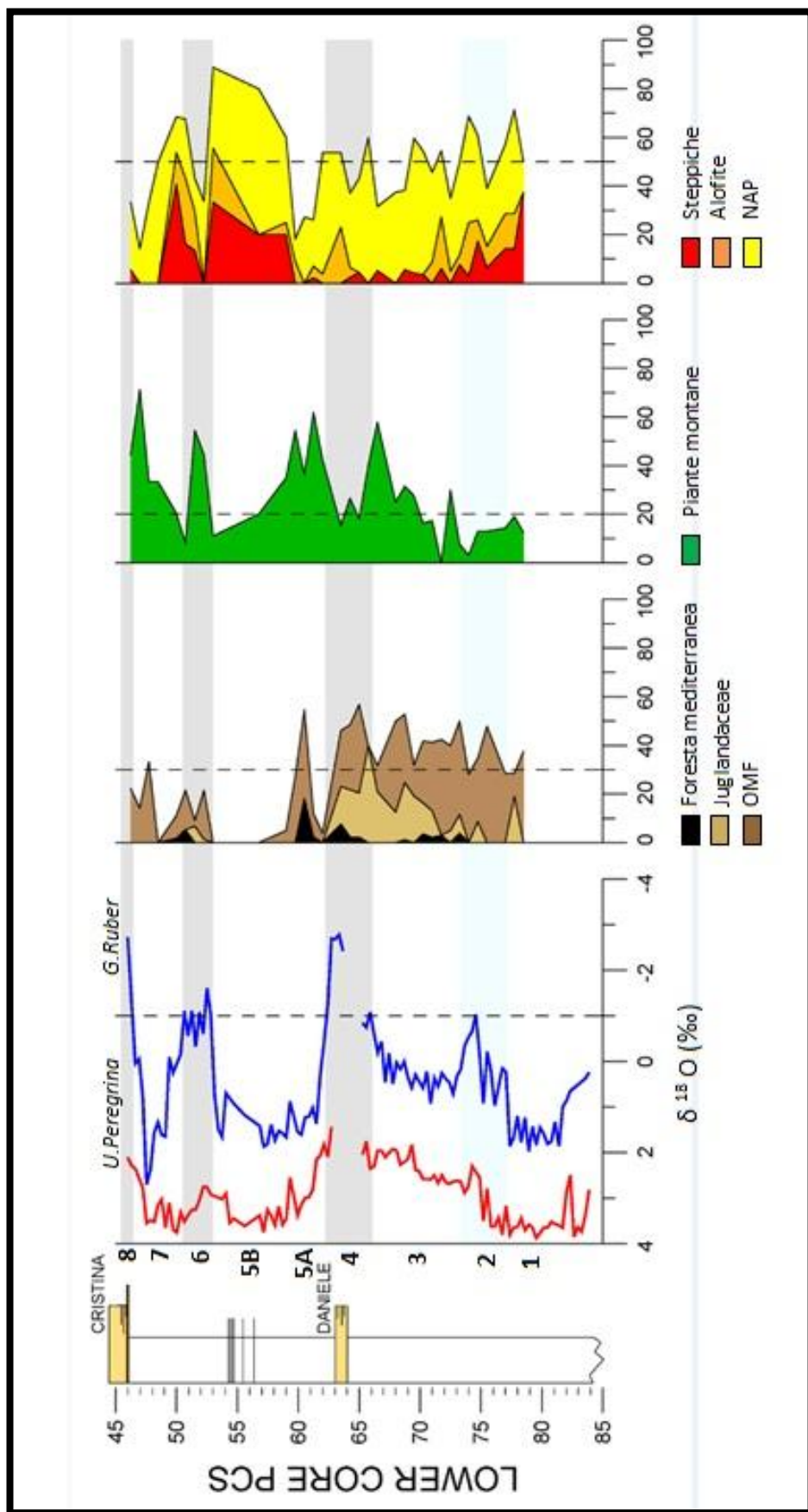


Fig. 7.1 - Diagramma sintetico delle curve polliniche

CAPITOLO 8: L'INTERPRETAZIONE PALEOCLIMATICA

Tenendo conto della limitata quantità (e, in alcuni casi) qualità di dati disponibili, si è tentato di interpretare il segnale pollinico in senso paleoclimatico e paleoambientale.

Il diagramma sintetico, mostra, innanzitutto, una coesistenza delle varie classi vegetazionali lungo la successione, fatto che implica un'organizzazione in fasce di vegetazione (*sensu* Pignatti, 1979).

Entro la successione è possibile individuare 8 intervalli significativi, evidenziati dall'andamento delle curve degli isotopi dell'ossigeno (Fig.7.1).

Nel primo intervallo, coincidente con la porzione inferiore della carota (da - 83 m a - 77 m circa) si osserva uno *shift* positivo delle curve isotopiche, registrato sia dai foraminiferi planctonici che dai bentonici, con valori che si stabilizzano per i primi a circa 2 ‰ e per i secondi intorno a 3,5 ‰. Verso la sommità di tale intervallo, si può invece notare uno spostamento verso valori negativi. L'inizio della documentazione pollinica coincide proprio con quest'ultima fase, e mostra una maggiore abbondanza di esemplari della foresta mista a caducifoglie, con valori leggermente superiori alla media. Si osserva inoltre un picco (pur se modesto) nella curva delle Juglandaceae e una crescita apprezzabile delle piante montane, seppure queste non raggiungono percentuali elevate.

