

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E
AMBIENTALI

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Stratigrafia paleobiologica a macroinverte-
brati marini nel Pleistocene inferiore-medio
di Montalbano Jonico (Basilicata)

Candidato:

Riccardo Ortolan

Relatore:

Prof. Daniele Scarponi

Correlatore:

Prof. Rafael La Perna

Sessione dicembre 2021

Anno accademico 2020-2021

INDICE

RIASSUNTO	5
1 INTRODUZIONE	6
2 L'IMPORTANZA DI MONTALBANO JONICO COME SEZIONE DI RIFERIMENTO PER IL PLEISTOCENE MEDIO IN AMBITO MEDITERRANEO	8
3 LA TRANSIZIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO (TPM)	11
Il Periodo Quaternario	11
Fattori astronomici di innesco della ciclicità climatica quaternaria	12
Eccentricità terrestre	12
Obliquità dell'asse terrestre	13
Precessione degli equinozi	13
Possibili cause della Transizione del Pleistocene Medio	14
Sviluppo di volumi glaciali critici nell'emisfero settentrionale	16
Trend di raffreddamento globale	16
Ciclo globale della CO ₂ e di altri gas serra	16
Dorsale oceanica Groenlandese-Scozzese	17
Circolazione oceanica intermedia e gas idrati	17
Variazione areale della regolite nordamericano e nordeuropeo	18
4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	19
La Fossa Bradanica	19
Dinamiche Neogeniche della Fossa Bradanica	21
Miocene	21
Plio-Pleistocene	22
<i>Riempimento post-torbiditico</i>	25
5 L'AREA DI MONTALBANO JONICO	27
La successione sedimentaria di Montalbano Jonico	27
La sezione composita di Montalbano Jonico	28
Datazioni della Sezione Composita	29
Ricostruzioni paleobatimetriche	30
La Sezione Ideale	32
Litologia	32
Indicatori paleoecologici e paleoclimatici precedentemente studiati	33
Isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio	37
Punti chiave della Sezione Ideale	38
6 MATERIALI E METODI	41
Studio di terreno	41
Preparazione dei campioni in laboratorio	43
Analisi al microscopio	44

Matrice dei dati a macroinvertebrati	45
Tecniche di Clustering	45
<i>Two Way Cluster Analysis</i>	46
Tecniche di ordinamento	47
<i>Detrended Correspondence Analysis (DCA)</i>	48
<i>Non-metric Multidimensional Scaling (NMDS)</i>	49
Analisi di Rarefazione	50
7 SCHEDE TASSONOMICHE	52
Phylum Mollusca	53
Classe Gastropoda	53
Classe Bivalvia	57
Classe Scaphopoda	63
Phylum Annelida	64
Classe Polychaeta	64
8 RISULTATI	65
Detrended Correspondence Analysis (DCA)	66
Non-metric Multidimensional Scaling (NMDS)	67
Analisi di rarefazione	68
Two Way Cluster Analysis	69
9 DISCUSSIONE	73
Analisi di ordinamento come chiave per l'interpretazione dei principali fattori di controllo delle associazioni macrobentoniche.	73
Relazioni fra diversità tassonomica e stratigrafia isotopica	76
Biofacies e stratigrafia isotopica	77
Evoluzione paleoambientale lungo la successione di Montalbano Jonico	78
10 CONCLUSIONI	81
11 BIBLIOGRAFIA	82
Sitografia	86
12 RINGRAZIAMENTI	87
13 APPENDICE	89

RIASSUNTO

La tesi analizza le dinamiche a macroinvertebrati bentonici marini lungo la “Sezione Ideale” di Montalbano Jonico (Matera, Basilicata) che era stata candidata a *Global Stratigraphic Section and Point* per il Pleistocene medio.

Obiettivo è quello determinare se le associazioni a molluschi avessero risposto alle dinamiche glaciale interglaciale, individuate dagli isotopi stabili dell’ossigeno, anche in contesti relativamente profondi (piattaforma esterna e scarpata superiore).

Unendo tutti i dati raccolti è stato possibile affermare che le associazioni a macroinvertebrati bentonici, rinvenute lungo la sezione stratigrafica, abbiano risposto alle variazioni climatiche e le associazioni fossili hanno permesso di quantificare le oscillazioni del livello marino alla scala glaciale interglaciale. Le stime ottenute sono in accordo con quelle precedentemente fornite basate sullo studio delle associazioni a foraminiferi. Inoltre, ad un livello di maggiore dettaglio, analizzando i depositi messi in posto durante il MIS 19, sono state ricostruite delle oscillazioni a scala sub-milankoviana. Questo ha permesso di constatare ad esempio che negli stadiali del MIS 19a, nonostante ci si trovi in un periodo interglaciale, siano documentate delle associazioni a macroinvertebrati bentonici con strutture tassonomiche simili a quelle rinvenute nel MIS 20 (glaciale).

Le evidenze raccolte ci permettono di affermare che alla scala della ciclicità climatica di 10^4 - 10^5 anni il turnover faunistico sia associabile alle variazioni batimetriche e ai fattori ad essa correlati mentre, ad una scala a più alta frequenza (10^3 - 10^4 anni), il turnover sia invece maggiormente influenzato dalla stabilità dei principali parametri ambientali che contraddistinguono gli ambienti deposizionali campionati. Nel dettaglio periodi glaciali e stadiali del MIS 19a, sono caratterizzati da associazioni dominate da *Ditrupa* che indicata instabilità legata ad apporti sedimentari e/o torbidità dell’acqua. Mentre, periodi di interstadiali e interglaciali presentano depositi caratterizzati da associazioni dominate da *Tritia* e *Alvania* che testimoniano contesti di piattaforma esterna e ridotti apporti terrigeni.

In conclusione, l’analisi delle associazioni a macroinvertebrati marini ha permesso di identificare i principali “driver” ambientali del turnover faunistico a diverse scale temporali e ricostruire le dinamiche paleoambientali lungo la Sezione Ideale.

1 INTRODUZIONE

L'analisi paleoecologica ha sempre avuto un ruolo fondamentale nell'interpretazione delle successioni sedimentarie (fra gli altri Patzkowsky & Holland, 2012). In particolare, il riconoscimento di associazioni ricorrenti ad invertebrati fossili del Quaternario e la loro interpretazione attraverso il principio dell'Uniformismo ha costituito e costituisce uno dei principali contributi della paleoecologia all'interpretazione del record geologico (Benton & Harper, 2017).

Recentemente è emerso un nuovo approccio denominato Paleobiologia Stratigrafica (Brett, 1998; Holland, 2000; Scarponi & Kowalewski 2004), formalizzato in Patzkowsky & Holland nel 2012. Questa sub-disciplina in ambito paleontologico analizza, da un lato, le dinamiche biologiche considerando esplicitamente l'architettura stratigrafico-sequenziale delle successioni analizzate (e i possibili effetti distorsivi sulla registrazione del segnale biologico) mentre, dall'altro, utilizza i proxy paleobiologici proprio per aumentarne la risoluzione stratigrafico-sequenziale o supportare l'architettura stratigrafica precedentemente definita attraverso altri strumenti di analisi. Relativamente a quest'ultimo punto, in letteratura sono riportati numerosi casi studio di come le associazioni a invertebrati bentonici fossili consentano di ricostruire l'andamento di alcuni importanti fattori ambientali come batimetria, salinità e tassi di accumulo sedimentario (Holland, 1995; Holland, 2000; Awad & Oboh-Ikuenob, 2019). Tali trend poi consentono una ricostruzione accurata delle dinamiche paleoambientali e dei "stratal stacking pattern" che caratterizzano i vari "systems tracts" (Patzkowsky & Holland, 2012).

L'analisi stratigrafico paleoecologica in ambito quaternario presenta potenzialità maggiori rispetto a quella condotta in periodi più antichi in quanto, i pattern paleobiologici ricavati dalle analisi, se calibrati per mezzo di dati attualistici, possono consentire di quantificare le variazioni di parametri ambientali registrate nel record geologico e aumentare di conseguenza l'accuratezza delle interpretazioni stratigrafiche (Scarponi & Kowalewski 2004; Scarponi & Angeletti, 2008; Scarponi et al., 2014; Kontakiotis, 2016;).

Inserendosi in questa tematica di ricerca, la presente tesi analizza le dinamiche a macroinvertebrati bentonici in un contesto di margine continentale, soggetto a variazioni del livello marino prevalentemente di natura glacio-eustatica alla scala milankoviana.

In dettaglio, si valuterà se:

1. l'andamento della diversità delle associazioni a macroinvertebrati bentonici lungo la sezione mostra qualche correlazione con la ciclicità climatica evidenziata da studi precedenti (isotopi stabili dell'ossigeno);
2. tali associazioni mostrano una risposta alle variazioni del livello marino documentate per l'intervallo stratigrafico studiato;
3. se l'approccio multivariato sulle associazioni macrobentoniche consente un riconoscimento di un eventuale gradiente paleoambientale.

L'area di studio è la "Sezione Ideale" situata lungo il bordo occidentale della fossa Bradanica nei pressi della località di Montalbano Jonico (Matera, Basilicata). La sezione è un punto di riferimento regionale per dinamiche in ambito mediterraneo durante il Pleistocene inferiore-medio (Cita et al., 2006), ed è considerata un laboratorio ideale per analizzare le

dinamiche delle associazioni bentoniche in funzione dei cambiamenti climatici alla scala milankoviana. Inoltre, si ritiene che l'area oggetto di studio sia idonea al conseguimento degli obiettivi esposti, in quanto, offre due notevoli vantaggi:

- un contenuto fossilifero dominato da specie ancora viventi delle quali si ha una buona conoscenza ecologica;
- una ricca documentazione, derivata da studi precedenti, delle dinamiche paleoclimatiche dell'area oggetto di studio e un ottimo quadro cronostratigrafico.

Per conseguire gli obiettivi della tesi è stato necessario raccogliere numerose informazioni sull'area studio, sulla geologia, sulle tecniche statistiche applicabili e sull'ecologia di determinati taxa.

La centralità e l'importanza della sezione studiata per il Pleistocene medio in ambito mediterraneo è stata riportata nel capitolo 2.

Il contesto climatico alla scala milankoviana, durante il quale è avvenuta la deposizione e la strutturazione della successione sedimentaria studiata, è descritto nel capitolo 3.

Le dinamiche tettoniche che hanno originato la Fossa Bradanica e le principali fasi evolutive che hanno interessato questa depressione tettonica durante il passato geologico sono riportate nel capitolo 4.

La strutturazione dei calanchi di Montalbano Jonico, la sezione investigata e i principali "proxies" ricostruiti dagli studi precedenti sono esposti invece nel capitolo 5.

Le tecniche di campionamento, il trattamento dei campioni e la descrizione delle principali tecniche di analisi multivariata ("Detrended Correspondence Analysis" e "NonMetric Multidimensional Scaling" per l'identificazione e la ricostruzione dei trend paleoecologici e "Two-way cluster analysis" per individuare e definire le differenti biofacies) sono riportate nel capitolo 6.

Le schede tassonomiche di alcune specie caratteristiche rinvenute nei campioni sono riportate nel capitolo 7.

I risultati ottenuti tramite le analisi paleoecologiche (capitolo 8), integrati alle conoscenze pregresse, hanno condotto alla ricostruzione di dettaglio, in chiave stratigrafico-paleoambientale, della successione fossilifera lungo la Sezione Ideale e in definitiva consentito di raggiungere gli obiettivi prefissati (capitolo 9) .

Il capitolo 10 riporta le principali conclusioni del presente lavoro di tesi magistrale.

2 L'IMPORTANZA DI MONTALBANO JONICO COME SEZIONE DI RIFERIMENTO PER IL PLEISTOCENE MEDIO IN AMBITO MEDITERRANEO

Montalbano Jonico, grazie agli studi condotti negli ultimi decenni, è divenuta una località di notevole importanza nel panorama geo-palontologico internazionale (fra gli altri Ciaranfi et al., 2009; Aiello et al., 2015; Petrosino et al., 2015; Nomade et al., 2019; Peral et al., 2020). Questi studi hanno subito un'importante spinta a partire dal 1994 (Nomade et al., 2019) quando si sono poste le basi per la candidatura della Sezione Ideale (parte della più ampia Sezione Composita di Montalbano Jonico) come possibile "Global Stratigraphic Section and Point" (GSSP) per il Pleistocene medio. L'orizzonte prescelto dal gruppo di ricercatori come possibile GSSP si posiziona in prossimità della base del livello cineritico V4 datato a $773 \pm 1,3$ mila anni fa (Petrosino et al., 2015). Questo livello infatti è associato all'inversione paleomagnetica Brunhes-Matuyama (B-M), evento considerato dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia come fondamentale nella definizione del limite del Pleistocene Medio (Cita et al., 2006). Nel 2020 la Commissione Internazionale di Stratigrafia, fra le tre sezioni proposte come stratotipo del Pleistocene Medio, cioè: Montalbano Jonico (Matera), San Mauro Marchesato (Crotone) e Chiba (Giappone), ha scelto quest'ultima come riferimento mondiale (Suganuma et al., 2020) e di conseguenza il piano del Quaternario è stato denominato Chibaniano. La ratifica della Commissione Internazionale di Stratigrafia del GSSP a Chiba va ad arricchire il numero degli stratotipi già istituiti (gran parte dei quali in Italia) per il Pleistocene. Nello specifico il Gelasiano definito a Monte San Nicola (Sicilia) e il Calabrianesimo definito a Vrica (Calabria). Per quanto riguarda il Pleistocene Superiore la ricerca è ancora in corso e al momento le possibili aree di interesse sono Taranto e Amsterdam, in questo secondo caso però il limite sarebbe da definirsi all'interno di una carota e non in affioramento.

Visto che la candidatura di una sezione a potenziale GSSP richiede che questa soddisfi numerosi criteri (Tabella 1), la Sezione Ideale di Montalbano Jonico costituisce un'opportunità interessante per analizzare le dinamiche macrobentoniche in ambienti profondi in funzione della ciclicità climatica.

Caratteristiche principali che una sezione stratigrafica deve possedere per essere candidata come GSSP
Record stratigrafico continuo, quindi senza iati temporali
Accessibilità e buona esposizione
marker litologico fisico ed osservabile in prossimità del limite
elementi di correlazione ad ampia scala quali bioeventi di comparsa o scomparsa di alcuni taxa, evidenze di inversioni del campo magnetico terrestre e/o marker geochimici
solido quadro cronologico, meglio possibilmente se ottenuto mediante l'utilizzo di più tecniche di datazione

Tabella 1: Caratteristiche principali che una sezione stratigrafica deve possedere per essere candidata come GSSP.

Il quadro cronologico della Sezione Composita di circa 450 m di spessore (Marino et al., 2015) è stato ottenuto mediante l'analisi e il successivo confronto con le curve globali degli isotopi stabili dell'ossigeno campionando gli esoscheletri di tre specie di foraminiferi quali: *Cassidulina carinata*, *Globigerina bulloides* e *Melonis barleeanum* (Nomade et al., 2019). Questi dati sono stati poi integrati con studi biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei, e ancorati alla scala geocronologica tramite datazioni radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ eseguiti su 9 livelli cineritici (V1-V9) e datazioni calibrate sui livelli sapropelitici visibili lungo la successione sedimentaria. L'intera serie di datazioni così ottenuta ha permesso inserire l'intera successione sedimentaria di Montalbano Jonico nell'intervallo compreso dal MIS 37 fino al MIS 16 (Fig. 1; Peral et al., 2020).

La candidatura a GSSP riguarda però un intervallo in prossimità della cinerite V4 posta in prossimità della "Sezione Ideale" (Nomade et al., 2017), una successione di 74 metri e depositatasi tra il MIS 20 e il MIS 18. Di particolare rilievo è stata infatti la datazione del livello cineritico V4 tramite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ che ha permesso di ottenere un'età di deposizione di 773,9

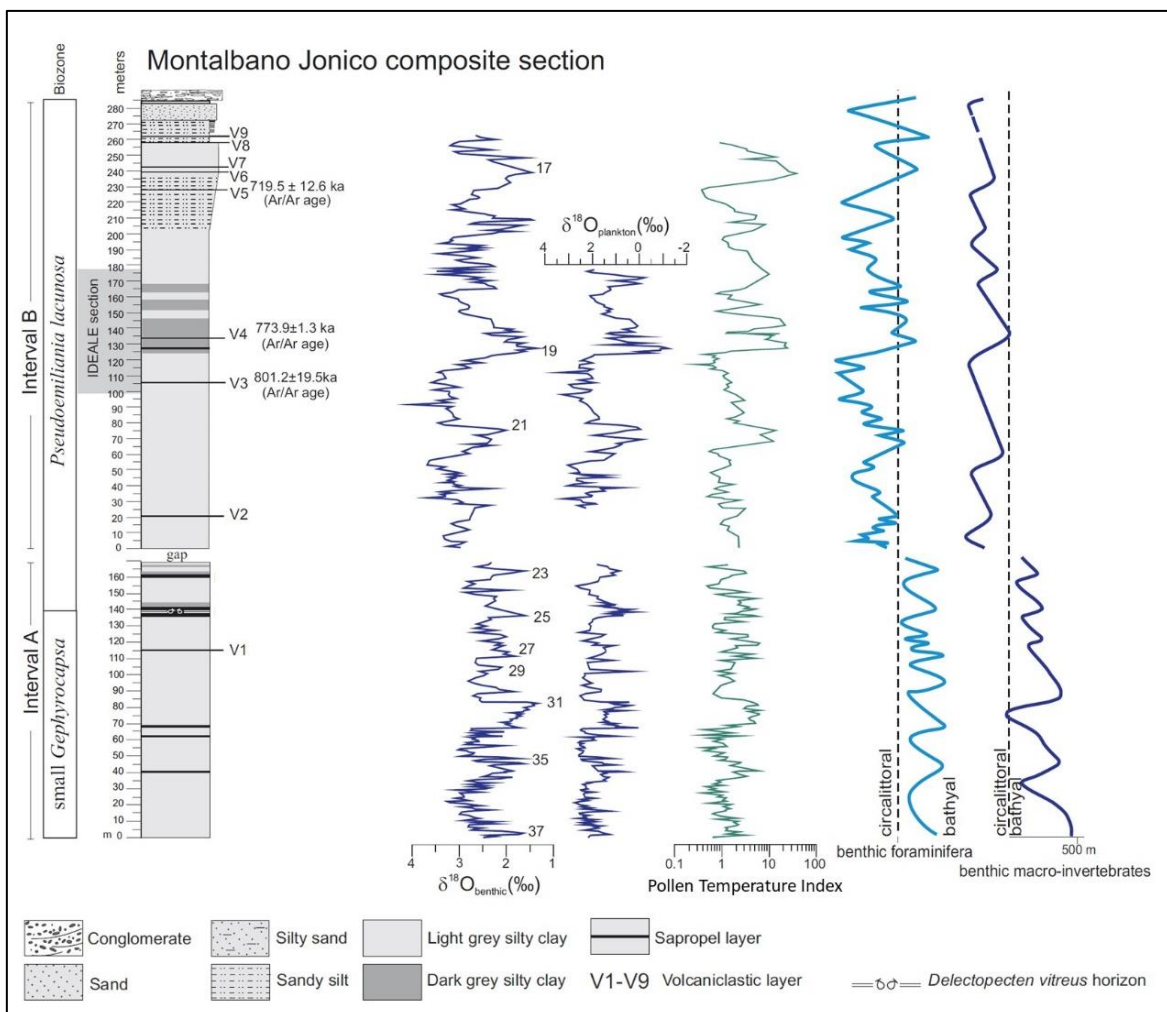


Fig. 1: Sezione Composita (Dettagli Biostratigrafici e Paleambientali da Ciaranfi et al. (2001, 2009), Stefanelli (2003, 2004), D'Alessandro et al. (2003), Maiorano et al. (2004, 2010), Girone et al. (2013). Variazione del $\delta^{18}\text{O}$ calcolate su foraminiferi planctonici e bentonici da Brilli (1998), Brilli et al. (2000) and Ciaranfi et al. (2009). Pollen Temperature Index (PTI), in scala logaritmica da Joannin et al. (2008) per l'intervallo A, Vannacci (2016) per il MIS 22, Bertini et al. (2015) e Toti (2015) per l'intervallo MIS 21-17) (immagine modificata da Ciaranfi et al., 2009 e Nomade et al., 2019).