Il secondo intervallo (da -77 m a -75 m) corrisponde alla fase di netta tendenza verso valori negativi del $\delta^{18}\text{O}$, con un minimo circa a quota -75 m stimabile in - 1‰ per i planctonici e 2,3‰ per i bentonici.

In questa fase si ha una crescita netta della classe delle OMF, con un chiaro picco di Juglandaceae in corrispondenza del minimo isotopico. La vegetazione montana mostra una contrazione, mentre le piante non arboree - steppiche e alofite in particolare - subiscono un generale trend di decrescita.

Nel corso del terzo intervallo (da -75 m a -67 m), le curve isotopiche evidenziano un'iniziale risalita verso valori positivi; successivamente, la curva isotopica dei

foraminiferi bentonici mostra un andamento che si discosta da quella dei planctonici.

In particolare, il $\delta^{18}\text{O}$ del benthos risulta crescere in maniera lineare verso valori negativi, mentre nel caso del plancton la curva prima si attesta su valori positivi (ca. 0,5‰), poi subisce a sua volta uno spostamento verso valori negativi.

Questa discordanza potrebbe essere legata ad un *decoupling* fra le diverse masse d'acqua, con un temporaneo appesantimento delle acque superficiali in risposta ad un aumentato tasso di evaporazione entro il bacino. Il successivo shift negativo nel $\delta^{18}\text{O}$ dei planctonici potrebbe, al contrario, testimoniare un rapido aumento del *runoff* costiero a causa di una maggiore piovosità, come suggerito dallo sviluppo della foresta ad abeti e, in misura minore, da un modesto aumento delle percentuali del carieto (foresta a Juglandaceae). Entro tutto questo intervallo la foresta mista a caducifoglie in generale mantiene una buona rappresentatività, con abbondanze significative; le NAP mostrano invece una relativa riduzione dei valori percentuali.

Nella porzione basale del quarto intervallo (da -67 m a -63 m) si osserva una lacuna nei dati isotopici; al di sopra è riconoscibile uno spostamento marcato del $\delta^{18}\text{O}$ verso i valori più negativi riscontrati lungo tutta la successione. In particolare, la curva dei planctonici raggiunge un picco a -2,8‰ circa, proprio in corrispondenza della laminite "Daniele" (ca. -64 m).

In questo contesto si mantengono maggiormente rappresentate le piante appartenenti alla classe delle OMF. Le Juglandaceae mostrano i valori relativamente più alti, con due oscillazioni importanti: una molto rilevante, poco al di sotto del minimo isotopico, ed una in coincidenza con quest'ultimo. La vegetazione montana subisce in questo momento una fase di contrazione, mentre le NAP mantengono una certa presenza. Questo intervallo è seguito da un rapido shift del $\delta^{18}\text{O}$ verso valori positivi, che contraddistinguono la porzione iniziale dell'intervallo 5. Questo può essere a sua volta scomposto in due parti, 5A (inferiore) e 5B (superiore). Entro il segmento 5A (da -63 m a -59 m), scompaiono le Juglandaceae e decrescono le NAP, mentre si assiste ad una significativa ripresa della foresta montana. La foresta a caducifoglie, dopo una brusca caduta (probabilmente falsata dal piccolo numero

di pollini conteggiati) mantiene abbondanze simili a quelle dell'intervallo precedente.

In corrispondenza dell'intervallo 5B (da - 59 m a -53 m), i valori del $\delta^{18}\text{O}$ si stabilizzano intorno ad una media di 3,3‰ per i bentonici e 2,3‰ per i planctonici. A tale contesto è associato, a livello continentale, un calo significativo delle abbondanze della classe delle OMF e delle piante montane, a vantaggio delle NAP. Per quest'ultime, infatti, la curva rivela un deciso recupero, con percentuali significative di steppiche e alofite.

Verso la fase terminale dell'intervallo 5 si ha una nuova discesa delle curve isotopiche verso valori negativi, per poi raggiungere una nuova fase di stasi nell'intervallo 6 (da -53 m a -51 m).

Si evidenzia in questo passaggio la contrazione delle NAP e l'espansione delle foreste (sia montana che mesica), anche se il ruolo del consorzio a latifoglie è probabilmente sottostimato a causa dei conteggi molto poveri.

In corrispondenza di un ulteriore shift positivo dei valori isotopici (intervallo 7: da - 51 m a -46 m), si osserva ancora una volta la globale decrescita delle associazioni forestali, mentre le NAP si riconfermano dominanti. Nella fase sommitale dell'intervallo 7 è registrato uno spostamento verso valori isotopici negativi, che raggiungono il culmine in corrispondenza del livello laminitico "Cristina". Malgrado la scarsa documentazione di quest'ultimo intervallo, è possibile osservare una correlazione fra lo shift negativo del $\delta^{18}\text{O}$ e una nuova ripresa degli elementi forestali, che suggerisce quindi una contrazione delle comunità erbacee in corrispondenza della laminite.

Nonostante sia opportuno, come già anticipato, evitare di fare *overselling* di questi dati preliminari, è possibile notare che l'andamento delle curve polliniche mostra oscillazioni ripetitive, che potenzialmente deriva dalla naturale variabilità dei principali parametri climatici: temperatura e precipitazioni. Secondo il modello teorico proposto da Iversen (1958), entro un singolo ciclo climatico glaciale-interglaciale si possono distinguere 4 fasi vegetazionali:

- Fase 1: caratterizzata da basse precipitazioni e un aumento delle temperature (fase “cataglaciale”);
- Fase 2 : dominata da alte percentuali di umidità e alti valori di temperatura (*optimum* climatico interglaciale);
- Fase 3: contraddistinta da una riduzione delle temperature mentre l’umidità si mantiene elevata (fase “anaglaciale”);
- Fase 4: definita da condizioni di siccità e basse temperature (massimo glaciale).

Negli anni, la validità di questo modello è stata messa in forte discussione, e il confronto con i dati del $\delta^{18}\text{O}$ ha evidenziato forti discrasie fra i trend di temperature, livello del mare e piovosità sul continente (e.g. Massari *et al.*, 2007). E’ tuttavia possibile, in modo analogo, evidenziare una correlazione fra l’evoluzione del (paleo) clima regionale e le associazioni vegetazionali dominanti. In particolare, la foresta a Juglandaceae dominata da *Carya* è da Iversen (1958) collocata nella fase 2, in corrispondenza dell’*optimum* di umidità e temperatura. Si tratta infatti di un consorzio particolarmente esigente, che richiede un clima caldo e umido, con ridotta stagionalità. Lo sviluppo di *Carya* nella fase immediatamente successiva all’espansione delle OMF è documentato in altre sezioni tardo-neogeniche italiane, quali, ad esempio, Leffe (Ravazzi e Rossignol-Strick, 1995; Ravazzi e Moscariello, 1998), Stirone (Bertini, 2001; Lona e Bertoldi, 1972; Becker-Platen *et al.*, 1977), Pietrafitta (Ricciardi, 1961; Lona e Bertoldi, 1972).

La fase forestale a Juglandaceae precede il picco di massima espansione della foresta a conifere montane con *Picea*, che Iversen (1958) colloca nella fase 3. *Picea* (così come *Abies*, anche se quest’ultimo risulta meno esigente) testimonia al contrario un clima continentale, persistentemente molto umido, caratterizzato da temperature basse e con forte contrasto stagionale.

La dominanza di *Picea* sembra caratterizzare le fasi glaciali del Pliocene superiore (Bertini, 2001) e del Pleistocene inferiore (Lona e Bertoldi, 1972; Becker-Platen *et al.*, 1977), che non dimostrano condizioni aride e risultano quindi molto più miti dei

glaciali pleistocenici; altri esempi si ritrovano nella sezione di Leffe (Ravazzi e Rossignol-Strick, 1995) e di Lamone (Fusco, 2006).

Secondo il modello di Iversen (1958) la vegetazione erbacea (che, come detto, mantiene un ruolo di secondo piano sino al Pliocene inferiore) prende il sopravvento solo nella fase 4, interrompendo il dominio forestale. Fra le NAP, il genere *Artemisia* ha rivelato in più di una situazione una buona corrispondenza con fasi glaciali (Combourieu-Nebout e Vergnaud-Grazzini, 1991; Ravazzi e Rossignol - Strick, 1995; Fusco, 2006).

Nella parte basale del pozzo PCS qui studiata, è stata interpretata la curva isotopica dell'ossigeno ottenuta dai foraminiferi bentonici (Reghellin, 2010). Essa testimonia un singolo interglaciale (intervalli 2-4 in Fig.7.1), anticipato e seguito da due massimi glaciali (intervalli 1 e 5A-7, rispettivamente). Entro questi glaciali si osservano episodi interstadiali, di cui uno molto marcato (intervallo 6 in Fig.7.1), evidenziati dai valori del planctonico. Questa articolazione trova buona conferma nell'andamento dei dati pollinici. Si può infatti individuare una fase 1 (*sensu* Iversen, 1958) in corrispondenza degli intervalli 2 e 3, una fase tipo 2 (*sensu* Iversen, 1958) associata all'intervallo 4, una fase 3 (*sensu* Iversen, 1958) coincidente con il segmento 5A; una fase 4 (*sensu* Iversen, 1958) comprendente l'intervallo 5B. È interessante osservare come entro gli intervalli 2 e 3 sussistano oscillazioni piuttosto marcate fra foresta a latifoglie e NAP, comprensive di una buona percentuale di elementi della vegetazione steppica, che si alternano in modo ritmico. Questo fenomeno, osservato anche in altri contesti (e.g., Fusco, 2006), testimonia una certa instabilità durante l'interglaciale, con le NAP – che tollerano condizioni di temperatura e umidità piuttosto ampie – in grado di occupare prontamente gli spazi lasciati temporaneamente liberi da fasi di parziale ritiro e/o diradamento della foresta mesica.