±1,3 mila anni fa (Ciaranfi et al., 2009; Marino et al., 2015; Petrosino et al., 2015; Nomade et al., 2019,) la quale approssima l'inversione del campo magnetico terrestre (M-B) che purtroppo non è registrata nei sedimenti dell'area di Montalbano Jonico. L'inversione di polarità del campo magnetico nell'area di Montalbano Jonico è stata però dedotta, in maniera indiretta, tramite le dinamiche del Berillio cosmogenico. In quanto, la formazione di un picco di $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, si ritiene sia una conseguenza dell'indebolimento momentaneo della magnetosfera terrestre, fenomeno che viene associato ad inversioni di polarità del campo magnetico terrestre (Simon et al., 2017). Nella Sezione Ideale questo picco di $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ è stato individuato in prossimità della cinerite V4 (Fig. 1) e successivamente datato a 776-768,5 mila anni fa (Simon et al., 2017).

Da un punto di vista biostratigrafico eventi di comparsa o scomparsa di taxa a ridosso dell'inversione B-M, non ne sono al momento testimoniati dal record fossile. L'unico bioevento rilevante è la scomparsa temporanea del nannofossile *Gephyrocapsa omega* documentata sia nel Mediterraneo sia nel Nord Atlantico (Ciaranfi et al., 2009; Maiorano et al., 2010). Le varie informazioni qui riportate verranno trattate più dettagliatamente e approfonditamente nel capitolo 5 (L'area di Montalbano Jonio).

3 LA TRANSIZIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO (TPM)

Il Periodo Quaternario

Il Quaternario copre l'intervallo temporale che va da 2,58 milioni di anni fino ai giorni nostri ed è stato suddiviso in due epoche e sette piani.

Il Pleistocene (2,58 Ma - 11700 anni) è suddiviso in quattro piani: Gelasiano (2,58 - 1,8 Ma), Calabriano (1,8 - 0,78 Ma), Chibaniano (0,78 - 0,13 Ma) e infine il Pleistocene Superiore (0,13 - 0,012 Ma). Per questo ultimo piano la Commissione Internazionale di Stratigrafia non ha ancora individuato una sezione di riferimento in quanto è stato riscontrato un gap temporale di 600.000 anni tra i dati geochimici del $\delta^{18}\text{O}$, calcolato sui gusci di foraminiferi provenienti da dei carotaggi nordatlantici e i dati pollinici, studiati in una carotata di un lago situato nelle vicinanze della città di Amsterdam (Shackleton et al., 2003).

La seconda epoca del Quaternario è l'Olocene ed è stata suddivisa in tre piani definiti in carote di ghiaccio e speleotemi. Il Piano più antico è il Greenlandiano il cui limite inferiore, datato a 11700 anni fa, è stato definito all'interno di una carota di ghiaccio della Groenlandia (Walker et al., 2018); il secondo è il Nordgrippiano (8236 anni fa), determinato grazie allo studio di una carota di ghiaccio sempre proveniente dalla Groenlandia (Walker et al., 2018); il terzo e ultimo piano invece è il Meghalayano (4250 anni fa), il cui limite inferiore è stato istituito in una lamina di uno speleotema ritrovato in una grotta in India (Walker et al., 2018).

Il Quaternario è un periodo geologico estremamente interessante per varie ragioni. Fra le innumerevoli si menziona: la comparsa del genere *Homo* con le sue dinamiche migratorie e di interazione sempre più diffusa con il sistema Terra (Pillans & Gibbard, 2012); la presenza di associazioni fossili in gran parte composte da esemplari appartenenti a specie tutt'oggi esistenti (Monegatti & Raffi, 2001); la possibilità di applicare il principio dell'Uniformismo senza eccessive distorsioni; la possibilità di utilizzare un ampio spettro tecniche di datazione (Pillans & Gibbard, 2012) e soprattutto evidenze di ciclicità climatica con quasi-periodicità variabile che ha avuto profondi effetti sulle dinamiche biologiche e ambientali degli ecosistemi continentali e marini (Pillans & Gibbard, 2012).

Rispetto a quest'ultimo punto, geologi, paleontologi e paleoclimatologi, si sono dapprima focalizzati solamente sulla ricostruzione di questa ciclicità quaternaria e sulle possibili cause. A partire però dalla seconda metà del secolo scorso, si è invece cominciato a porre l'attenzione sugli effetti che queste variazioni potevano causare sul bioma terrestre. Quindi, studiando i depositi messi in posto nei differenti periodi geologici, è stato possibile individuare una serie di analoghi fossili utili per la ricostruzione di possibili futuri scenari di riscaldamento globale (Fig. 2; Burke et al., 2018). Negli ultimi anni, si sta infatti dedicando particolare attenzione allo studio delle dinamiche climatiche e alle risposte ecosistemiche di quegli stadi interglaciali, come il MIS 5e o il MIS 19, in cui si ritiene che la temperatura media fosse comparabile o addirittura più elevata rispetto all'attuale (Garilli, 2011; Vavrus et al., 2018).

Fattori astronomici di innesco della ciclicità climatica quaternaria

I fattori orbitali legati alle dinamiche quasi-periodiche della ciclicità climatica sono stati individuati da Milankovitch e da precedenti studiosi durante il secolo scorso. Si ritiene che i tre più importanti parametri di controllo siano legati alle modifiche dell'eccentricità dell'orbita terrestre, dell'obliquità dell'asse di rotazione terrestre e della precessione degli equinozi. Questi, agendo simultaneamente, hanno comportato e comportano tutt'oggi la variazione dell'irraggiamento solare, quindi dell'energia termica, impattante sulla superficie terrestre durante l'anno (Maslin & Ridgwell, 2005).

Eccentricità terrestre

L'eccentricità terrestre ($e = \frac{afelio-perielio}{afelio+perielio}$) rappresenta il parametro che descrive quanto l'orbita della Terra sia più o meno ellittica. I valori che questa può assumere variano tra 0,005 e 0,058, oggi presenta un valore di 0,017. Quando l'orbita presenta dei valori prossimi a 0,005, la differenza fra la distanza perielio-sole e quella afelio-sole è più ridotta, di conseguenza quello che si potrà osservare sarà un'orbita quasi circolare. Infatti, se l'orbita del Pianeta fosse perfettamente circolare non ci sarebbe differenza di insolazione sulla Terra

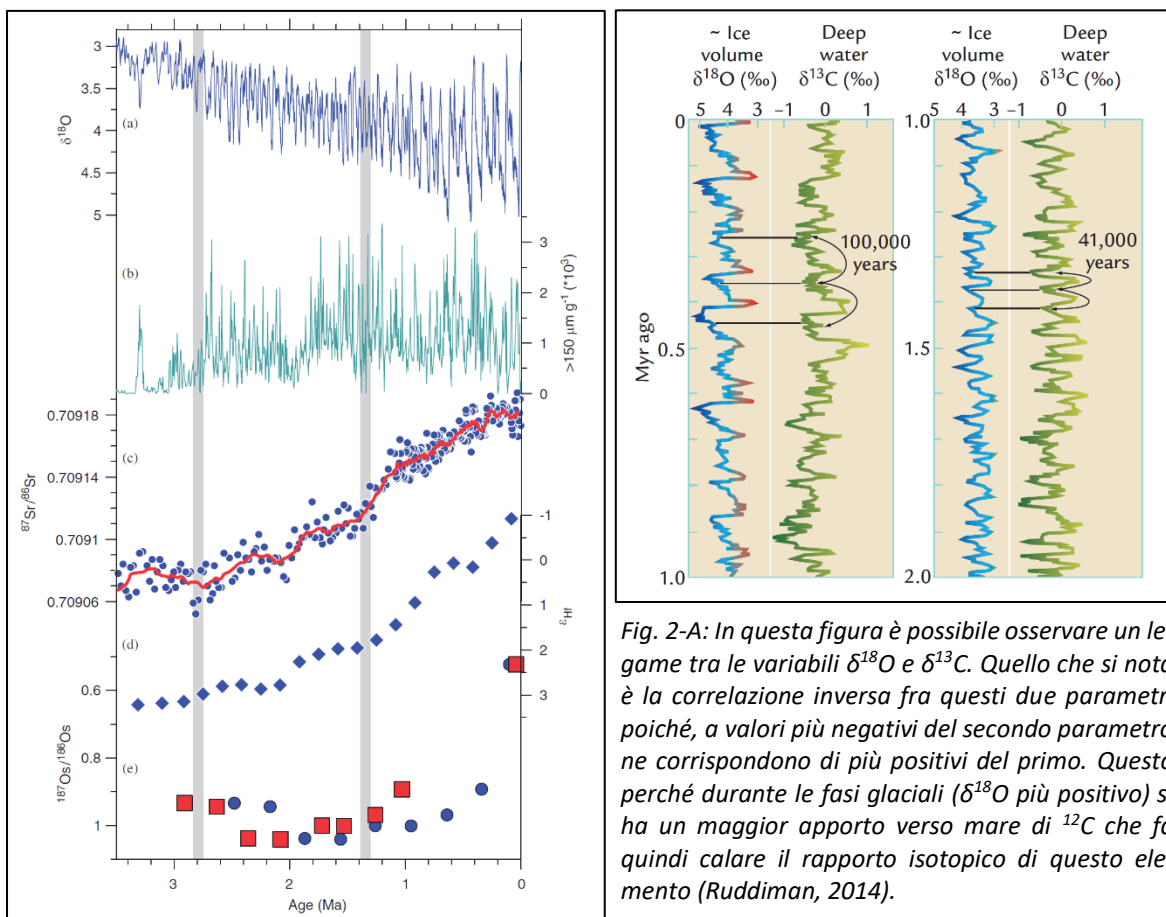


Fig. 2-A: In questa figura è possibile osservare un legame tra le variabili $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Quello che si nota è la correlazione inversa fra questi due parametri poiché, a valori più negativi del secondo parametro ne corrispondono di più positivi del primo. Questo perché durante le fasi glaciali ($\delta^{18}\text{O}$ più positivo) si ha un maggior apporto verso mare di ^{12}C che fa quindi calare il rapporto isotopico di questo elemento (Ruddiman, 2014).

Fig. 2-B: a) Dettaglio della curva di Lisiecki & Raymo 2005; b) Record sedimentario degli "ice-rafted debris" nel Mar di Norvegia; c) record del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dal sito 758 perforato durante la campagna DSDP; d) Record del ϵ_{Hf} calcolato sulla crosta ferromagnetica dell'Atlantico Nordoccidentale; e) Record del rapporto isotopico $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ calcolato sulla crosta ferromagnetica del Pacifico centrale (Clark et al., 2006).

in perielio e afelio. Quando invece i valori di eccentricità si approssimano al valore massimo (0,058) l'orbita presenterà uno schiacciamento marcato e la differenza fra perielio-sole e afelio-sole è più elevata. La variazione dell'eccentricità dell'orbita presenta una quasi-periodicità compresa fra 95-125.000 anni che, per semplicità, può essere ricondotta ad un valore medio di 100.000 anni. Oltre a questa sono state individuate ciclicità di più ampio periodo, calcolate attorno a 400.000 anni e di 2 Ma. La radiazione media che oggi colpisce la Terra durante la fase di perielio è circa 351 W/m^2 che si riduce a 329 W/m^2 quando la Terra si trova in afelio, una differenza di circa il 6% (Maslin & Ridgwell, 2005).

Obliquità dell'asse terrestre

L'obliquità dell'asse terrestre descrive la variazione dell'angolo compreso tra l'asse di rotazione terrestre e la verticale al piano dell'ellittica. Questo angolo varia tra $21,8^\circ$ e $24,4^\circ$ (Maslin & Ridgwell, 2005) e oggi si attesta attorno ai $23,4^\circ$. Questo parametro orbitale presenta una periodicità di 41.000 anni, quindi una frequenza più elevata rispetto a quella descritta precedentemente. L'inclinazione dell'asse terrestre influisce sulla stagionalità e sulla quantità di energia solare che può impattare sulla superficie terrestre alle alte latitudini. I modelli suggeriscono che in presenza di un angolo di inclinazione elevato si potranno avere contrasti stagionali più marcati e un più elevato irraggiamento alle regioni polari. Invece, quando l'angolo di inclinazione dell'asse terrestre presenta valori più vicini a $21,8^\circ$ le stagioni presentano una minore escursione termica (le estati sono più fresche) e le aree polari del Pianeta ricevono una minor quantità di energia solare.

Precessione degli equinozi

La precessione degli equinozi è un evento astronomico causato dall'attrazione gravitazionale fra la Terra e gli altri corpi celesti del nostro sistema solare. Questo ha comportato e comporta tutt'oggi la rotazione dell'asse terrestre secondo un moto simile ad una trottola, con fulcro di rotazione nel centro del Pianeta, e contemporaneamente un secondo moto di traslazione che coinvolge invece l'orbita terrestre. Questi due movimenti accoppiati presentano una ciclicità quasi-periodica intorno ai 23-22.000 anni. Come conseguenza di ciò, si potrà osservare una progressiva modificazione della faccia del nostro Pianeta rivolta verso il sole durante i differenti momenti del moto di rivoluzione attorno alla nostra stella e soprattutto nei due momenti culmine, quali perielio e afelio. Quindi, a causa del moto precessivo, in differenti periodi del passato geologico l'emisfero settentrionale occupava la posizione di perielio durante il solstizio d'estate, esattamente al contrario della condizione odierna.

Combinando gli effetti di eccentricità, obliquità e precessione è possibile ricostruire le variazioni dell'irraggiamento solare in qualsiasi momento e a qualsiasi latitudine (Maslin & Ridgwell, 2005). Milankovitch nel 1941 suggerisce che l'insolazione a 65°N , calcolata durante il mese di luglio, rappresenta un valore cardine per le dinamiche glaciali-interglaciali. Questo particolare parametro prende il nome di "Sensitive Indicator" e viene calcolato a questa latitudine in quanto è qui che si trova il cuore delle dinamiche di avanzamento o arretramento delle coltri glaciali polari. Si utilizza l'irraggiamento estivo come parametro di riferimento in quanto il passaggio da una fase anaglaciale ad una cataglaciale o viceversa non dipende da quanto è stato rigido l'inverno ma da quanta è stata calda l'estate. Milankovitch affermava infatti che se l'insolazione estiva subiva una sufficientemente riduzione

da permettere la sopravvivenza di neve o ghiaccio al periodo estivo, questo progressivamente poteva accumularsi e accrescersi fino a creare delle coltri glaciali sempre più estese (Maslin & Ridgwell, 2005).

I tre fattori astronomici portano a differenti contributi sulla variazione dell'irraggiamento (Fig. 3) in quanto: l'eccentricità agisce direttamente sulla durata delle stagioni poiché più la Terra sarà vicina al Sole più dovrà avere una velocità elevata per vincere l'attrazione gravitazionale della nostra stella e di conseguenza portando ad una durata differente delle stagioni; l'obliquità agisce maggiormente alle alte latitudini, in quanto causa un differente irraggiamento di queste aree, invece la precessione fornisce il suo massimo contributo nelle zone tropicali, essendo queste le aree che maggiormente vengono irraggiate durante l'anno (Maslin & Ridgwell, 2005). Le condizioni ideali per lo sviluppo di coltri glaciali boreali sono: bassa inclinazione dell'asse terrestre, in modo tale da avere estati fresche e poco irraggiamento ai poli, eccentricità elevata, in modo tale da avere un minor irraggiamento solare in estate e più complessivamente durante tutto l'anno, e il periodo estivo per questo emisfero in condizione di afelio.

Possibili cause della Transizione del Pleistocene Medio

Una fetta importante degli studi paleoclimatici si è focalizzata sulle possibili cause che hanno guidato questi cambiamenti climatici quaternari e sulla loro periodicità, visibile dai dati ricavati principalmente dall'analisi degli isotopi stabili dell'ossigeno. Quello che è stato possibile riscontrare, osservando le variazioni medie a scala globale del $\delta^{18}\text{O}$ ricostruite in Lisiecki & Raymo (2005; Fig. 4), è la presenza di una ciclicità glaciale-interglaciale con periodi di differente durata in momenti differenti del Quaternario.

Un intervallo temporale di fondamentale importanza della variabilità climatica quaternaria è la Transizione del Pleistocene Medio (TPM) che segna il passaggio da fasi glaciale-interglaciale caratterizzate da una ciclicità a 41.000 anni ad una a 100.000 anni. Questo evento di grande importanza si stima sia avvenuto tra 900.000 e 650.000 anni fa (Maslin &

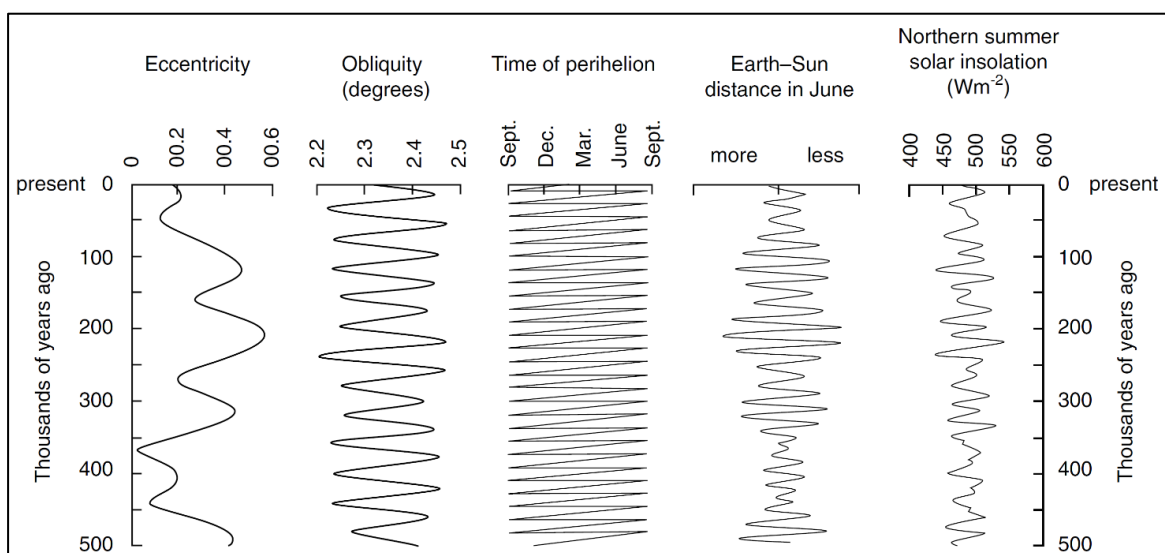


Fig. 3: Variazione dei parametri orbitali terrestri e dell'irraggiamento calcolato a 65° per gli ultimi 500.000 anni (Maslin & Ridgwell, 2005).