I tre intervalli sommitali (6-8) mostrano una chiara articolazione della successione vegetazionale, che è verosimilmente il risultato di una variabilità climatica a frequenza maggiore. Le forti oscillazioni nella curva del planctonico e la contemporanea stabilità dei valori del bentonico compongono un quadro isotopico indicativo di una marcata variabilità regionale in termini di precipitazioni (=maggiore piovosità --> aumento del runoff --> alleggerimento delle acque superficiali --> valori molto negativi nel $\delta^{18}\text{O}$ della specie planctonica), pur in condizioni di relativa stabilità in termini di temperature globali (non v'è concordanza fra il $\delta^{18}\text{O}$ del bentonico, che risponde alla forzante glacioeustatica, e le oscillazioni della curva del planctonico).

Per questo motivo, la risposta vegetazionale non è completa come nel ciclo precedente; si osserva infatti un ridotto sviluppo del carieto a fronte di una forte espansione delle specie meno esigenti in termini di stabilità climatica e di maturità del suolo (es. conifere montane).

Per una maggior semplicità visiva, le curve che rappresentano la variazione delle abbondanze percentuali per le OMF e le montane sono state sottoposte ad un trattamento di *smoothing*. Il risultato (Figg.: 8.1 e 8.2) ha evidenziato la presenza entro queste curve polliniche di una ciclicità a bassa frequenza, ben confrontabile con quella della curva degli isotopi stabili dell'ossigeno della specie bentonica che, verosimilmente, è riferibile alla forzante orbitale della piccola eccentricità (periodo di ca. 100 Kyr; Reghellin, 2010)

Al contrario, come già discusso in precedenza, la curva isotopica del planctonico è dominata da una pervasiva ciclicità di ordine superiore. La correlabilità fra i picchi negativi ed eventi di deposizione di laminiti, imputabili a momenti di massimo di insolazione, suggeriscono per il $\delta^{18}\text{O}$ planctonico un controllo precessionale (periodo di ca. 20 Kr); l'ipotesi è supportata dalla presenza di 5 cicli ad alta frequenza (20 kyr?) entro un ciclo a bassa frequenza (100 kyr?).

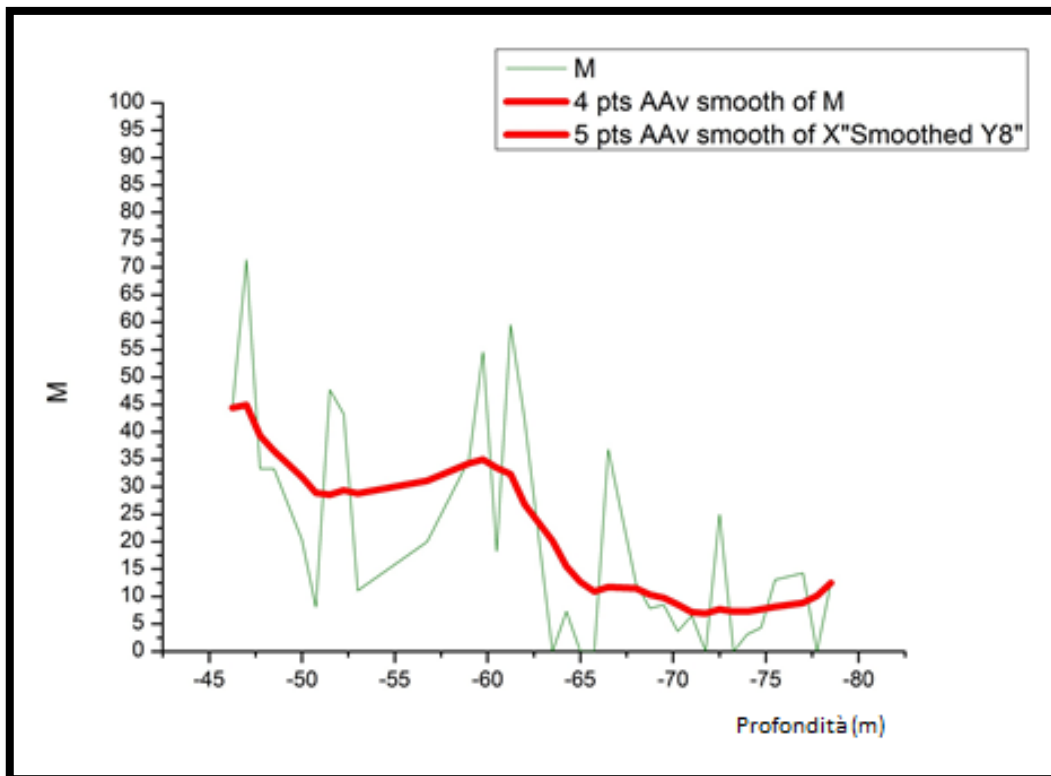


Fig.8.1: Curva "smoothed" per le piante montane

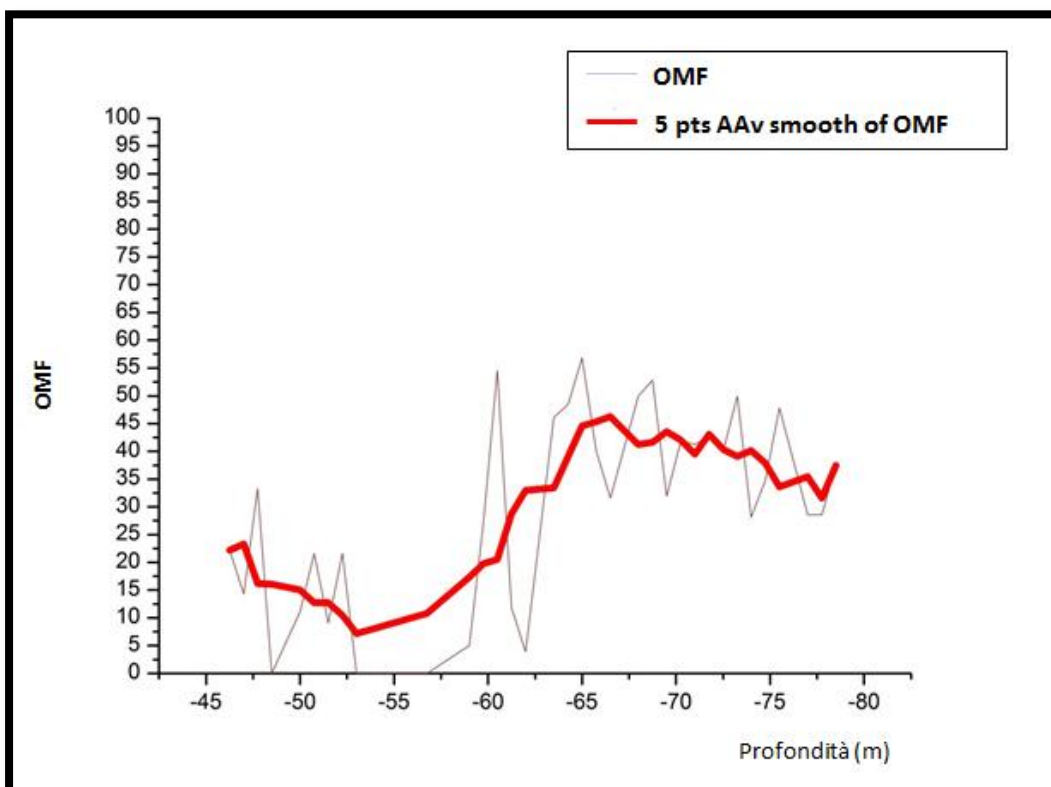


Fig.8.2: Curva "smoothed" per la classe OMF

SOMMARIO DELLE CONCLUSIONI

Le conclusioni del lavoro svolto sono di seguito riassunte:

1. Le analisi polliniche effettuate confermano l'interpretazione di Reghellin (2010) dei dati isotopici della porzione basale della carota PCS. In particolare, le curve polliniche corrispondono in buona approssimazione all'andamento della curva degli isotopi dell'ossigeno ricavata per il benthos, mentre esiste una certa discrasia con la curva del $\delta^{18}\text{O}$ planctonico.

2. La curva degli isotopi stabili dell'ossigeno per i bentonici mostra un ciclo di bassa frequenza imputabile alla piccola eccentricità, mentre quella dei planctonici contiene cicli di ordine superiore (precessione degli equinozi). Dal confronto coi dati pollinici, sembra che la vegetazione risenta principalmente dell'influsso del ciclo di ordine inferiore, mentre l'evidenza dei cicli di ordine superiore è meno logica.

3. La deposizione dei livelli laminitici (sapropel-equivalenti) risulta coincidente con condizioni di massima piovosità, come testimoniato dall'espansione del carieto e della foresta montana a conifere nell'intorno della laminite Daniele. Le Juglandaceae, in particolare il genere *Carya*, sono piante molto esigenti in termini di temperatura e umidità che confermano la periodica comparsa, nel Pliocene e Pleistocene dell'Italia meridionale, di condizioni climatiche estreme, con interglaciali molto più caldi e piovosi dell'attuale.