Ridgwell, 2005), per convenzione infatti si sceglie il MIS 19 come elemento di passaggio tra questi due differenti cicli climatici.

Mudelsee e Strattegger in un lavoro del 1997, ricostruendo le oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$, hanno riconosciuto quattro distinti intervalli temporali in cui può essere suddiviso il periodo Quaternario. Questi sono:

- Pre-transizione, età \geq ca. 942.000 anni, dove si osservano oscillazioni approssimativamente simmetriche del $\delta^{18}\text{O}$ con quasi-periodo di 41.000 anni, molto plausibilmente legate alle dinamiche di variazione dell'obliquità dell'asse terrestre.
- Transizione (fase iniziale) $892 < \text{età} < 942.000$ anni. Questa fase è caratterizzata dall'aumento dei volumi di ghiaccio, probabilmente a causa di una progressiva riduzione della CO_2 e all'azione di altri "feedback" interni al sistema Terra non ancora pienamente compresi. Uno di questi eventi è stato datato a 917.000 ± 19.000 anni fa e in circa 50.000 ± 10.000 anni ha portato ad un aumento volumetrico dei ghiacciai dedotto da un aumento dello $0,35 \pm 0,07\%$ del valore del $\delta^{18}\text{O}$ (Mudelsee & Strattegger, 1997).
- Ritardo, $650.000-725.000 < \text{età} < 892.000$ anni. Il sistema entra in una fase di dissonanza a causa del ritardo con cui risponde al precedente aumento del volume dei ghiacci che si sono accumulati durante i cicli precedenti. Nonostante le nuove

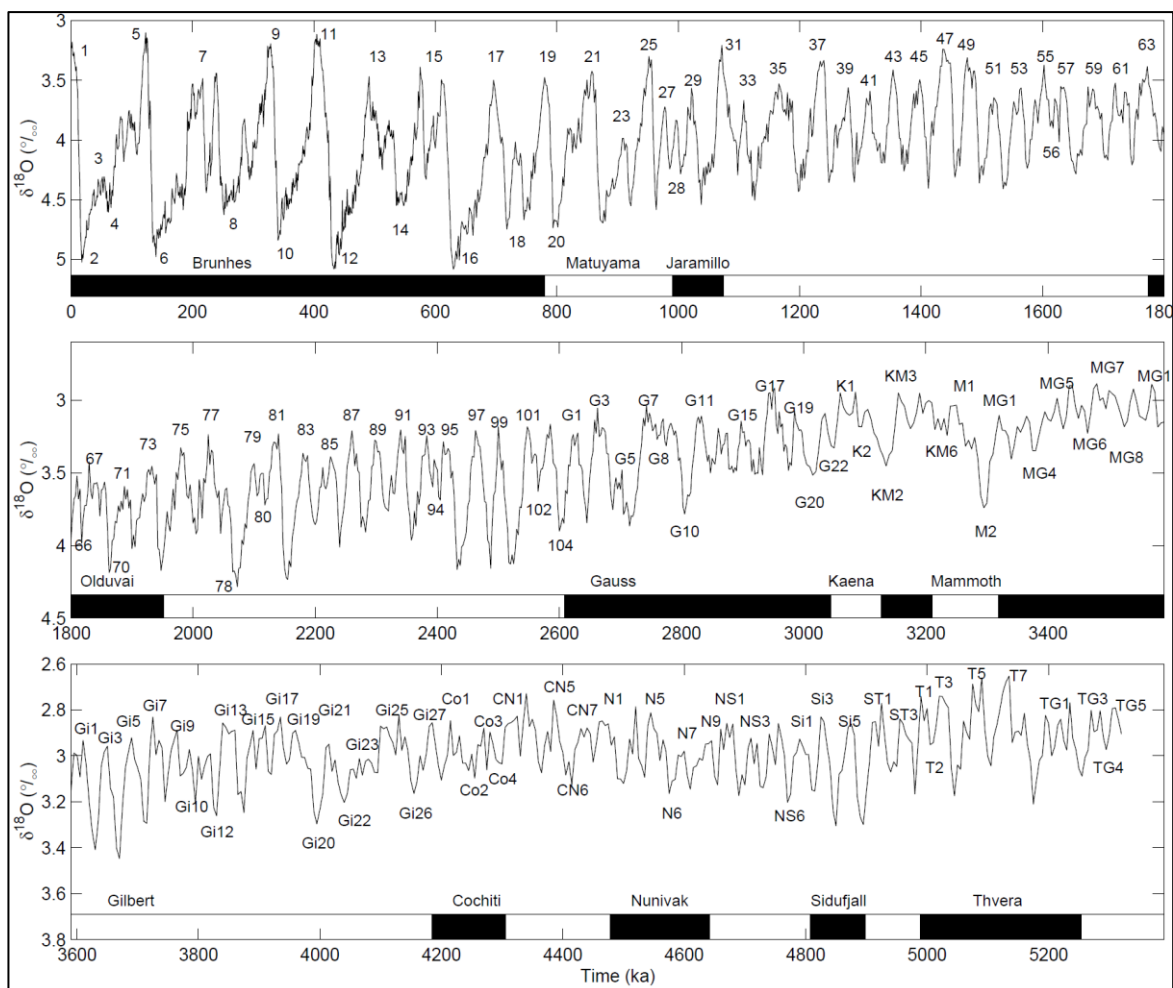


Fig. 4: Variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ per gran parte del Pliocene e tutto il Quaternario (Lisiecki & Raymo, 2004).

condizioni in questa fase è ancora presente una ciclicità a 41.000 anni. In questo e nel precedente intervallo temporale si ritiene che si sia sviluppata la Transizione del Pleistocene Medio, cioè il passaggio da un mondo caratterizzato da cicli glaciali-interglaciali con quasi-periodi di 41.000 anni a uno successivo guidato da una quasi-periodicità di 100.000 anni.

- Dinamiche glaciali del tardo Pleistocene, età < 625.000-750.000 anni. Inizio dei cicli a 100.000 anni, le oscillazioni glaciali-interglaciali sono molto più ampie e marcate, presentano un andamento asimmetrico con rapide fasi di deglaciazione (10^3 anni) e prolungati periodi di raffreddamento (10^4 anni).

Durante la TPM i parametri orbitali quali: eccentricità, obliquità e precessione non hanno subito variazioni significative quindi, di conseguenza, non possono essere i fattori che hanno portato a questo mutamento della periodicità climatica pleistocenica. È stato quindi necessario individuare delle variabili interne al sistema Terra sia esogene sia endogene che singolarmente o più plausibilmente con azione combinata abbiano portato ad un graduale cambiamento della periodicità glaciale-interglaciale durante il Pleistocene.

Nel lavoro di Maslin & Ridgwell del 2005, i due scienziati hanno proposto quattro cause che plausibilmente hanno guidato la Transizione del Pleistocene Medio. Questi fattori hanno agito con continui “feedbacks” portando il sistema glaciale-interglaciale da condizioni di risposta simmetrica alle variazioni orbitali ad un sistema non più lineare, di durata molto maggiore, discostato dai driver astronomici e connotato da lunghe fasi di raffreddamento alternate a rapidi passaggi a contesti interglaciali.

Sviluppo di volumi glaciali critici nell’emisfero settentrionale

Durante la TPM probabilmente si è raggiunti una dinamica critica delle coltri glaciali dell’emisfero nord che ha portato il sistema ad uscire dai binari della ciclicità a 41.000 anni. Il fattore che ha condotto a questo deragliamento è stato il progressivo accumulo di neve e ghiaccio durante i vari cicli. Quello che si ipotizza è che la coltre glaciale formatasi durante la fase glaciale non venisse completamente sciolta durante l’interglaciale e di conseguenza, ciclo dopo ciclo, questa coltre si sia accumulata e accresciuta portando così il sistema a rispondere alle dinamiche astronomiche con una periodicità differente (Maslin & Ridgwell, 2005).

Trend di raffreddamento globale

I dati raccolti hanno permesso di osservare un continuo raffreddamento del sistema Terra lungo tutto il Cenozoico. Questo ha portato progressivamente allo sviluppo di coltri glaciali sempre più ampie che progressivamente, durante il Pleistocene, si sono svincolate dalle dinamiche a 41.000 anni e sono entrate invece in un sistema di resistenza a 80-100.000 anni (Maslin & Ridgwell, 2005).

Ciclo globale della CO₂ e di altri gas serra

Una riduzione progressiva della concentrazione della CO₂ atmosferica durante il tardo Cenozoico potrebbe aver portato il sistema climatico globale ad una soglia oltre la quale il

sistema non rispondeva più alle forzanti astronomiche alla scala di 41.000 anni (Maslin & Ridgwell, 2005). Al momento non si è stati in grado di individuare il fattore o i fattori che hanno portato a questa riduzione progressiva della concentrazione di CO₂ atmosferica.

Oltre alla CO₂ esistono altri gas che potrebbero contribuire alla variazione dell'effetto serra del nostro pianeta come il CH₄ e il vapore acqueo. Quest'ultimo, ad esempio, a causa della diminuzione della temperatura durante le fasi fredde sarà naturalmente meno abbondante poiché l'inferiore energia termica disponibile non permette l'evaporazione da mari e oceani di volumi masse d'acqua come durante i periodi interglaciali.

Dorsale oceanica Groenlandese-Scozzese

La dorsale oceanica compresa tra Groenlandia e Scozia attorno a 950.000 anni è stata interessata da una importante fase di attività tettonica dovuta alla risalita di un "plume" che ha comportato come effetto l'innalzamento della crosta oceanica di questa area dell'Atlantico. A seguito di ciò l'area di sviluppo delle correnti profonde fredde nordatlantiche è migrata dal Mare Artico al Mare del Nord, andando così ad isolare la Calotta Artica dalle dinamiche oceaniche globali e permettendone così il raffreddamento e il mantenimento di condizioni termiche tali da consentire l'accumulo di coltri glaciali a tal punto voluminose da non andare incontro ad una completa liquefazione nemmeno al termine della fase interglaciale.

Circolazione oceanica intermedia e gas idrati

Durante la TPM si ritiene che si sia verificata una destabilizzazione delle correnti calde intermedie dell'Oceano Atlantico, attive al massimo del loro potenziale solamente durante le fasi interglaciali e invece attenuate o migrate molto più a sud durante le fasi glaciali. La probabile causa di questa situazione si ritiene sia da ricondurre, in maniera preponderante ma non esclusiva, allo sviluppo della Calotta Laurentide. La quale, a seguito del superamento di una soglia critica di estensione e spessore, causava la modificazione della circolazione dei venti nordatlantici che, come riflesso, hanno portato alla modificazione della circolazione oceanica. La Corrente del Golfo che, nel corso delle fasi interglaciali riusciva a lambire le alte latitudini, durante la fase glaciale non era in grado di portarsi verso queste aree del globo e quindi, di conseguenza, non veniva convogliato sufficiente calore verso il Polo Nord. Questo deficit ha comportato così lo sviluppo di un'area caratterizzata costantemente da basse temperature che hanno permesso l'accumulo di ghiaccio e il suo significativo, ma non completo, scioglimento durante le più miti temperature delle fasi interglaciali.

Queste correnti calde a loro volta hanno portato alla destabilizzazione dei gas idrati stoccati nei depositi di piattaforma esterna e di scarpata. Questi sono dei composti le cui molecole sono legate fra loro mediante legami fisici e sono costituiti da molecole di CO₂, CH₄ e altri composti idrocarburici intrappolate all'interno dei pori del sedimento grazie alla presenza di acqua allo stato solido. Il rilascio di questi gas ha contribuito di conseguenza all'aumento dell'effetto serra del nostro pianeta permettendo così il passaggio rapido da contesto glaciale ad interglaciale.

Variazione areale della regolite nordamericano e nordeuropeo

Oltre alle ipotesi precedentemente descritte, relative alla spiegazione del passaggio da una ciclicità a 41.000 anni ad una a 100.000, un altro parametro che potrebbe avere contribuito a questa variazione è la diversa estensione della regolite in Nord America e Nord Europa. È stato infatti postulato che l'emisfero settentrionale, prima del Quaternario, fosse ricoperto da spessori importanti di regolite (Willeit et al., 2019). A seguito però delle dinamiche di avanzamento e arretramento delle coltri glaciali, dall'inizio del Quaternario fino alla Transizione del Pleistocene Medio, la spessa coltre di sedimenti e terreno è stata progressivamente erosa e asportata inducendo così le coltri glaciali a rispondere in modo differente alle forzanti orbitali (Willeit et al., 2019). Le conseguenze di questo fenomeno sono state essenzialmente due: la diminuzione della velocità di scivolamento della coltre glaciale che poteva toccare velocità cinque volte inferiori rispetto ad un movimento su un substrato regolitico. Questa dinamica avrebbe reso i ghiacciai polari meno sottili, meno mobili e meno soggetti alle dinamiche orbitali (Willeit et al., 2019). La seconda conseguenza della diminuzione della regolite è legata alla minor possibilità di produzione di polveri glaciali, le quali, precedentemente, potevano accumularsi sul fronte del ghiacciaio diminuendo così l'effetto albedo e limitando di conseguenza lo sviluppo di coltri glaciali volumetricamente maggiori. In questa ricostruzione, fatta da Willeit e colleghi nel 2019, la prima area che si ipotizza abbia subito la perdita della regolite è quella dell'Arcipelago Artico e poi progressivamente la stessa sorte è toccata alle zone limitrofe quali: l'attuale Baia del Hudson e la Scandinavia.

La Transizione del Pleistocene Medio potrebbe essere pensata non come una transizione a un nuovo ciclo glaciale-interglaciale di per sé, ma semplicemente come una fase in cui diverse forzanti climatiche interne al sistema Terra hanno alterato l'equilibrio precedentemente raggiunto. Dopo questo periodo di transizione, il sistema climatico terrestre si è posizionato su uno stato alternativo caratterizzato da fasi glaciali più lunghe e marcate seguite da relativamente rapide fasi di deglaciazione (Maslin & Ridgwell, 2005). Nonostante questi cicli post-TPM vadano a sovrapporsi alla frequenza dell'eccentricità dell'orbita terrestre si ritiene che questa non sia il principale fattore di controllo climatico. Un dato a sostegno di ciò è il "Paradosso dello Stage 11": l'ampiezza dell'oscillazione climatica tra il glaciale del MIS 12 e l'interglaciale MIS 11 (circa 420.000 fa) segna il suo massimo e contemporaneamente le forzanti astronomiche (eccentricità e precessione) sono al minimo. Di conseguenza la forzante astronomica legata all'eccentricità sia con studi spettrali sia paleoclimatici non può essere considerata come principale fattore di controllo delle dinamiche post-TPM (Maslin & Ridgwell, 2005).

4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Fossa Bradanica

La successione di Montalbano Jonico oggetto di studio si è depositata all'interno della Fossa Bradanica durante il Pleistocene medio-inferiore. Quest'ultima costituiva un profondo braccio di mare che si sviluppò a partire dal Pliocene inferiore con andamento NO-SE, dal Molise meridionale al Golfo di Taranto. La Fossa Bradanica era delimitata ad ovest dalla Catena Appenninica e ad est dalla Piattaforma carbonatica Gargano-Murge (Piattaforma Apula) e presentava un'ampiezza massima di circa 50 km (Fig. 5; Bertotti, 2001). La Fossa Bradanica è caratterizzata da un sistema di faglie distensive che hanno creato nel corso degli ultimi milioni di anni, e prima del suo riempimento ed emersione, uno spazio di accommodamento che ha permesso lo sviluppo di uno spessore di sedimenti maggiore di due chilometri (Pieri et al., 1997).

La Fossa Bradanica, che costituisce il settore meridionale dell'Avanfossa Adriatica (Casenati, 1988), prende il nome dal fiume Bradano, un corso d'acqua di 120 km che nasce dall'Appennino Lucano e sfocia nel Golfo di Taranto. Quest'area dell'Italia è stata studiata già a partire dal secondo decennio del secolo scorso e, a seguito di questa sua lunga storia, il bacino è stato chiamato con differenti nomi, come: "Fossa Premurgiana", "Stretto delle Puglie" o "Puglia Bradanica" (Lazzari, 2008). Il termine storico "Fossa Bradanica" è stato introdotto nella letteratura da Migliorini nel 1937 (Lazzari, 2008). I limiti orientale e occidentale dell'avanfossa, come precedentemente riportato, sono rappresentati dal Fronte Appenninico e dalla Piattaforma Apula. Le dinamiche di questi due elementi geo-morfologici, a partire dal Miocene Inferiore, rappresenteranno il motore dei processi geodinamici e sedimentari che interesseranno l'area di studio e che ne determineranno le fasi di formazione, strutturazione e chiusura.

L'Avanfossa Bradanica rappresenta un classico esempio bacino flessurale di avampaese (Lazzari, 2008), dove la Catena Appenninica ne costituisce il carico litosferico mentre la

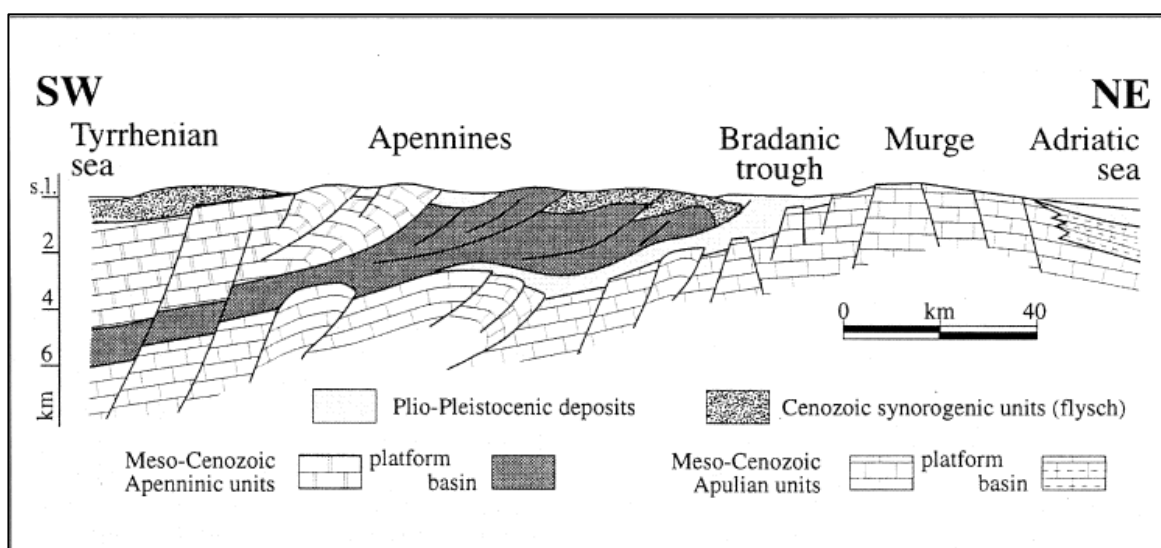


Fig. 5: Sezione geologica, eseguita lungo circa la linea Palinuro-Bari, che mostra le principali caratteristiche strutturali del sistema orogenico dell'Appennino Meridionale (Sella et al., 1988, modificato da Pieri et al., 1997).