4. Il record pollinico raccolto testimonia le ottime potenzialità della successione di Crosia-Calopezzati per ricostruzioni paleoclimatiche, una volta ottimizzato il protocollo di preparazione; la carota PCS si propone come ottima successione di riferimento per l'intervallo corrispondente alla Zona a "small" *Gephyrocapsa*, globalmente poco documentata sinora dal punto di vista paleoclimatico e, in particolare, per quanto riguarda il dominio continentale.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE E., PASINI G. (1985). *The Pliocene – Pleistocene boundary*. Episodes, 8, pp. 116 - 120.
- BATES C.D., COXON P., GIBBARD P.L. (1978). *A new method for the preparation of clay-rich sediment samples for palynological investigation*. New Phytologist, 81, pp. 459-463.
- BECKER-PLATEN J.D., BENDA L., ČEPEK P., DANIELS C.H.V., MENGELING H., MEYER K.J., STEFFENS P., STREIF H., VINKEN R. (1977). *Beiträge zur Plio-Pleistozän-Grenzziehung in Mittelitalien*. G. Geol. 41 (2), pp. 107–114.
- BERTINI A. (2001). *Pliocene climatic cycles and altitudinal forest development from 2.7 Ma in the northern Apennines (Italy): evidences from the pollen record of the Stirone section (~5.1 to ~2.2 Ma)*. Geobios 34 (3), pp. 253–265.
- BIRKS H.J.B., BIRKS H.H. (1980). *Quaternary Palaeoecology*. Edward Arnold Ltd., 30, 289 pp.
- BROOKS J., SHAW B. (1978). *Sporopollenin: a review of its chemistry, palaeochemistry and geochemistry*. Grana, 17, pp. 91-97.
- CAPITANIO F.A., GOES S. (2006). *Mesozoic spreading kinematics: consequences for Cenozoic Central and Western Mediterranean subduction*. Geophys. J. Int., 165, pp. 804-816.
- CAPRARO L. (2002). *Ricostruzione della storia della vegetazione durante la transizione climatica del Pleistocene medio (MPT) nel Mediterraneo*

centrale (bacino di Crotona, Calabria, Italia meridionale). Tesi di Dottorato. Ciclo XV. Università degli Studi di Padova.

CAROBENE L. (2003). *Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia – Calopezzati (costa ionica della Calabria – Italia)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, 90 pp.

COMBOURIEU-NEBOUT N., VERGNAUD-GRAZZINI C. (1991). *Late Pliocene Northern Hemisphere: the continental and marine responses in the Central Mediterranean*. Quat. Sci. Rev., 10, pp. 319–334.

DOGLIONI C., GUEGUEN E., HARABAGLIA P., MONGELLI F. (1999). *On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean*. Geological society, 156, pp. 541-561.

DOMINGUEZ E., MERCADO J., QUESADA M., HEREDIA A., (1999). *Pollen sporopollenin: degradation and structural elucidation*. Sex. Plant Reprod., 12, pp. 179-193.

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, pp. 109-124.

FUSCO F. (2007). *Vegetation response to early Pleistocene climatic cycles in the Lamone valley (Northern Apennines, Italy)*. Review of Palaeobotany and Palynology, 145, pp. 1–23.

GAT J.R. (1966). *Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 24, pp. 225-262.

- GOZZER L. (2011). *Evoluzione deposizionale del bacino pleistocenico di Calopezzati - Crosia (Cosenza, Calabria)*. Tesi di laurea specialistica. Università degli Studi di Padova.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C., FERNANDEZ M. (1998). *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 298, pp. 259-269.
- HALLER A., von (1768). *Historia stirpium indigenarum Helvetiae inchoata*. Societas Typographica, Berna, 3 Voll.
- HAYS J.D., IMBRIE J., SHACKLETON N.J. (1976). *Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages*. *Science* 194, pp. 1121-1132.
- HUMBOLDT A., von (1817). *De distributione geographica plantarum secundum coeli temperiem et altitudinem montium*. Parigi.
- IVERSEN J. (1958). *The bearing of glacial and inter glacial epochs on the formation and extinction of plant taxa*. *Upps. Univ. Arsskr.* 6, pp. 210–215.
- KENNET J.P. (1982). *Marine geology*. Prentice-Hall, 813 pp.
- LENTFER C.J., BOYD W.E. (1999). *An assessment of techniques for the deflocculation and removal of clays from sediments used in phytolith analysis*. *Journal of Archaeological Science*, 26, pp. 31-44.
- LENTFER C.J., COTTER M.M., BOYD W.E. (2003). *Particle settling times for gravity sedimentation and centrifugation: a practical guide for palynologists*. *Journal of Archaeological Science*, 30, pp. 149-168.

- LONA F., BERTOLDI R. (1972). *La storia del plio-pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine*. Atti accad. Naz.Lincei, mem. Lincei (ser.8), 11 (1), pp. 1–45.
- NAKAGAWA T., BRUGIAPAGLIA E., DIGERFELDT G., REILLE M., DE BEAULIEU J.L, YASUDA Y. (1998). *Dense-media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment/deposit samples: comparison with the conventional method*. Boreas, 27, pp. 15 – 24.
- MASSARI F., CAPRARO L., RIO D. (2007). *Climatic modulation of timing of systems-tract development with respect to Sea-level changes (middle pleistocene of Crotone, Calabria, southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research, 77, pp. 461-468.
- MILANKOVITCH M. (1941). *Kanon der Erdbestahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy, Special Publication, 133, 633 pp.
- PÄLIKE H. (2003). *Sedimentara system och stratigrafi Practical: Milankovitch theory and its applications*. Dispensa didattica, 28 pp.
- PIGNATTI S.,(1979). *I piani di vegetazione in Italia*. Giorn.Bot.Ital., 113, pp. 411-428.
- PIPERNO D.R. (1988). *Phytolith analysis. An archaeological and geological perspective*. Academic Press., London, 280 pp.
- RAFFI I., BACKMAN J., FORNACIARI E., PALIKE H., RIO D., LUORENS L.J., HILGEN F.J. (2006). *A review of calcareous nannofossils astrobiochronology encompassing the past 25 Million years*. Quaternary Science Reviews, 25, pp. 3113 – 3137.

- 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, pp. 413-466.
- RAVAZZI C., ROSSIGNOL-STRICK M. (1995). *Vegetation change in a climatic cycle of Early Pleistocene age in the Leffe Basin (Northern Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 117, pp. 105–122.
- RAVAZZI C., MOSCARIELLO A. (1998). *Sedimentation, palaeoenvironmental evolution and time duration of earliest Pleistocene climatic cycles in the 24–56 m FM core interval (Leffe basin, Northern Italy)*. In: Kolfschoten, Th., van Gibbard, P. (Eds.), *Proceedings of the INQUA-SEQS Symposium “The dawn of the Quaternary”*. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60, pp. 467–490.
- 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. Università degli Studi di Padova.
- REILLE M. (1995) *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie URA CNRS1152, Marseille, France, 274 pp.
- RICCIARDI E. (1961). *Analisi pollinologica dei sedimenti lacustri lignitiferi di Pietrafitta (Perugia, Italia)*. *Pollen Spores* 3 (2), pp. 325–328.
- RIDING J.B., KYFFIN–HUGHES J.E. (2006). *Further testing of a non-acid palynological preparation procedure*. *Palynology*, 30, pp. 69-87.

- RIDING J.B., KYFFIN–HUGHES J.E. (2010). *The use of pre-treatments in palynological processing*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 158, pp. 281-290.
- RIO D., RAFFI I., VILLA G. (1990). *Pliocene-pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J., et al. (1990). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 513-533.
- RODA C. (1967). *I sedimenti neogenici autoctoni della zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 6, pp. 137-149.
- SCHEEPERS P.J.J. (1994). *Tectonics rotations in the Tyrrhenian Arc system during the Quaternary and Late Tertiary*. *Geol. Ultraiect.*, 112, 350 pp.
- SEGALLA M. (2007). *Caratterizzazione stratigrafica, cronologica e paleoambientale della successione pleistocenica di Crosia-Calopezzati (Calabria ionica)*. Tesi di laurea specialistica. Università degli Studi di Padova.
- SHACKLETON N.J. (1967). *Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed*. *Nature*, 215, pp. 15-17.
- 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 10^5 year and 10^6 year scale*. *Quaternary Research*, 3, pp. 39-55.

- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1976). *Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene*. Geol. Soc. Am. Mem., 145, pp. 449-464.
- SHACKLETON N. J. (1987). *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. Quaternary Science Reviews, 6, pp. 183-190.
- SHACKLETON N. J., BALDAUF J. G., FLORES J. A., IWAI M., MOORE T. C., RAFFI I., VINCENT E. (1995). *Biostratigraphic summary for Leg 138*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 138, pp. 517-536.
- SMITH D.E., KOLENKIEWICZ R., NEREM R.S., DUNN P.J., TORRENCE M.H., ROBBINS J.W., KLOSKO S.M., WILLIAMSON R.G., PAVLIS E.C. (1994). *Contemporary global horizontal crustal motion*. Geophys. J. Int., 119, pp. 511-520.
- SPEROTTO W. (2011). *Sviluppo e confronto di metodologie per l'estrazione di sporomorfi da sedimenti marini di età pleistocenica*. Tesi di Laurea Specialistica. Università degli Studi di Padova.
- TIEDEMANN R., SARNTHEIN M., SHACKLETON N.J. (1994). *Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic 6180 and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659*. Paleoceanography, 9, pp. 619-638.
- UREY H.C. (1948). *Oxygen isotopes in nature and in the laboratory*. Science, 108, pp. 489-496.
- VAN DIJK J.P., OKKES F.W.M. (1991). *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, 196, pp. 23-60.

- 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*. Geol. Ultraiect., 92, 288 pp.
- VAN DIJK J.P. (1993). *Three-dimensional quantitative restoration of Central Mediterranean Neogene basins*. In: SPENCER A.M. (Ed.), *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons III*. Spec. Publ., European Assoc. Petrol. Geol., 3, pp. 267-280.
- VAN DIJK J.P., SCHEEPERS P.J.J (1995). *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. Earth Science Reviews, 39, pp. 207-246.
- VAUGHN M., BRYANT JR., HOLLOWAY R.G. (1983). *The role of palynology in archaeology*. Advances in Archaeology Method and Theory, 6, pp. 191-224.
- WOLFRAM A. (1954). *Versuche zur trennung der sporomorphen von organischen und anorganischen beimengungen unter berücksichtigung der wirkung des ultraschalls auf kohlenmazerate*. Geologische Jahregang, 3 (5), pp. 655-659.