Piattaforma Apula, l'unità di avampaese che gradualmente è andata incontro a subduzione e flessurazione a causa dell'avanzamento del sistema appenninico verso est, spinto dal progressivo "rifting" del Mar Tirreno.

La Catena Appenninica si costituisce di due distinte unità, l'orogene che rappresenta il vero sistema di catena e il "wedge top" che si figura come l'elemento di raccordo tra la fossa e l'orogene stesso. In quest'ultimo è possibile osservare i sedimenti depositatisi durante il Miocene che hanno già subito deformazioni e dislocazioni e successivamente integrati alla Catena Appenninica. Per quanto riguarda la Piattaforma Apula invece i tre elementi individuabili sono l'avanfossa, il "bulge" e il "backbulge" (Fig. 6).

L'avanfossa rappresenta il vero centro di sedimentazione e accumulo del sistema ed è anche la zona con il più alto tasso di subsidenza, di deformazione e di fagliamento dell'avampaese. Nel contesto geo-tettonico studiato, il tasso di subduzione dell'avanfossa presenta valori maggiori di un chilometro ogni dieci milioni di anni ed è dovuto al progressivo "roll-back" verso est della Piattaforma Apula piuttosto che dal carico litostatico rappresentato dai sovrascorrimenti in avanzamento (Pieri et al., 2004).

Grazie ai dati ottenuti dal profilo sismico PZ-328-78, calibrato con il log del pozzo Arcieri 1 (profondità raggiunta di 2050 m) è stato possibile osservare come l'avanfossa sia stata interessata, almeno fino al Pliocene superiore, da una dinamica estensionale, responsabile della dislocazione dei calcari meso-cenozoici di piattaforma di circa 700 m e del coinvolgimento nella deformazione di sismorizzonti del Pliocene medio-superiore (Fig. 7; Lazzari, 2008). L'attività estensionale delle faglie normali legate alla subduzione della Placca Apula ha prodotto lo spazio di accomodamento sufficiente a permettere la deposizione nella parte più profonda della Fossa Bradanica di 2500 m di sedimenti pliocenici e pleistocenici (Lazzari, 2008). Spostandosi verso oriente il secondo elemento che si individua è il "bulge" che corrisponde alle zone del Gargano, delle Murge e del Salento. Esso rappresenta una porzione dell'avampaese caratterizzato da deformazione e sollevamento, la cui portata tende a diminuire progressivamente spostandosi dal primo di questi tre elementi all'ultimo (Pieri et al., 2004). Quest'area va infatti a bilanciare gli stress tettonici che la Piattaforma Apula subisce per la flessurazione della sua parte più occidentale. Il "bulge" durante la fase di "underfilling" può emergere e di conseguenza può rappresentare una sorgente secondaria di sedimento che alimenta l'avanfossa stessa. Infine, l'ultimo elemento è rappresentato

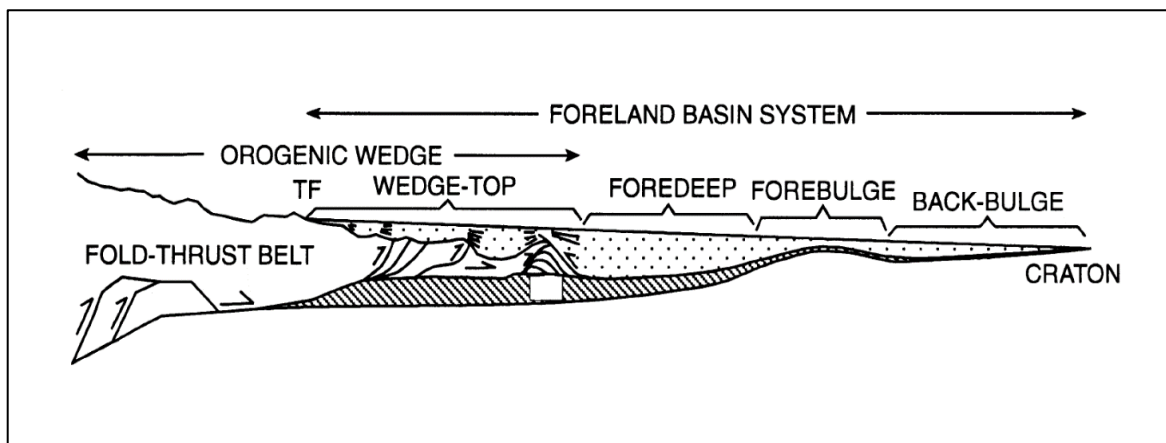


Fig. 6: Sezione schematica teorica di un bacino teorico di avampaese (DeCelles & Giles, 1996).

dal “backbulge” (Puglia orientale e Mar Adriatico), cioè la porzione di avampaese che non ha subito processi di flessurazione dovuta al carico del cuneo appenninico.

Nel caso dell’area di studio, il bacino di avanfossa che si è venuto a creare è fortemente asimmetrico in quanto la zona di mare maggiormente profonda è collocata in prossimità dell’Appennino e invece, spostandosi progressivamente verso est, si osserva una progressiva diminuzione della profondità del bacino legata a sua volta ad una diminuzione dell’inclinazione della Piattaforma Apula. A causa di questa asimmetria dell’avanfossa anche i depositi osservabili lungo una sezione ortogonale della stessa presentano associazioni, spessori e caratteristiche differenti.

Lo spostamento dei depocentri dell’avanfossa verso E-NE segue la migrazione dell’Arco Appenninico e per l’area di studio si ipotizza una migrazione verso E-NE di 700 km. Si è osservato inoltre che questo valore decresce linearmente verso nord passando a meno di 1 cm/anno da valori di 5-6 cm/anno che caratterizzano la porzione meridionale della Fossa (Pieri et al., 2004).

Dinamiche Neogeniche della Fossa Bradanica

Miocene

Nell’Appennino Meridionale la deformazione dei domini paleogeografici depositatesi durante il Giurassico, Cretacico e Paleogene inizia durante il Miocene inferiore (Aquitano, Burdigaliano).

Questa fase tettonica interessò tutte le unità paleogeografiche mesozoiche, iniziando da quelle più interne per poi raggiungere in tempi successivi quelle più esterne tranne la Piattaforma Apula esterna che, durante questo intervallo temporale, rimase sostanzialmente

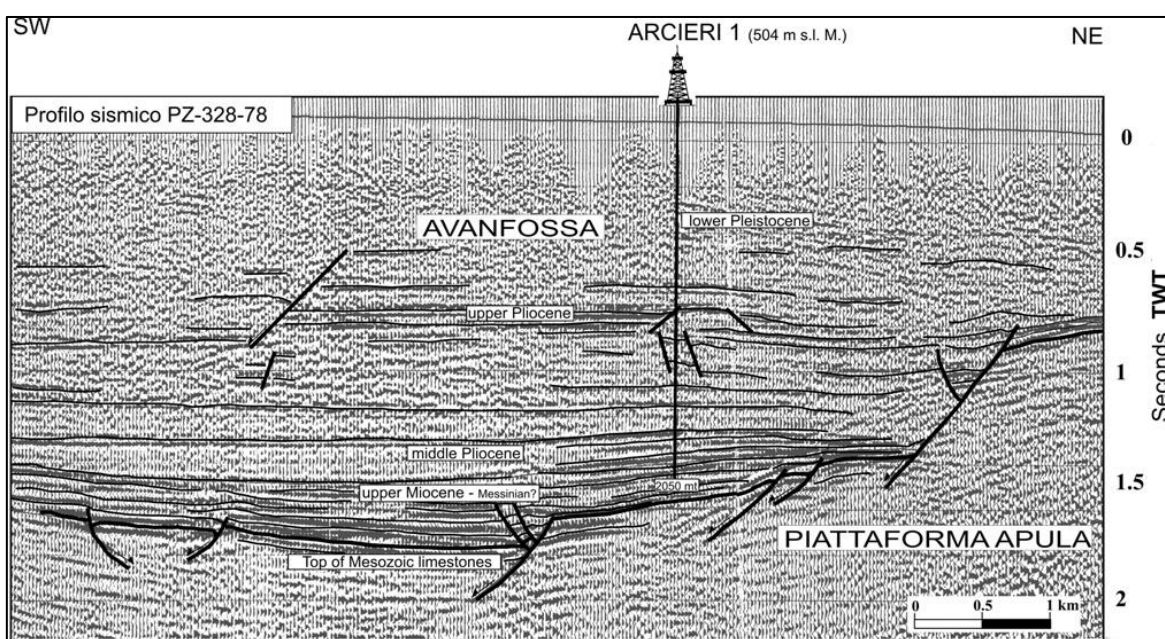


Fig. 7: Profilo sismico interpretato e migrato attraverso il pozzo Arcieri 1. La linea sismica è espressione del motivo tettonico estensionale del settore depocentrale del bacino d’avanfossa, dove i calcari mesozoici sono dislocati per faglia verso SO, interessando anche i sovrastanti depositi miocenici e pliocenici (Lazzari, 2008).

stabile e soggetta solo ad un abbassamento progressivo verso ovest, al di sotto della catena Appenninica in avanzamento (Doglioni, 1991).

Il substrato pre-pliocenico del bacino è costituito da sedimenti medio-miocenici o più antichi riconosciuti solo in pozzi profondi, quali Banzi 1 e Lavello 1 (Lazzari, 2008).

All'inizio dell'Aquitaniense, le unità Liguridi si accavallarono sulla Piattaforma Appenninica la quale sia per il peso delle coltri e soprattutto per la continua subduzione della Placca Adriatica, si frammentò in blocchi più o meno grandi vergenti verso oriente. Successivamente, durante il Langhiano, anche i sedimenti del Bacino Lagonegrese-Molisano furono fortemente tettonizzati e ciò portò allo sviluppo di una serie di scaglie tettoniche e coltri di ricoprimento con vergenza orientale (Mostradini & Merlini, 1986); queste si presentano accavallate sia all'interno dello stesso bacino e sia sulle unità che costituivano la Piattaforma Apula. La fase tettonica Langhiana ha portato ad una sensibile riduzione dell'ampiezza del Bacino Lagonegrese-Molisano, con conseguente accumulo di coltri carbonatiche della Piattaforma Appenninica lungo il suo margine occidentale. Durante questo intervallo temporale e in seguito, nell'area del Bacino Lagonegrese-Molisano, si sviluppò il Bacino Irpino che con facies flyschiodi ne rappresenta la sua diretta evoluzione. Tra questi flysch il più importante è il Flysch Numidico, legato al nuovo bacino che rappresenta l'avanfossa miocenica della catena Appenninica in formazione, avente come margine orientale la Piattaforma Apula Interna non deformata e occidentale le coltri di ricoprimento appenniniche già messe in posto in quel periodo (Mostradini & Merlini, 1986).

Plio-Pleistocene

Il riempimento della Avanafossa Bradanica è iniziato durante il Pliocene Inferiore, (Fig. 8) in corrispondenza di un'ampia area subsidente della Piattaforma Apula (Pieri, 2004), generata dai fenomeni di flessurazione e "rollback" della crosta. Il sedimento presenta un'età progressivamente più recente spostandosi verso sudest e si poggia su un substrato pre-pliocenico, risalente in gran parte al Cretaceo (Casenedi, 1988). L'area di convergenza continentale, di cui la Fossa Bradanica e il prospiciente Golfo di Taranto rappresentano l'evento più recente, è caratterizzata da uno sviluppo non parallelo ma presentante un angolo aperto a SE, per questo motivo il sistema ha avuto un'evoluzione spazio-temporale in progressiva migrazione verso SE (Casenedi, 1988). Questo processo può essere così sintetizzato nelle seguenti fasi:

1. Fine dello Zancleano, trasgressioni marine che hanno portato, negli attuali territori di Molise, Puglia e Lucania, allo sviluppo di un bacino allungato in direzione NW-SE e caratterizzato da sedimentazione argillosa.
2. Piacenziano, attivazione della porzione pugliese dell'avanfossa e separazione della stessa dal Bacino Molisano.
3. Quaternario, separazione del Bacino Molisano da quelli Pugliese e Lucano, che rappresentano la Fossa Bradanica in senso stretto del termine, a seguito dello sviluppo dell'alto strutturale del Fortore. Instaurazione di un processo di abbassamento del Bacino Lucano e sviluppo del Golfo di Taranto grazie al costante movimento della Placca Adriatica (Casenedi, 1988).

A seguito delle varie fasi di riempimento dell'Avanafossa Bradanica (Fig. 9), la successione sedimentaria si può suddividere in tre distinte unità:

- Un intervallo argilloso-marnoso di base (pre-torbiditico), trasgressivo su un substrato pre-pleiocenico, sedimentatosi dal Pliocene inferiore al Pleistocene con un sensibile diacronismo (l'età si ringiovanisce da O verso E e da N verso S); questo intervallo precede la fase di massima subsidenza dell'avanfossa. L'attribuzione delle unità basali del riempimento della fossa al Pliocene è stata possibile grazie al ritrovamento di marker biostratigrafici quali: *Globorotalia aemiliana* e di *G. inflata*; in quanto la prima comparve durante il Piacenziano medio e si estinse poco tempo dopo, la seconda invece comparsa 3,57 milioni di anni fa ed è ancora tutt'oggi vivente.
- Un intervallo sabbioso-argilloso intermedio (torbiditico), corrispondente alla fase di riempimento, di età compresa tra il Piacenziano ed il Pleistocene inferiore.
- Un intervallo ad argille e sabbie sommitali (post-torbiditico), di età pleistocenica, che rappresenta il deposito di colmamento dell'avanfossa in connessione al sollevamento del bordo esterno dell'Appennino Lucano (Lazzari, 2008).

A cavallo tra Pliocene e Pleistocene, i sovrascorrimenti appenninici che si muovevano verso est furono inibiti nel loro avanzamento a causa della presenza della rampa della Piattaforma Apula. Un tale assetto ha portato allo sviluppo di un punto di criticità che è stato possibile individuare lungo l'allineamento Lavello-Venosa (profilo sismico del pozzo Calvino 1), dove la distanza dei due margini strutturali in profondità è di circa 1,5 km (Lazzari, 2008). La distanza che intercorre tra i due margini non è però costante ma aumenta da 1,5 a 3,0 km muovendosi verso S-SE (Lazzari, 2008). Questa particolare condizione di vicinanza tra il Blocco Apulo e la Catena Appenninica ha comportato il coinvolgimento dei depositi pliocenici dell'avanfossa nei processi di deformazione e fagliamento causati dai "thrust" dell'orogene appenninico stesso. La vicinanza tra i due blocchi ha portato di conseguenza

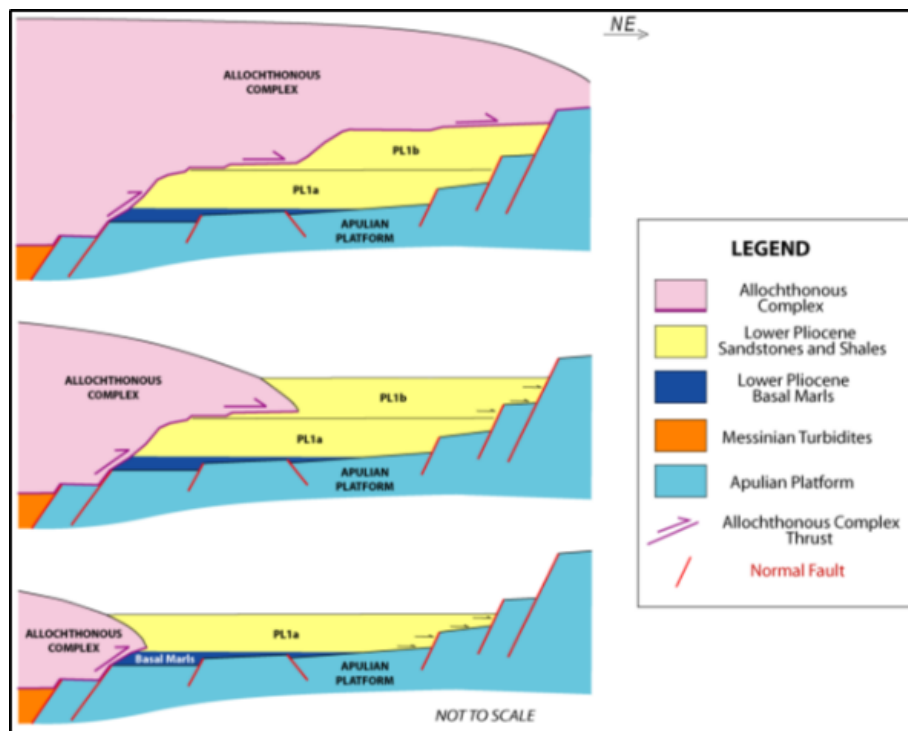


Fig. 8: Evoluzione dell'Avanfossa Bradanica nella Val D'agri dal Pliocene Inferiore (in basso) allo Zancleano (in alto) (Pugliese, 2012).

all'impossibilità di migrare dell'Avanfossa Bradanica e il conseguente crollo del tasso di accomodamento dell'area. A seguito di questo, grazie agli elevati tassi di sedimentazione garantiti dalla prossimità della Catena Appenninica, l'avanfossa andò incontro ad un rapido riempimento, passando così da un contesto di "underfilling" ad uno di "overfilling". Come in ogni riempimento di bacino di avanfossa quello che è possibile osservare macroscopicamente è il passaggio da una sedimentazione di tipo "flysch" verso un riempimento di tipo molassa con passaggio progressivo verso condizioni continentali. Essendo questo un sistema complesso e non lineare anche il processo di sollevamento, come il resto degli eventi precedentemente descritti, presenta una diacronicità osservabile muovendosi da nord verso sud. Infatti, nel tardo Calabriano, il settore centrale dell'Avanfossa Bradanica andò incontro ad emersione mentre la parte meridionale, dove si colloca la sezione di Montalbano Jonico, era ancora in subsidenza (Nomade et al., 2019). Il riempimento complessivo dell'Avanfossa Bradanica è stimato almeno attorno ai 2500 metri ed è rappresentato principalmente da depositi torbiditici, i quali partono dalla base del depocentro e risalgono verso la sommità dello stesso. Questa unità pliocenica è sormontata da depositi quaternari marini che passano progressivamente da depositi siltosi emipelagitici a depositi più grossolani di mare basso, silicoclastici e con rare unità carbonatiche che, nel complesso, rappresentano schematicamente il riempimento principale dell'Avanfossa Bradanica.

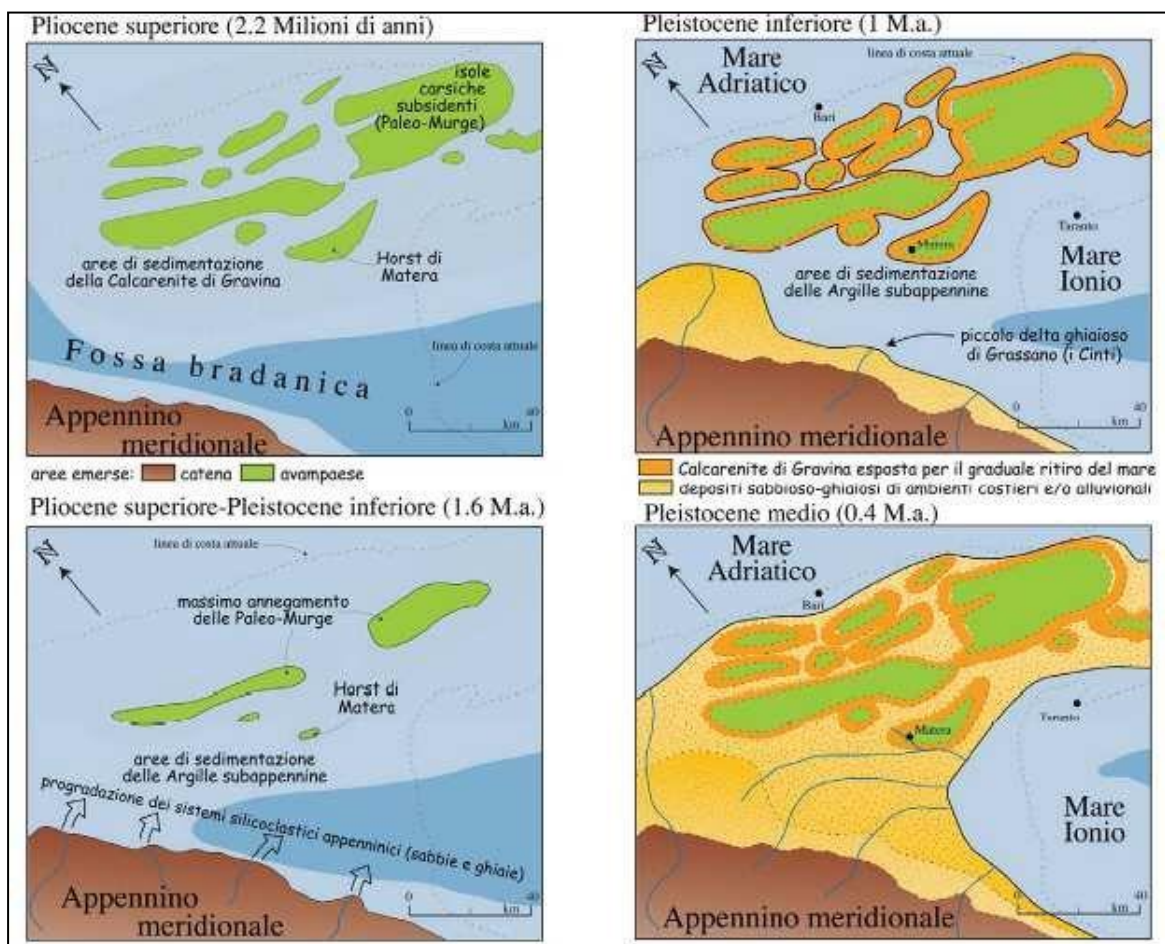


Fig. 9: Schemi paleogeografici dell'Avanfossa Bradanica a partire dal Pliocene superiore al Pleistocene medio (Tropeano et al., 2003).

La zona più occidentale dell'Avanfossa Bradanica presenta una struttura al quanto caotica e complessa, in questa area infatti è possibile osservare lungo una ideale sezione stratigrafica: emipelagiti alla base, depositi torbiditici e il Corpo Alloctono al tetto intercalato con gli accumuli torbiditici stessi. L'alloctono rappresenta essenzialmente la propaggine della Catena Appenninica ed è costituita di terreni pre-pliocenici fortemente tettonizzati e frammentati. In questa area dell'Avanfossa grazie all'elevata pendenza della rampa Apula è stato possibile accumulare complessivamente 3-4 km di spessore di depositi (Pieri, 2004). La successione che caratterizza il riempimento della porzione centrale del bacino è costituita alla base da emipelagiti che passano poi a depositi torbiditici (Pieri, 2004). Al di sopra di questi ultimi si osservano i depositi di riempimento post-torbiditico (Formazione delle Argille Subappennine), trattato nel prossimo paragrafo. In questo contesto di avanfossa centrale è completamente assente il Corpo Alloctono. Infine, la porzione più distale dell'Avanfossa Bradanica è caratterizzata da depositi identificabili come emipelagiti, questa unità presenta uno spessore variabile, però comunque molto ridotto a causa della lontananza da sorgenti terrigene e per la ridotta pendenza della rampa carbonatica, fattore che comporta di conseguenza un ridotto spazio di accomodamento. A seguito di queste limitazioni lo spessore dei depositi, accumulatisi durante il periodo di "underfilling" è, come precedentemente riportato, molto ridotto e varia da poche decine di metri a un chilometro di spessore (Pieri, 2004).

Il passaggio dalle unità plioceniche al riempimento post-torbiditico Quaternario è evidenziato da una discordanza molto marcata nelle zone più occidentali dell'Avanfossa Bradanica, soprattutto in corrispondenza dell'Alloctono, che poi passa ad una "paraconformity" nelle aree centrali di questo braccio di mare (Bertotti, 2001).

Riempimento post-torbiditico

Il riempimento post-torbiditico datato al Pleistocene Inferiore, come esposto nel lavoro di Lazzari e Pieri del 2002, può essere suddiviso in tre distinte unità stratigrafiche:

- Formazione delle Argille Subappennine, costituisce la base stratigrafica della successione regressiva ed è caratterizzata da depositi siltoso-argillosi e sabbioso-argillosi, laminati e bioturbati, riferibili ad un ambiente di piattaforma di mare poco profondo, per i quali è stato possibile fornire localmente anche un dato cronologico per la presenza nell'associazione microfaunistica di *Hyalinea balthica*, che ha permesso di riferire tali sedimenti ad un'età non più antica dell'Emiliano. Tale datazione è stata confermata e potenziata dall'analisi dei nanofossili calcarei, tramite la quale è stato possibile riferire l'unità argilloso sabbiosa al Siciliano (Lazzari & Pieri, 2002). A questa Formazione appartengono i sedimenti che costituiscono la Sezione di Montalbano Jonico (Maiorano et al., 2016).
- Unità informale dei depositi regressivi sabbioso-conglomeratici (DRSC), costituita da corpi sabbiosi (DRS) e/o conglomeratici (DRC), unità stratigrafico-deposizionali informali di rango inferiore, comprendenti litofacies marine e/o continentali, riferibili a sistemi deposizionali transizionali (deltizi e costieri) ed a sistemi continentali (piane alluvionali), posti tra loro in rapporto di continuità (passaggio graduale) e/o di disconformità. Alla base sono presenti facies di transizione alla piattaforma, che verso l'alto passano in continuità di sedimentazione ai succitati depositi marini e/o continentali (Lazzari & Pieri, 2002). Grazie all'utilizzo di tecniche di datazione come ad esempio la tefrocronologia, sfruttando i prodotti vulcanici del Monte Vulture, e

le correlazioni stratigrafiche utilizzando i depositi fluvio-lacustri, è stato possibile inserire questa unità informale nell'intervallo Pleistocene Inferiore (Siciliano)-Pleistocene medio.

- Unità informale dei depositi alluvionali sommitali post-regressivi (DPR) non sempre presente, costituita in prevalenza da facies alluvionali conglomeratiche e più raramente sabbiose, fortemente arrossate, poste in contatto erosivo sulla sottostante unità DRSC. La loro deposizione è da riferire ad episodi di alluvionamento successivi agli eventi sedimentari caratterizzanti le fasi di colmamento del bacino e di emersione del tetto dell'unità sottostante. Al top di tali depositi, inoltre, sono stati riscontrati in alcuni settori i depositi tufitici e fluvio-lacustri del Vulture, che hanno permesso di riferire l'unità al Pleistocene medio (Lazzari & Pieri, 2002).

Al top di questa successione è possibile osservare una serie di terrazzi marini che possono essere considerati come il risultato dell'interazione tra processi di sollevamento tettonico e dei cambiamenti marini legati al glacio-eustatismo durante il Quaternario (Caputo & Bianca, 2007). Il sollevamento tettonico dell'Avampaese Apulo è legato all'arrivo di una più spessa litosfera in corrispondenza della zona di cerniera della subduzione che ha causato di conseguenza il piegamento dello "slab" (Pieri, 2004). Il modello stratigrafico-deposizionale prevede, quindi, una disposizione terrazzata dei depositi regressivi, la cui età è via via più recente nel senso della progradazione e della disposizione altimetrica. Sulla base delle indicazioni paleogeografiche si può concludere che i depositi più ad ovest sono i più antichi ma anche i più alti nella originaria disposizione (Lazzari, 2008).

5 L'AREA DI MONTALBANO JONICO

L'area studio si colloca lungo il versante occidentale di un sistema calanchivo nei pressi di Montalbano Jonico (MT). Il paese è situato lungo la sponda idrografica sinistra della Val d'Agri, a 16 chilometri dalla costa ionica (Nomade et al., 2016). Il sistema calanchivo (Fig. 10) è caratterizzato prevalentemente da argille e sabbie debolmente cementate, condizione che lo rende soggetto a fenomeni di dissesto idrogeologico e rapida erosione. La formazione di queste strutture geomorfologiche e la loro impressionante esposizione è il risultato dell'attività di erosione e trasporto del fiume Agri, la quale si impone inoltre in un contesto tettonico di sollevamento, che ne amplifica l'azione, e dalla ridotta copertura vegetale dell'area che favorisce ulteriormente i processi erosivi.

La successione sedimentaria di Montalbano Jonico

La successione sedimentaria si è depositata lungo il margine sud-occidentale dell'Avanfossa Bradanica (Marino et al., 2015) e appartiene, come riportato nel precedente capitolo, alla porzione superiore delle Argille Subappennine, datate al Pleistocene inferiore-medio (Ciaranfi et al., 2009). Queste poggiano direttamente sulle unità dell'Alloctono della Catena Appenninica e localmente su depositi arenacei costieri (Pieri et al., 2004), tale configurazione è il risultato delle dinamiche a cui l'Avanfossa Bradanica è andata incontro durante il Pleistocene inferiore e medio, periodo nel quale questa porzione di bacino ha raggiunto la sua massima profondità (Maiorano et al., 2016). Il margine occidentale dell'avanfossa è stato caratterizzato da importanti processi di subduzione fino al Calabriano poi, al passaggio con il Pleistocene medio, dall'area di Genzano-Banzi si sono innescati dei processi diacroni di sollevamento che hanno progressivamente interessato la porzione meridionale



Fig. 10: Foto dei calanchi dell'area di Montalbano Jonico (Maertens, 2016).

dell'Avanfossa e che continuano ad essere tutt'oggi attivi nel Mar Ionio (Maiorano et al., 2016). Dal Pleistocene medio, i depositi in studio hanno subito un processo di sollevamento, dovuto alla compressione dell'area, con un tasso medio di 0,1-0,5 mm/anno che è proseguito fino all'Olocene (Maiorano et al., 2016).

Le Argille Subappennine che affiorano nella località di studio e che costituiscono il sistema calanchivo, a seguito dei processi di sollevamento, hanno assunto una disposizione monoclinale immergente verso sudest (Petrosino et al., 2015), inoltre l'area di studio è stata interessata da alcune faglie normali che hanno causato un debole dislocamento verticale dell'unità (Fig. 11; Nomade et al., 2016).

La sezione composta di Montalbano Jonico

Come accennato precedentemente, lungo la porzione occidentale del sistema calanchivo di Montalbano Jonico è stata descritta una sezione composta per uno spessore di 450 metri (Ciaranfi et al., 2001; Marino et al., 2015; Nomade et al., 2019).

La parte inferiore e media della sezione di Montalbano Jonico è costituita da argille a tratti più siltose e mal stratificate che passano gradualmente a granulometrie più grossolane. La parte sommitale della sezione, dove il paese è stato costruito, è costituita invece da circa 50 m di depositi arenacei e conglomeratici che testimoniano le fasi finali del sollevamento

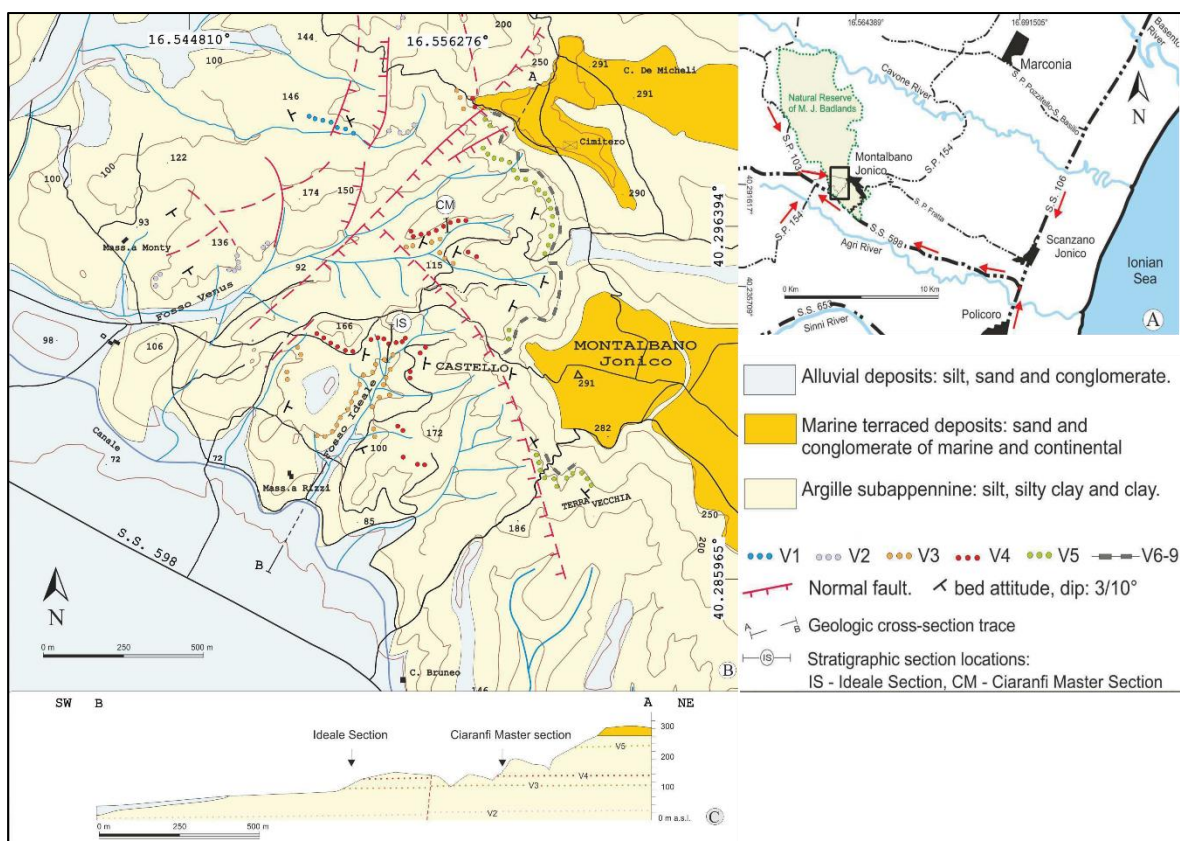


Fig. 11: Schema e sezione geologica dell'area studio di Montalbano Jonico (Nomade et al., 2016).

dell'avanfossa nell'area di studio. La tendenza granulometrica lungo la sezione composita è quindi chiaramente "coarsening-upward" (Marino et al., 2015; Petrosino et al., 2015).

La Sezione Composita è connotata dalla presenza di una discontinuità che permette di dividere la stessa in due parti: l'unità A di 168 metri di spessore, che ne rappresenta la porzione inferiore e copre l'intervallo temporale compreso tra il MIS 37 e il MIS 23; l'unità B di 280 metri di spessore che comprende i sedimenti depositatesi tra il MIS 22 e il MIS 16. Queste due unità sono separate da un gap temporale di circa 19.000 anni (Ciaranfi et al., 2009). L'unità inferiore (intervallo A) è caratterizzata da un tasso di sedimentazione di 0,53 m/mille anni; invece, quella superiore (Intervallo B) presenta un valore di 0,91 m/mille anni e si ritiene sia dovuto ad un progressivo abbassamento relativo del livello marino che ha comportato uno spostamento da condizioni batiali a circalitorali (Ciaranfi et al., 2009).

Datazioni della Sezione Composita

La presenza di numerosi elementi di correlazione a livello bacinale quali: livelli di tefra, nannoplancton calcareo, foraminiferi bentonici e livelli sapropelitici, ha permesso di formare una sezione composita e ricostruire un saldo quadro cronostratigrafico (Fig. 12) che va dal MIS 37 al MIS 16, fornendo così un'eccellente base di partenza per i successivi studi paleoecologici e paleoclimatici (Ciaranfi et al., 2009).

In dettaglio, lungo la successione sedimentaria sono stati rinvenuti nove livelli di tefra (V1-V9) che, grazie a studi mineralogici e geochimici, sono stati correlati a scala bacinale con altri livelli ritrovati in diverse aree del Sud Italia, sia in contesti marini sia lacustri; tutti riconducibili all'attività eruttiva del Monte Vulture. La datazione di questi livelli, integrata all'analisi biostratigrafica a nannoplancton calcareo (Maiorano & Marino, 2004), foraminiferi planctonici (*Globigerina bulloides*) e bentonici (*Cassidulina carinata*) (Marino et al., 2015) e macroinvertebrati (D'Alessandro et al., 2003), ha consentito di definire un saldo quadro cronostratigrafico della Sezione Composita. Grazie a questi dati è stato possibile inquadrare cronologicamente la successione sedimentaria e datare la base e il livello cineritico V9, prossimo al tetto della sezione, rispettivamente a 1,24 Ma e 645 mila anni (Ciaranfi et al., 2009). Fra i livelli di tefra, quello indicato con la sigla V4, datato a $773,9 \pm 1,3$ mila anni fa (Ciaranfi et al., 2009; Marino et al., 2015; Petrosino et al., 2015; Nomade et al., 2019), rappresenta un punto di riferimento fondamentale per il presente studio. Inoltre, questo livello cineritico di 10 cm (Petrosino et al., 2015), riveste una rilevanza particolare in quanto approssima l'inversione di polarità magnetica Brunhes-Matuyama (Marino et al., 2015), che è uno dei criteri fondamentali per la definizione del GSSP del Pleistocene Medio.

Ulteriore elemento di correlazione utilizzato è stato quello basato sui livelli sapropelitici che, come riportato da Ciaranfi nel 2009, sono legati ad eventi di variazione dell'insolazione e sono stati ricondotti agli eventi: i-112, i-104, i-102, i-90 e i-86. Questi livelli sono il risultato di notevoli aumenti nella quantità di produzione di biomassa planctonica, avvenuta durante i periodi di optimum climatico, che ha permesso un accumulo sul fondale di notevoli quantità di materia organica.

Le analisi isotopiche su ossigeno e carbonio basate su foraminiferi bentonici (*Cassidulina carinata*, *Globigerina bulloides* e *Melonis barleeanum*) hanno inoltre consentito di riconoscere i trend isotopici dell'ossigeno relativi alla transizione Pleistocene inferiore-medio,

fornendo così un ulteriore sistema di correlazione con anche lo stack del $\delta^{18}\text{O}$ di Lisiecki & Raymo (2005).