RINGRAZIAMENTI

Questa pagina conclude il mio lavoro di tesi e in un certo senso un capitolo, direi splendido, della mia vita: quella universitaria.

Tuttavia non si tratta di una chiusura ermetica e senza possibilità di ritorno. Mi piace pensare che come è possibile riprendere in mano e rifogliare libri che hanno insegnato tanto, e rileggere con un sorriso stampato sulle labbra i passaggi che più si sono rilevati significativi così posso far visita e recuperare in ogni momento della mia vita i ricordi fantastici che questa esperienza mi ha lasciato.

E per questo, per tutto quello che fin qui è successo, per quello che ho attraversato direi che mi scappa di fare un po' di ringraziamenti!

Ringrazio in particolar modo il Dottor Luca "Nedo" Capraro per l'opportunità di questo lavoro di tesi, la disponibilità e l'aiuto fornito durante lo svolgimento e rendo merito ai pazienti tecnici di laboratorio Lorenzo e Carlotta.

Un importante grazie va ai miei genitori, per avermi permesso di fare questa magnifica esperienza (e tante altre nella mia vita!) con il loro supporto economico ("che ci mancherebbe altro, lo sai che per quello non ci devi pensare") ma soprattutto e più importante, per il sostegno e l'appoggio nelle decisioni più importanti, per esserci stati e per l'ascolto che mi hanno sempre dato, per il confronto anche se a volte burrascoso ma che (mi secca ammetterlo) è sempre materiale su cui maturare e per l'amore che mostrano l'uno per l'altra che mi dimostra che non esiste la perfezione ma che la felicità si può costruire, insieme; un grazie alla mia sorellona Silvia, per essere stata la mia prima e fidata amica e confidente, un'importante punto di riferimento per me, con la sua volontà di proteggermi fin da quando ero una "tatarina" e la sua forza che davvero, ammiro; un grazie alle mie due basi familiari, massese e dossobuonese, perché so che in entrambi i casi troverei affetto e aiuto, insomma una casa; un grazie a chi non c'è più anche se resta per sempre nei miei ricordi, un grazie dunque a nonna Irma, per la generosità infinita, i gatti, le estati passate a mangiare il gelato sulla panchina sotto l'uva, a nonno Bepi, per la grinta, lo spirito della battuta, certi modi di dire che ormai sono entrati in famiglia ("tosemo il can?") e le domande al ritiro del giornale

“e poi dove te pol nar a laorar?”, a nonno Checco, “c’è beautiful”!, la settimana enigmistica, il modo di apparecchiare la tavola, e a nonna Odilia, per il sorriso che mi piace ricordare, i “gl’ho ffama!”, i natali passati insieme e quel cagnolino, e per tutti i loro racconti, storie di un’altra età che mi han sempre incuriosito e che mi piace poter portare con me.

Un grazie va poi a Fabrizio, per il rapporto importante che si è creato in tutti questi anni, partito da un’amicizia sulla quale continuo comunque a puntare molto, come base per la costruzione di una relazione; grazie per l’esperienze passate insieme, le escursioni e i viaggi fatti in coppia, per le lunghe chiacchierate, le discussioni che non amo ma che mi han fatto crescere e per la volontà di esserci, anche nei momenti difficili.

Un grazie alle mie due famiglie padovane: alle mie sorelle acquisite, le mie coinquiline: Lau, Eli, Marty e la new entry Chiara, grazie per le chiacchierate - ehm sedute terapeutiche - divano – sedia fatte in questi anni (o sedia-sedia quando stavamo al Portello!), per avermi fatto sentire a casa, per tutte le risate che ci siamo fatte e tutte le situazioni assurde che abbiamo vissuto!; e ai miei compagni di studio e di vita universitaria (e non), un grazie a chi conosco da più tempo, alle mie “amiche di banco” Alice e Chiara, ai momenti spetegules in mensa, ai “mamma ire, non ce la posso fare”, alla loro capacità non comune di farmi ridere e a tutto ciò che ho condiviso sia con loro che con le persone che ho conosciuto meglio in questi ultimi anni e con cui ho potuto instaurare una nuova amicizia, che voglio credere possa durare nel tempo: Marcella, Cogno, Bosca, Giò, Valeria per l’indimenticabile Feltre e le escursioni, Alice, Giorgio, Laura per i “pranzo 12.30?:)”, e poi Angela, Paolo, Nicola, Manu per le serate in compagnia, Vale e Francesca compagne di sventure tesistiche!

Infine ringrazio tutti coloro che ho potuto intercettare nel corso di questa esperienza universitaria, con cui ho vissuto momenti importanti, divertenti, significativi: i marocchini Nau, Sofia, Falce, Gigi e il Gran Consorzio dell’eni con i suoi rappresentanti romani, perugini, ferraresi e triestini; e un grazie a chi, questa

esperienza mi ha fatto, in maniera piuttosto sorprendente incontrare: Sara e tutte le esilaranti e assurde coincidenze in cui ci siamo trovate!

Ed ora, prima di venire incriminata per aver incentivato la deforestazione (ma per sette anni ce n'è da dire!) direi che posso concludere questo lavoro con la parola - fine -.