Ricostruzioni paleobatimetriche

Da un punto di vista delle dinamiche e delle ricostruzioni paleoambientali le analisi paleontologiche qualitative su malacofauna condotte sino a ora, testimoniano un ambiente deposizionale di tipo batiale (lungo la porzione inferiore della sezione) e di piattaforma esterna (parte intermedia e oggetto di studio), per poi passare, nella parte sommitale, progressivamente ai terrazzi marini costieri sui quali è stato costruito l'abitato di Montalbano Jonico

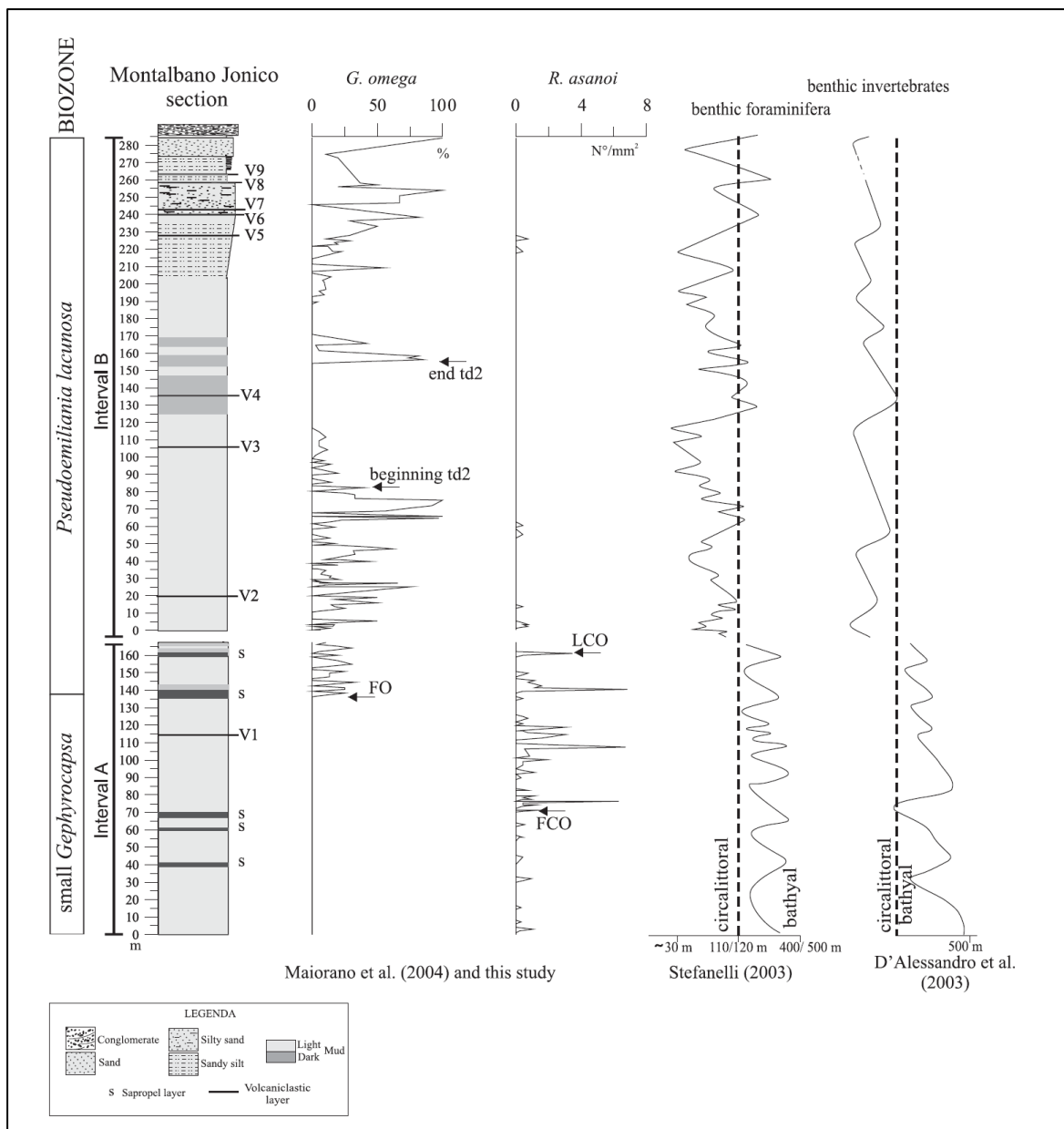


Fig. 12: Sezione Composita di Montalbano Jonico dove è possibile osservare le abbondanze di due specie di nanfossili calcarei: *G. omega* e *R. asanoi* e le variazioni batimetriche lungo la sezione, ricostruite sfruttando le associazioni a foraminiferi bentonici e a macroinvertebrati bentonici (Ciaranfi et al., 2009).

(Ciaranfi et al., 2009). L'analisi delle associazioni a fossili bentonici (molluschi e foraminiferi) ha individuato un approfondimento massimo di 500 metri (D'Alessandro et al., 2003; Stefanelli, 2003) raggiunta nella porzione basale della sezione composta (0-10 metri; Fig. 13). Inoltre, sono state individuate delle oscillazioni del livello marino a scala sub-milankoviana. La quantificazione di tali oscillazioni è stata definita però solamente per alcuni taxa come ostracodi (Aiello et al., 2015) e foraminiferi bentonici (Stefanelli, 2003) (Fig. 14). Per quanto riguarda invece i macrobentonici D'Alessandro et al. (2003) riporta una stima qualitativa di queste oscillazioni marine (Fig. 13).

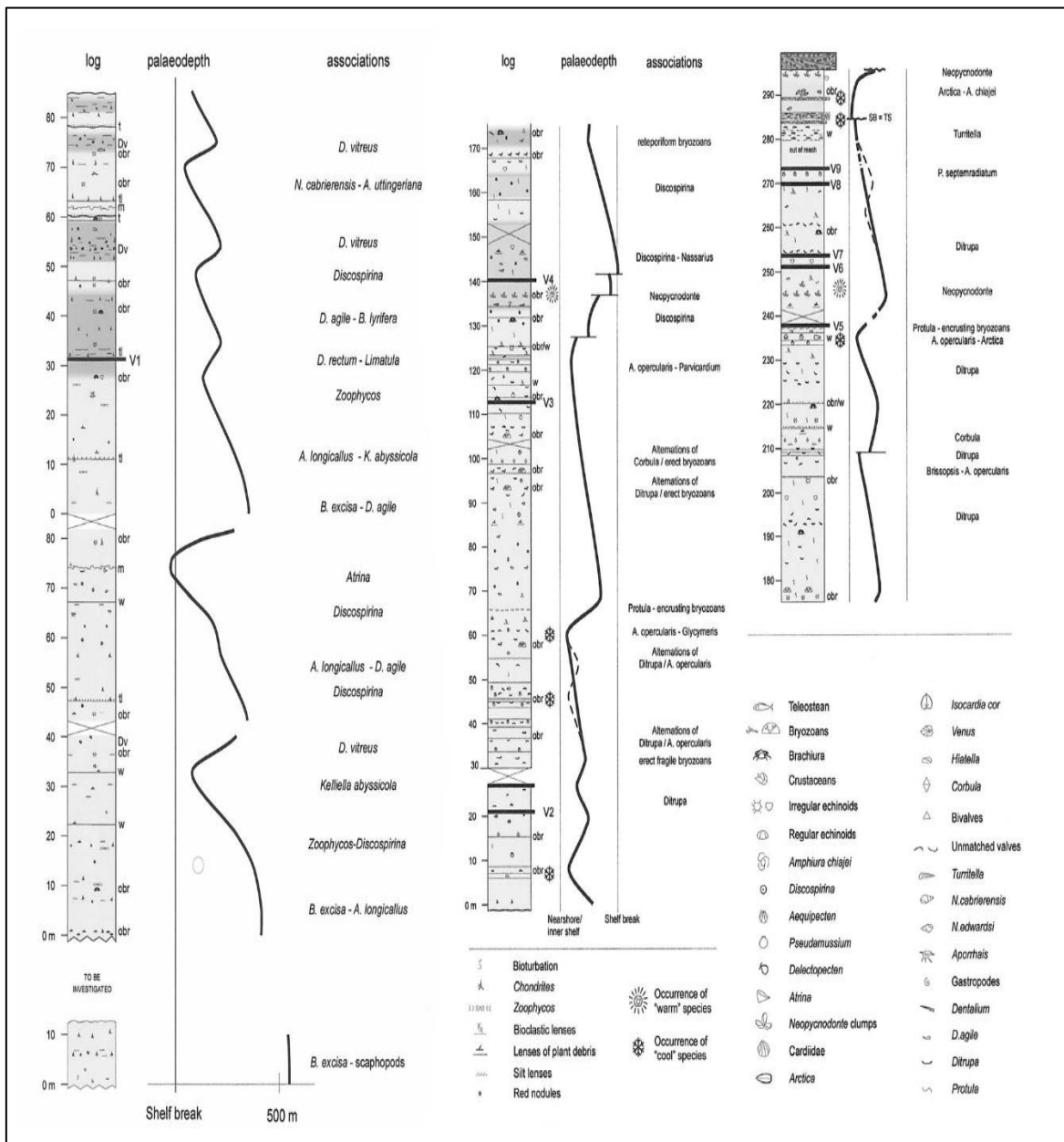


Fig. 13: Ricostruzione paleobatimetrica qualitativa lungo la Sezione di Montalbano Jonico utilizzando come proxy le associazioni a macroinvertebrati bentonici marini (modificata da D'Alessandro et al., 2003).

La Sezione Ideale

Litologia

I depositi della Sezione Ideale, come il resto della sezione stratigrafica, appartengono all'unità delle Argille Subappennine e sono rappresentati da silt argillosi di colore grigio chiaro e grigio scuro con granulometrie variabili fra i 5,6 e i 22 μm (Maiorano et al., 2016). La frazione argillosa è generalmente meno abbondante (15-24%, media 19%) nella parte inferiore della sezione (MIS 20), mentre aumenta progressivamente (20-31%, media 24%) nella sua porzione centrale-superiore (inizio del MIS 19). Nonostante la presenza di questo trend granulometrico che mostra un aumento della frazione argillosa, lungo questo intervallo stratigrafico sono state osservate delle variazioni della granulometria del sedimento svincolate da questo trend (Maiorano et al., 2016).

I depositi messi in posto nel MIS 19 mostrano un'alternanza di colorazione che caratterizza il sedimento di questa successione siltoso argillosa, dovuta ad una differente mineralogia del deposito e in maniera preponderante ad una diversa concentrazione di sostanza organica. Quello che è stato riscontrato è il fatto che i depositi messi in posto durante i periodi freddi sono caratterizzati da una colorazione grigio chiara invece, quelli depositatisi durante i periodi più caldi presentavano una colorazione grigio scura. La parte medio alta della Sezione Ideale mostra quindi una caratteristica alternanza di bande chiare e scure, anche se non eccessivamente marcata, di spessore metrico fino a decametrico.

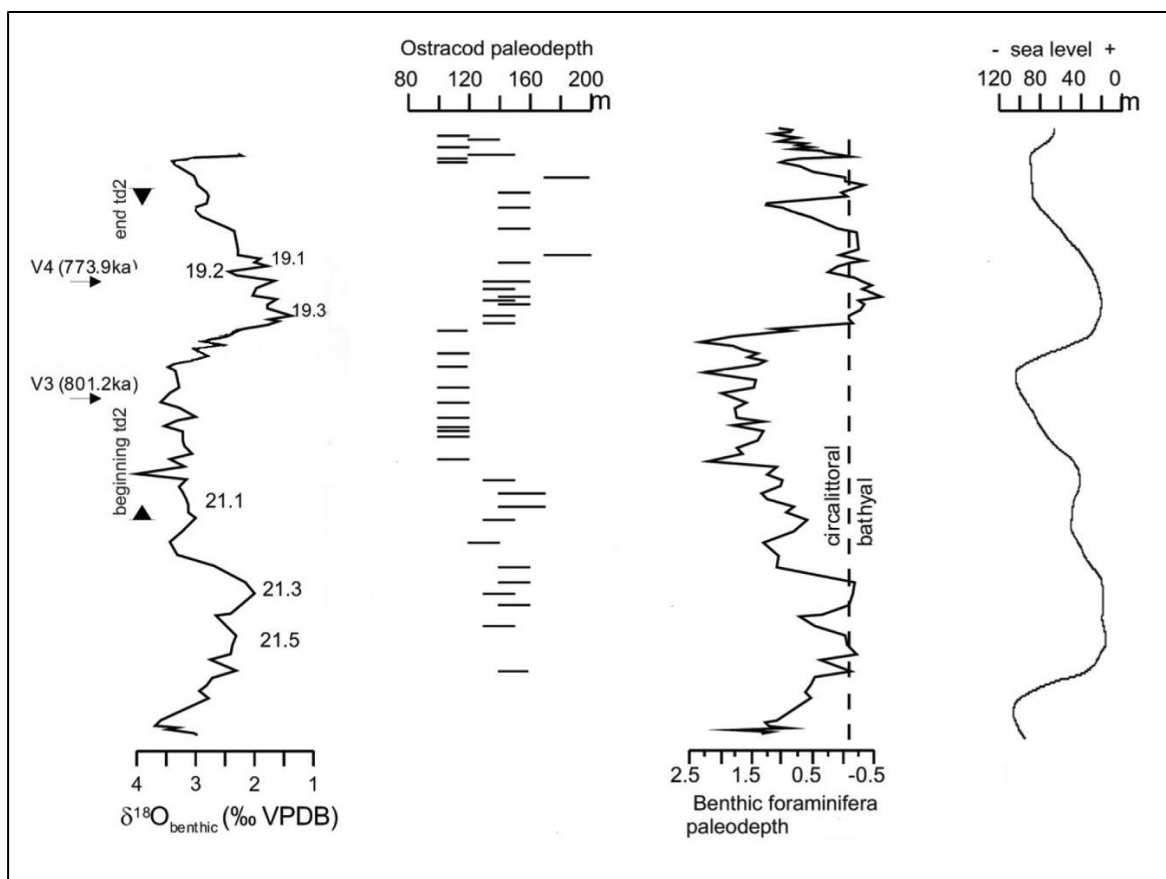


Fig. 14: Rappresentazione grafica delle variazioni dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e batimetria calcolati lungo la sezione di Montalbano Jonico (modificato da Marino et al., 2015).

Nel Pleistocene inferiore-medio, l'avanfossa si trovava a circa 15 km più a NW rispetto alla sua attuale posizione e raccoglieva i sedimenti trasportati dai cinque maggiori fiumi dell'area (Sinni, Agri, Cavone, Basento e Bradano) che oggi sfociano lungo la pianura costiera del Metaponto (Maiorano et al., 2016). I bacini idrografici di questi fiumi scorrevano prevalentemente su depositi appenninici riferibili alle unità calcareo/dolomitiche della Piattaforma Appenninica, la successione calcareo-silico-marnoso del Bacino Lagonegrese, le argille cretacico-paleogeniche delle Unità ad Argille Variegate e della Formazione del Flysch Rosso e le successioni neogeniche arenaceo/pelitiche dell'avanfossa appenninica meridionale (Fig. 15; Maiorano et al., 2016).

Da un punto di vista compositivo i depositi della Sezione Ideale riflettono la ciclicità climatica, in quanto tali oscillazioni hanno portato durante i millenni a delle variazioni dei bacini di drenaggio e di conseguenza delle aree sorgenti del sedimento che alimentavano questa porzione dell'Avanfossa Bradanica. Secondo Maiorano (2016) nei periodi più freddi (glaciali e stadiali), il sedimento presenta una più elevata concentrazione di granuli di dimensioni maggiori e si riscontrava anche un aumento della concentrazione di alcuni minerali come dolomite e quarzo; durante gli intervalli più miti (interglaciali e interstadiali) invece, a seguito della maggior attività di lisciviazione dovuta alle più alte temperature e alle maggiori precipitazioni, si osserva all'interno dei depositi una maggior presenza di minerali argillosi, quali smectite e illite.

Indicatori paleoecologici e paleoclimatici precedentemente studiati

La successione di Montalbano Jonico è stata ampiamente studiata sotto un punto di vista paleontologico, ad esempio sono stati molto importanti i lavori di: Stefanelli et al. (2003) sulle associazioni a foraminiferi; Maiorano et al. (2004) sulle comunità fossili a ostracodi e Maiorano et al. (2016) sulle associazioni a nannoplancton calcareo, foraminiferi planctonici e pollini. Per quanto riguarda le malacofaune si riporta il lavoro di D'Alessandro et al. (2003) che rappresenta infatti un punto di partenza per il presente studio.

Le associazioni a foraminiferi durante il MIS 19 (Fig. 16), soprattutto in corrispondenza dei valori più leggeri del $\delta^{18}\text{O}$, sono dominate dalla specie *Globigerinoides ruber*. Durante la fase glaciale invece, le associazioni erano principalmente composte da *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia scitula* e *Neogloboquadrina* sp., ad eccezione della fase tardiva del MIS 20, quando le associazioni erano costituite principalmente da *Globorotalia inflata*. L'unica specie sempre presente lungo l'intera Sezione Ideale è *Turborotalita quinqueloba*, anche se non rappresenta mai il taxon più abbondante nelle associazioni studiate (Maiorano et al., 2016). I nannofossili calcari mostrano una abbondanza variabile da comune a rara lungo tutta la sezione stratigrafica (Fig. 16). Le due specie che dominano le associazioni sono rappresentate da: *Gephyrocapsa caribbeanica* e *G. oceanica* con dominanze rispettivamente di circa l'80% e il 60% del totale (Maiorano et al., 2016). Lungo la successione è stato inoltre riscontrato un aumento complessivo dei resti dei coccolitoforidi in corrispondenza dello spostamento del $\delta^{18}\text{O}$ verso valori più pesanti che testimoniano una diminuzione delle temperature (Maiorano et al., 2016). Lungo la sezione, sia durante il glaciale sia nell'interglaciale, è possibile osservare la presenza di taxa tipici di acqua calde che mostrano delle oscillazioni lungo tutto la successione, con un picco di abbondanza in corrispondenza del MIS 19c (Maiorano et al., 2016).

Le associazioni a nannoplancton calcareo sono state inoltre utilizzate per delle correlazioni biostratigrafiche fra le varie unità stratigrafiche che formano la Sezione Composita,

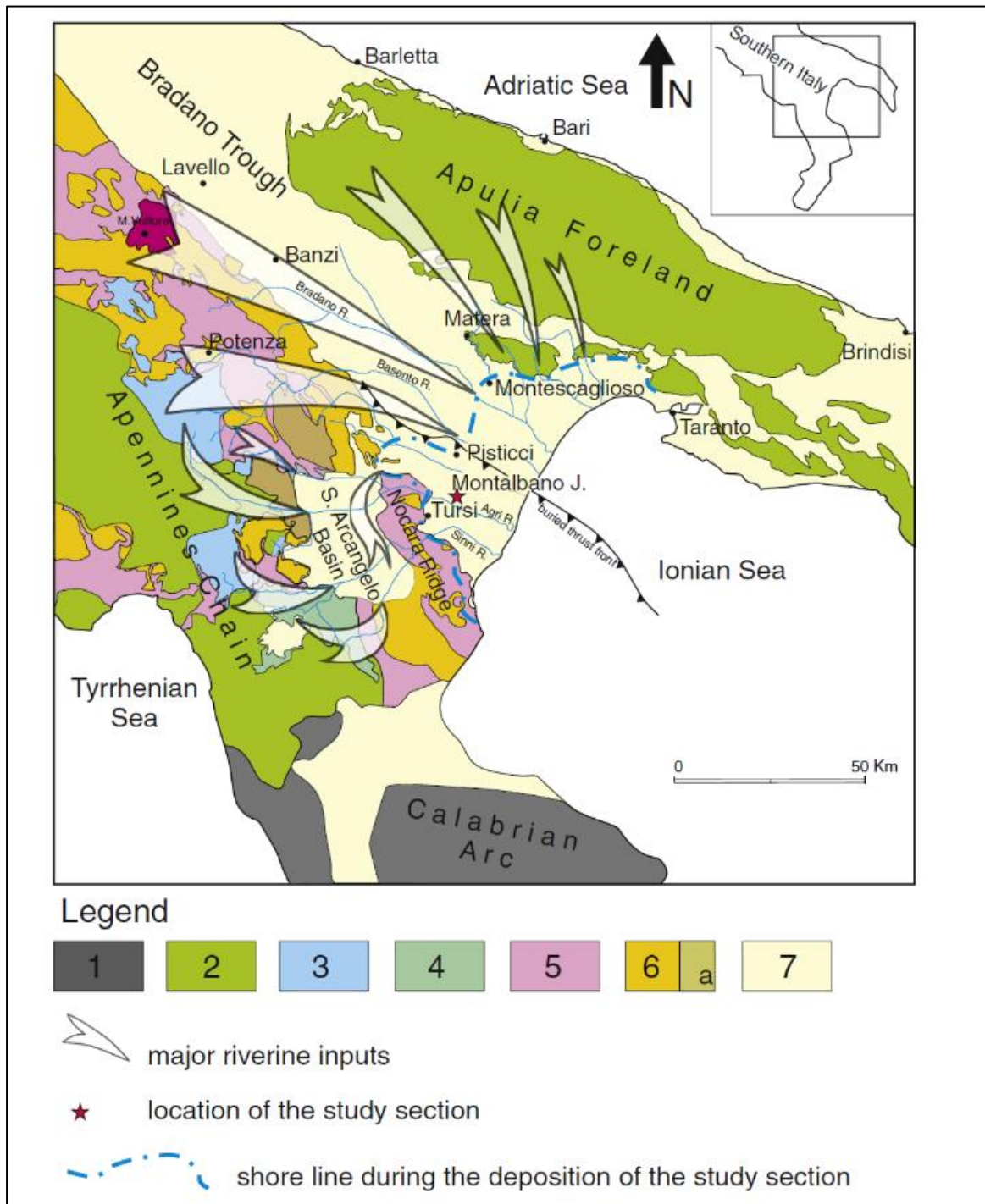


Fig. 15: Mappa geologica semplificata dell'Appennino meridionale e localizzazione dell'area di studio. 1) Basamento igneo e metamorfico paleozoico e coperture sedimentarie silicoclastiche cenozoiche; 2) Unità calcareo-dolomitiche mesozoico-cenozoiche; 3) successione mesozoica calcareo-silico-marnoso del Bacino di Lago-negro; 4) Serpentiniti mesozoiche, metabasalti ofiolitici, filladi e carbonati metamorfici di basso grado (Unità Liguride); 5) Unità scistose dal Cretaceo al Paleogene delle formazioni Argille Variegate e Flysch Rosso ("argille varicolori"); 6) Neogene arenaceo / successioni pelitici della appenninica meridionale avanfossa; Unità silicoclastiche quaternarie dell'avanfossa appenninica meridionale; a) Formazione "Flysch di Gorgo-gliore"; 7) Messiniano a oloceniche depositi silicoclastici (Maiorano et al., 2016).

attraverso la “first common occurrence” e la “last common occurrence” della specie *Reticulofenestra asanoi*, il tetto della biozona td2, identificata dall’assenza temporanea di *Gephyrocapsa omega* (Ciaranfi et al., 2009). Il tetto della biozona (definito a 760.000 anni fa) è tracciabile in corrispondenza delle lamine posizionate a 145,55 m (Ciaranfi et al., 2009). La fine di questa biozona rappresenta inoltre l’unico bioevento che si posiziona stratigraficamente vicino al livello cineritico V4, fornendo così un elemento di correlazione marina interregionale.

Gli spettri pollinici costituiscono un altro strumento di interpretazione delle dinamiche climatico-ambientali e per questo sono stati accuratamente investigati lungo la Sezione Ideale (Fig. 17). Durante la fase di transizione dal MIS 20 al MIS 19, i taxa indicatori di deterioramento climatico (specie steppiche), mostrano una presenza sempre più abbondante negli spettri pollinici, culminante in due principali fasi di acme a 789 e 784 mila anni fa (Fig. 17). Questo incremento si è verificato successivamente al primo aumento significativo di pollini riconducibili a specie alofite e Cupressaceae, che danno informazioni su condizioni edafiche locali e che però non sono significativi dal punto di vista climatico (Maiorano et al., 2016).

Alla base del MIS 19c è stata riscontrata la prima notevole espansione dei taxa pollinici mesotermici (dal 13,2 al 21,9%), rappresentati essenzialmente da taxa tipici delle foreste a

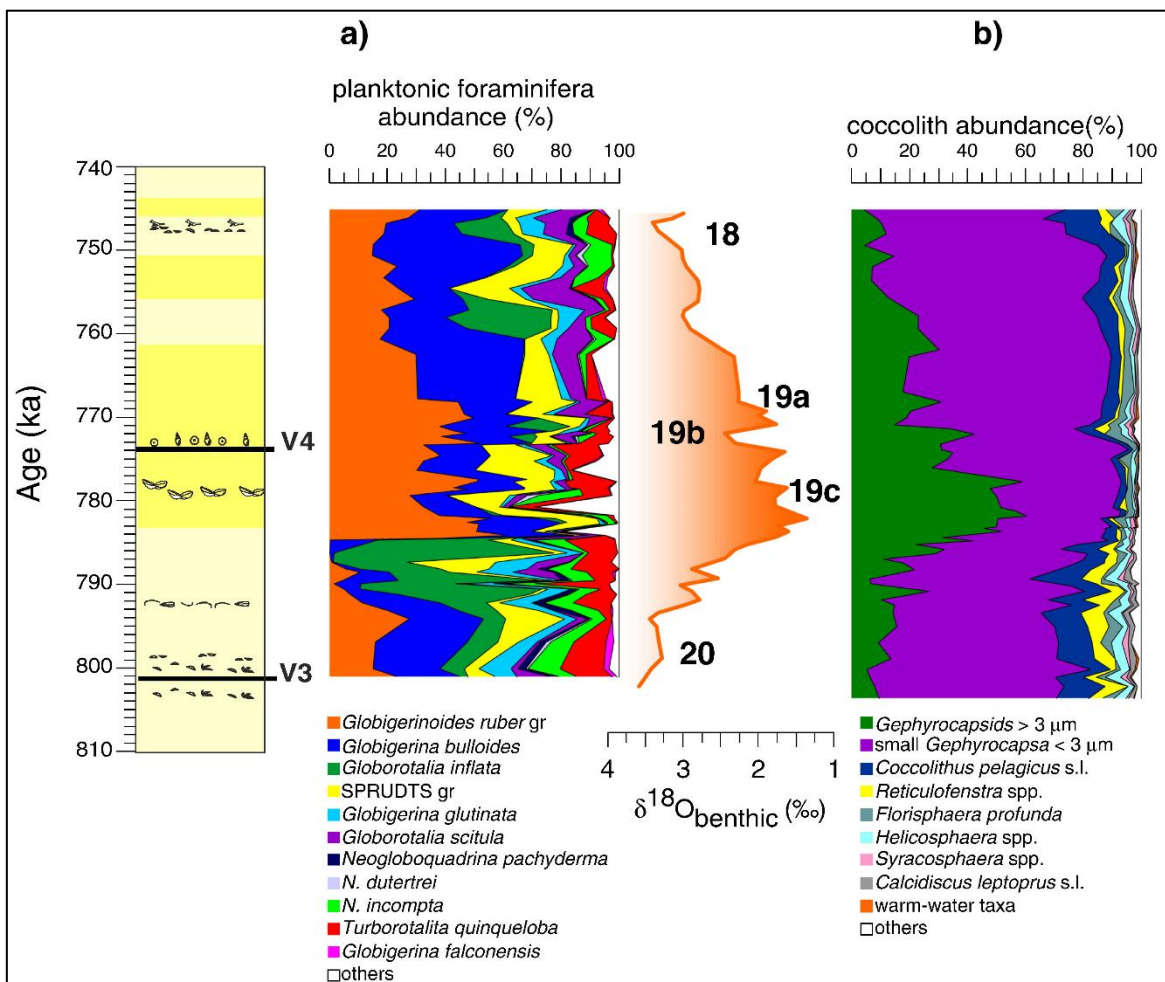


Fig. 16: Abbondanze delle associazioni a foraminiferi planctonici e coccoliti lungo la Sezione Ideale (Maiorano et al., 2016).

latifoglie. Fra 783 e 780 mila anni fa si è riscontrato un progressivo aumento dei taxa forestali mesotermici tra cui *Quercus deciduo*, che anticipa di poco il valore di abbondanza minimo raggiunto dai taxa steppici (1,2%) (Maiorano et al., 2016). Nella parte superiore del MIS 19c (777 – 775 mila anni fa), l'aumento dei taxa mesotermici di latifoglie è interrotto da un improvviso ma breve aumento delle Asteraceae (Fig. 17; Maiorano et al., 2016) che indicano luoghi aperti, probabilmente legato a dinamiche locali. Durante il MIS 19b, i taxa indicativi di climi temperato-caldi (es. latifoglie) subiscono un calo e sono soppiantati da spettri pollinici a significato temperato-freddo, caratterizzati da elementi steppici e latifoglie tipiche delle alte latitudini, testimoniando così un abbassamento delle temperature. Durante il MIS 19a è stato possibile riscontrare un ennesimo significativo aumento dei taxa arborei dominati nuovamente dalla diffusione di *Quercus decidui*. Infine, durante la transizione tra la fine del MIS 19 e l'inizio del MIS 18 è stata osservata una successione di picchi di abbondanza dei pollini dei taxa non arborei. Nello specifico sono stati individuati due notevoli incrementi delle Asteraceae e un buon aumento dei taxa indicatori di deterioramento climatico che precedono la successiva e più importante espansione del gruppo durante la fase glaciale del MIS 18 (Maiorano et al., 2016).

Lungo la Sezione Ideale per le ricostruzioni paleoambientali sono stati esaminati qualitativamente anche le associazioni a molluschi (Fig. 13; D'Alessandro et al., 2003). Di particolare rilevanza sono le variazioni delle comunità bentoniche a molluschi lungo l'intervallo B della Sezione Composita di Montalbano Jonico, all'interno della quale si colloca la Sezione Ideale (Nomade et al., 2017). In questo intervallo stratigrafico è stato segnalato un turnover delle comunità a molluschi, relativamente graduale, prevalentemente guidata dalle variazioni batimetriche che hanno interessato l'area studio. Nella porzione basale della Sezione Ideale, compresa tra V2 e V4, le associazioni fossili che sono state ritrovate testimoniano un ambiente di piattaforma interno-media con paleocomunità dominate da: *Aequipecten opercularis*, *Venus nux*, *Turritellinella sp.* e *Papillicardium papillosum*. Queste associazioni sono alternate ad altre a minor diversità dominate da *Ditrupa arientina* e *Varicorbula gibba* che testimoniano alto tasso di sedimentazione, torbidità del fondale, abbassamento del livello marino e la presenza di un substrato poco consolidato. In prossimità del livello cineritico V4 i depositi sono caratterizzati da associazioni a *Neopycnodonte* che passano però a comunità a *Tritia ovoidea*, specie che testimonia il passaggio da un ambiente di piattaforma ad uno di scarpata superiore. Nell'intervallo medio-alto della Sezione Ideale (65-75 metri), che corrisponde alla transizione MIS 19-18, le associazioni a malacofauna testimoniano una

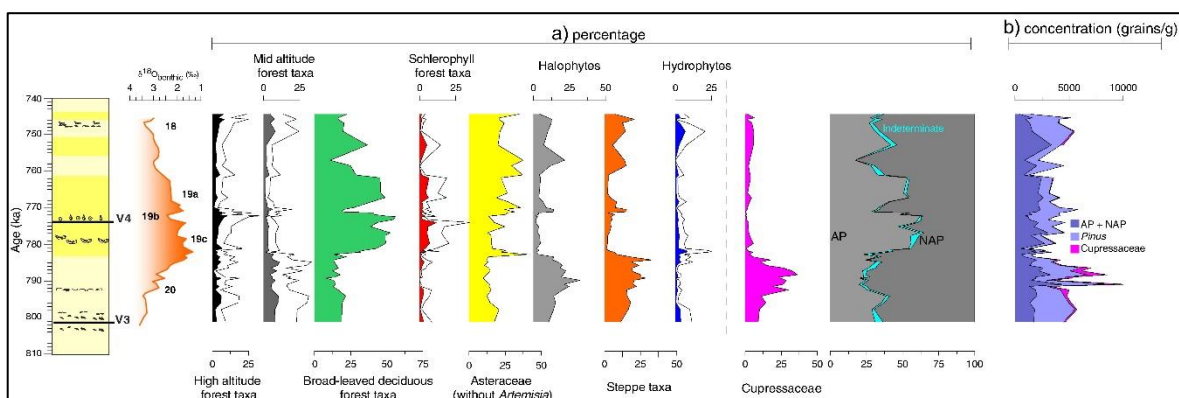


Fig. 17: Percentuale di taxa pollinici, suddivisi in varie categorie, lungo la Sezione Ideale (Maiorano et al., 2016).

riduzione graduale della batimetria dell'area alla quale si sovrappongono le variazioni del livello marino derivate dalle dinamiche climatiche alla scala milankoviana e sub-milankoviana (Fig. 1 e Fig. 13).

Isotopi stabili dell'ossigeno e del carbonio

Lungo la Sezione Ideale durante i decenni di studi si sono eseguiti numerosi studi sulle variazioni geochimiche, registrate nel record sedimentario-paleontologico, quali: $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. I due parametri sono stati studiati utilizzando come fonte i resti fossili di 3 specie di foraminiferi: *Cassidulina carinata*, *Globigerina bulloides* e *Melonis barleeanum* (Ciaranfi et al., 2010; Nomade et al., 2019). Come riportato nel lavoro di Nomade et al. (2019), è stato possibile ottenere una ricostruzione di altissimo dettaglio delle variazioni di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ lungo la Sezione Ideale (Fig. 18) grazie ad un campionamento sistematico eseguito ogni 40 cm che ha permesso così di lavorare con una risoluzione temporale di 300-400 anni. Le due specie di foraminiferi utilizzate per questo studio presentano ecologia differente in quanto *C. carinata* vive nei primi centimetri di sedimento mentre *M. barleeanum* staziona all'interfaccia acqua-sedimento. Per questa loro leggera ma non trascurabile differenza i valori

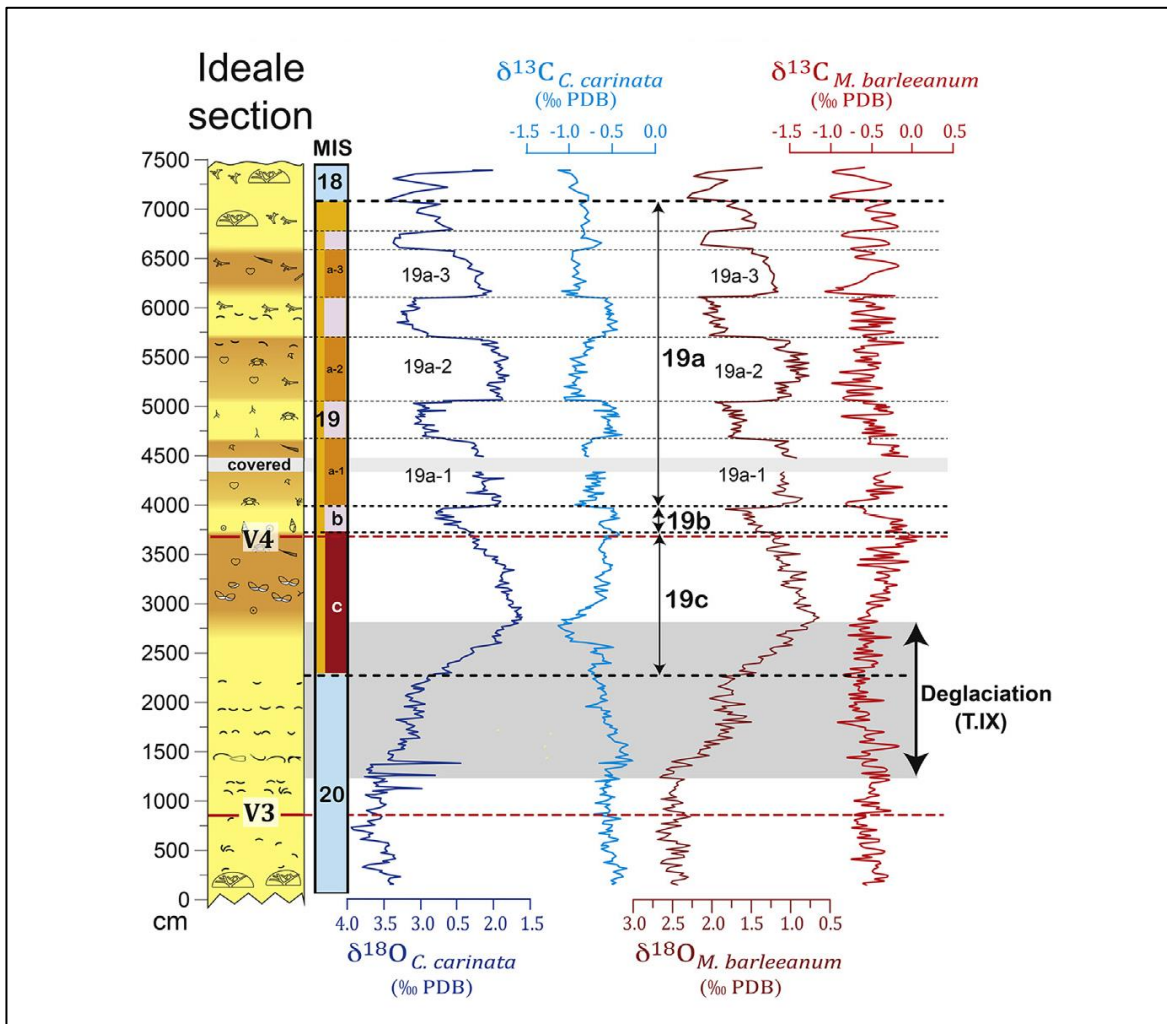


Fig. 18: Sezione Ideale con riportati i valori del $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ calcolato su *M. barleeanum* e *C. carinata* (Nomade et al., 2019).

isotopici calcolati sullo stesso campione presentano un leggero scostamento: il valore del $\delta^{18}\text{O}$ calcolato su *C. carinata* è lo 0,107% più pesante di quello di *M. barleeanum* e, invece, il parametro $\delta^{13}\text{C}$ calcolato sulle due specie non mostra uno scostamento costante.

Il parametro del $\delta^{18}\text{O}$ ha permesso di evidenziare, oltre alle oscillazioni climatiche a scala milakoviana, anche delle oscillazioni a più alta frequenza, soprattutto durante il MIS 19. I valori osservabili per questa successione sedimentaria mostrano delle oscillazioni comprese tra 0,6-2,7‰ per la specie *M. barleeanum* e 1,63-3,91‰ per *C. carinata* (Fig. 18).

I valori di $\delta^{13}\text{C}$ mostrano invece un andamento differente fra le due specie in quanto i dati ottenuti da *C. carinata* mostrano delle oscillazioni molto più marcate ed evidenti rispetto a quelle visibili analizzando i trend basati su *M. barleeanum*. Questa differenza probabilmente è da ricondursi ad un diverso apporto di carbonio organico in queste due differenti aree (interfaccia del sedimento e sedimento stesso). Anche in questo caso, nonostante la discrepanza dei dati relativi alle due specie, è possibile osservare dei trend legati alle variazioni climatiche del periodo (Fig. 18).

Analizzando le due variabili: $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, quello che si è osservato è un andamento inverso tra i due parametri, ciò è visibile chiaramente anche all'interno delle oscillazioni millenarie, come negli intervalli del MIS 19: a-1, a-2 e a-3 (Fig. 18).

Punti chiave della Sezione Ideale

Lungo la Sezione Ideale esaminando i dati di paleoprofondità, ottenuti mediante analisi paleontologiche, geochimici, e sedimentologici è stato possibile individuare dei punti chiave per datazioni e correlazioni a scala di bacino, dei trend di innalzamento e abbassamento del livello marino, i punti di massima e minima batimetria, i passaggi tra i vari stadi isotopici e le evidenze di cambiamenti climatici (Fig. 19); qui di seguito i principali elementi salienti:

- tra 1240 e 2860 cm, in base ai valori del $\delta^{18}\text{O}$, è stata individuata la fase di deglaciazione che segna quindi il passaggio dal MIS 20 al MIS 19 (Nomade et al., 2019);
- a 1370 e 2150 cm, utilizzando le associazioni a foraminiferi bentonici è stato possibile individuare due punti nella successione dove il livello marino ha raggiunto la sua minima profondità (MSL; Stefanelli, 2003);
- da 2700 cm, grazie alle associazioni ad ostracodi, si sono riscontrate le evidenze di un progressivo aumento della batimetria, in linea con i dati paleoclimatici che testimoniano il passaggio a condizioni più calde (Nomade et al., 2019);
- 784,3 mila anni fa si instaurano condizioni completamente interglaciali, segnando quindi l'inizio del MIS 19c (Maiorano et al., 2016);
- tra 3070 e 3370 cm è stata individuata la "Maximum Flooding Zone" (MFZ) (D'Alessandro et al., 2003) ed è stata datata a circa 777.3-773.2 mila anni fa (Marino et al., 2015). Questo è stato possibile grazie al ritrovamento di resti di *Neopycodonte cochlear*, una specie bivalve che predilige gli ambienti marini profondi con ridotti tassi di sedimentazione e scarsa torbidità delle acque;

- tra 3455 e 4080 cm è stato individuato il picco di $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ che segna indirettamente l'inversione del campo magnetico Brunhes-Matuyama, datata a 776-768,5 mila anni fa (Simon et al., 2017);
- a 3660 cm è stato individuato il livello cineritico V4 (Petrosino et al., 2015);
- a 3715 cm è stato posizionato l'inizio del MIS 19b e, di conseguenza, la fine del 19c (Nomade et al., 2019) questo passaggio è stato datato a 771,8 mila anni fa (Marino et al., 2015);
- a 3850 cm è stata posizionata la fine dell'optimum climatico del MIS 19c basato in questo caso sul dataset pollinico (Nomade et al., 2019) che, anche in questo caso, mostra un leggero ritardo rispetto al limite basato sui valori del $\delta^{18}\text{O}$;
- fra 3850 e 3980 cm le associazioni a foraminiferi bentonici e il record pollinico ad alofite testimoniano un abbassamento della batimetria. Questo è in accordo con l'appesantimento dei valori del $\delta^{18}\text{O}$, legati al labile raffreddamento

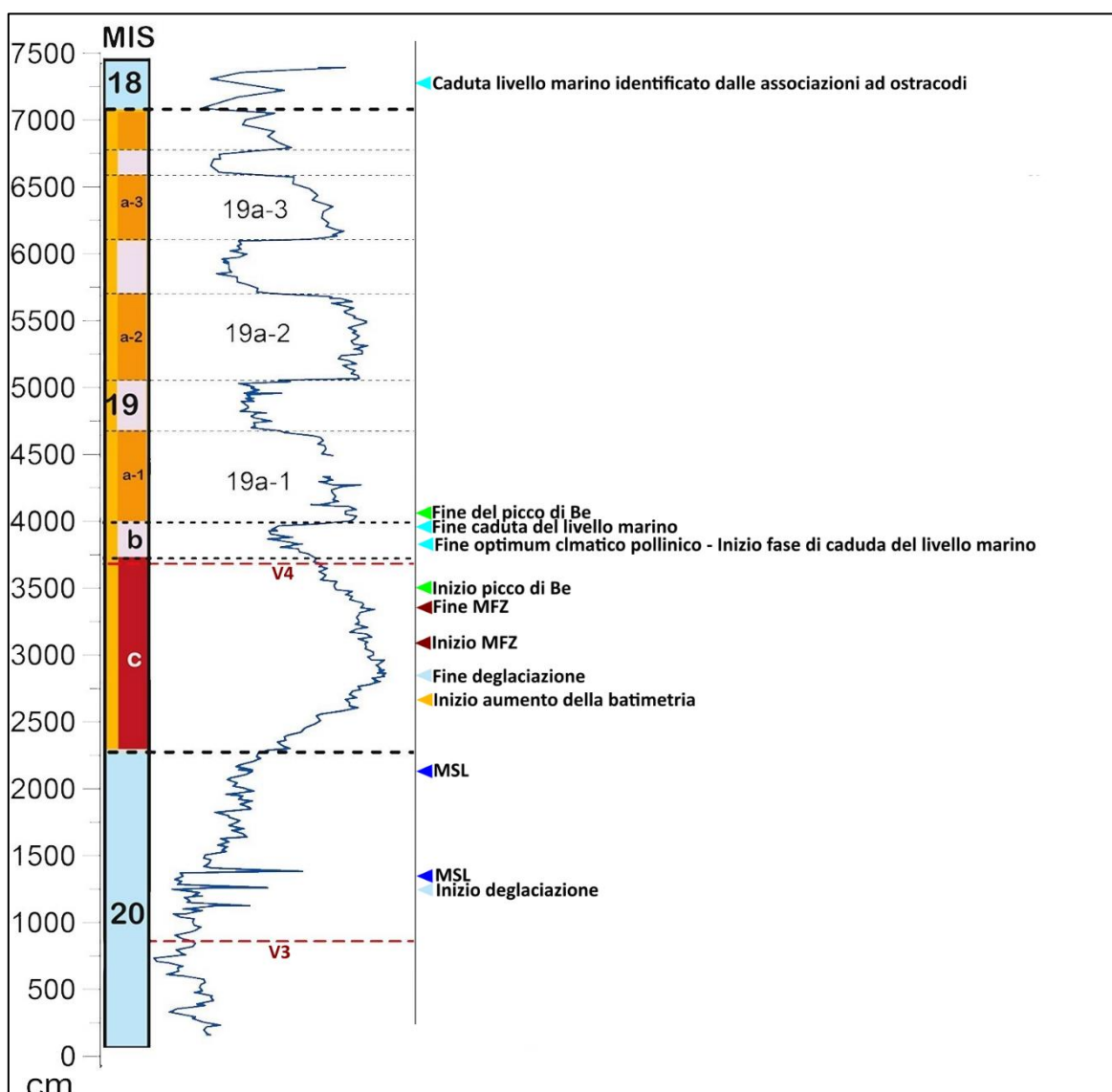


Fig. 19: Schema stratigrafico con riportati i principali eventi e marker individuati lungo la Sezione Ideale (modificato da Nomade et al., 2019).

osservato durante il MIS 19b (Stefanelli, 2003) e al calo dell'abbondanza dei pollini arborei (Mairoano et al., 2016);

- lungo la Sezione Ideale, in differenti intervalli stratigrafici, è stato possibile individuare degli intervalli caldi, 3975-4656 cm, 5049-5718 cm, 6119-6639 cm, 6812-7072 cm (Nomade et al., 2019);
- a 7115 cm è stata posizionata l'inizio del MIS 18 e, di conseguenza, la fine del 19a (Nomade et al., 2019);
- attorno a circa 741.42 mila anni fa, utilizzando le associazioni fossili ad ostracodi, è stato possibile individuare un approfondimento rapido ma di breve durata del livello marino (Aiello et al., 2015).

6 MATERIALI E METODI

Studio di terreno

Il lavoro di tesi ha richiesto il prelievo di una serie di campioni volumetrici lungo la Sezione Ideale di Montalbano Jonico (Marino et al., 2016). Da un punto di vista stratigrafico, si è deciso di adottare un metodo di campionamento sistematico. I campioni sono stati infatti prelevati in media ogni 2,5 m di distanza l'uno dall'altro, ma quando gli intervalli omogenei avevano spessori inferiori a 2,5 m, si sono prelevati due campioni, uno alla base e uno al tetto dell'unità da campionare. Inoltre al fine di ottenere una maggiore rappresentatività del contenuto fossilifero dell'intervallo stratigrafico studiato (Patzkowsky & Holland, 2012), il sedimento è stato prelevato in modo tale da avere, per ogni campione prelevato, almeno 2 sotto-unità.

La fase di campionamento è stata effettuata in due distinte occasioni, la prima il 26 settembre 2019 dal Professor Daniele Scarponi e il paleontofilo Giano Della Bella, la seconda invece il 28 giugno 2021 dal sottoscritto e dal Professor Scarponi. Le attività di campionamento sono state coadiuvate in ambedue le uscite da alcuni docenti dell'Università di Bari: la prima dal Professor Rafael La Perna e la seconda dalle Professoresse Maria Marino e Angela Girone.

Durante la fase di campionamento nell'area calanchiva nelle vicinanze di Montalbano Jonico (Fig.20), dove necessario, sono state misurate le distanze tra i vari campioni o fra un campione e un punto di riferimento, come ad esempio la cinerite V4, e le pendenze delle varie porzioni del calanco (Fig. 21) al fine di consentire, in un secondo momento, un più corretto posizionamento del campione sul log stratigrafico. Infine, il materiale è stato riposto all'interno di sacchi di Juta (Fig. 22) al fine di facilitarne il trasporto fino alla strada più vicina collocata quasi un chilometro dall'area di studio.

Ad ogni un campione prelevato è stato attribuito un codice alfanumerico che lo identifica. LA sigla che si è deciso di utilizzare è costituita da un acronimo MJ (Montalbano Jonico), unito ad un numero progressivo e la data del campionamento. La posizione stratigrafica del campione è stata poi riportata sul log stratigrafico della Sezione Ideale riportato nel lavoro di Nomade et al. (2019), con i rispettivi intervalli di incertezza.

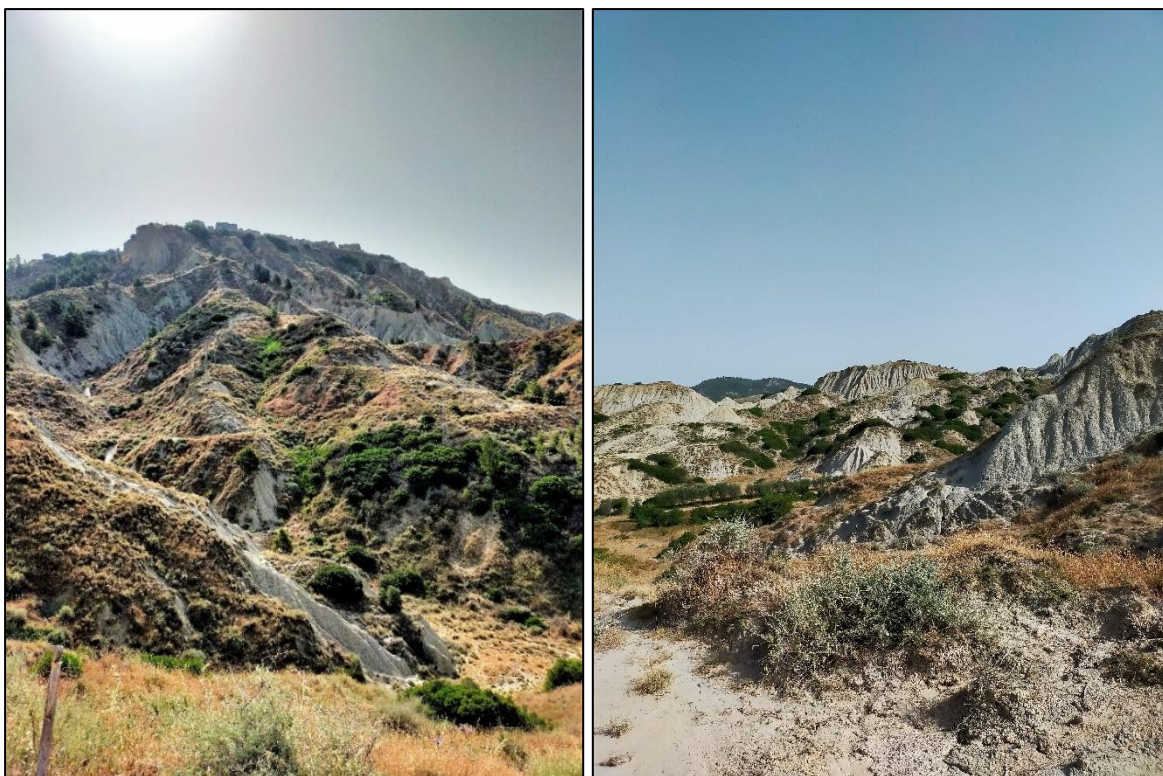


Fig. 20: Dettaglio di alcuni dei calanchi visibili nelle vicinanze di Montalbano Jonico.



Fig. 21: Porzione inferiore dell'affioramento studiato il 28 giugno 2021. Il paletto verde indica il livello ceneritico V4 (metro a bandella 3,50 metri).

Figura 22: Dettaglio dell'affioramento dove è possibile osservare un sacco di juta contenente il materiale precedentemente estratto.

Preparazione dei campioni in laboratorio

Tutti i campioni raccolti nelle due fasi di campionamento, sono stati trattati presso i laboratori del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (BiGeA) dell'Università di Bologna. I campioni raccolti nel 2019 sono stati preparati precedentemente al campionamento di quest'anno solare per avere la certezza che questi fossero sufficientemente ricchi in reperti macrobentonici da permetterne uno studio paleoecologico.

Al fine di separare la matrice sedimentaria dal contenuto fossilifero i campioni sono stati sottoposti ad una serie di passaggi di routine per disgregare il sedimento. Come prima cosa si è proceduto al calcolo del peso di ciascun campione poiché, i vari campioni, essendo stati prelevati in due momenti distinti, presentano volumi e di conseguenza pesi differenti. Questa prima fase ha permesso infatti di osservare come i campioni mostrassero una certa variabilità riconducibile alle 2 fasi di prelevamento dei campioni. Nella prima fase, causa le difficoltà di accesso alla successione, il peso dei campioni mostra un intervallo compreso fra 4,930 e 9,085 kg (media 6,836 kg, deviazione standard 1,304 kg). Nella seconda i campioni presentano un peso maggiore (media 14,089 kg, deviazione standard 2,257 kg).

Successivamente alla pesatura si è proceduto all'immersione di ogni campione per almeno 24 ore in una soluzione costituita per il 5% di acqua ossigenata (Fig. 23). Terminata questa fase il campione sufficientemente disgregato è stato passato ad un setaccio con maglie da 1 millimetro in modo tale da separare la componente argilloso-siltosa da quella più grossolana, di interesse, in quanto rappresentata essenzialmente da materiale organogeno. Il



Fig. 23: Materiale in fase di prima disgregazione. Si può osservare la presenza su ognuno dei campioni un foglio con riportato il codice identificativo del campione in preparazione.

questa fase ogni campione è stato analizzato in due successivi passaggi: con il primo si sono divisi i resti fossili, presenti nel sedimento, nelle quattro macrocategorie precedentemente riportate e, con il secondo, invece è stato identificato a livello tassonomico di genere o superiore.

Le abbondanze assolute dei differenti taxa sono state ottenute dal conteggio di esemplari completi, valve e frammenti unici prelevati dai campioni. Il computo dei resti appartenenti ai taxa selezionati (vedi sopra), è stato effettuato in base alle specificità del taxon considerato e alla loro abbondanza. Per quanto riguarda i serpulidi si è prelevato qualsiasi resto sia intero sia frammentato e il conteggio degli individui è dato dal rapporto fra il peso dei frammenti e il peso medio di un esoscheletro integro ritrovato nel campione. Per le classi Bivalvia e Gastropoda sono stati prelevati solamente i resti che presentavano o più del 50% del resto oppure un elemento unico (per i bivalvi la cerniera, e l'area umbonale). Visto che i bivalvi producono due resti fossili per organismo, il numero delle valve totali è stato poi diviso per 2 (Scarponi & Kowalewski, 2004). Per i gasteropodi invece gli elementi unici erano rappresentati dall'apice o dall'apertura. Infine, per la classe Scaphopoda si sono utilizzati i resti che presentavano l'apertura posteriore. Per l'identificazione dei vari taxa si è fatto riferimento al materiale iconografico e alle collezioni presenti nel laboratorio di macroinvertebrati bentonici del BiGeA (Università di Bologna).

Matrice dei dati a macroinvertebrati

Durante la fase di conteggio per ogni campione si sono determinati i generi presenti e le rispettive abbondanze. Le informazioni sono state poi annotate su un foglio Excel con i campioni riportati in colonna e i taxa nelle righe. La matrice di dati ottenuta presentava quindi per ogni campione i generi o le categorie tassonomiche superiori presenti e per ognuno di questi quanti individui erano stati riconosciuti (Tabella A.1). La matrice è stata poi utilizzata per le analisi multivariate per cercare di ricostruire le principali variabili ambientali legate alle dinamiche faunistiche presenti lungo la Sezione Ideale. Infine, la matrice di dati è stata sottoposta ad analisi di rarefazione per individuare eventuali associazioni fra le dinamiche di biodiversità dei vari gruppi, confrontate ad abbondanza costante, e le variazioni degli isotopi stabili dell'ossigeno lungo la sezione.

Tecniche di Clustering

Le tecniche di clustering o analisi di gruppi permettono di ricostruire raggruppamenti fra campioni o fra taxa che presentano delle stesse caratteristiche e, di conseguenza, individuare delle possibili relazioni fra questi (Patzkowsky & Holland, 2012). Queste tecniche molto spesso vengono utilizzate in parallelo alle tecniche di ordinamento (esempio DCA e NMDS), successivamente descritte, in quanto, attraverso un approccio integrato la capacità di risoluzione dell'analisi paleoecologica è maggiore.

Il risultato finale di questa tecnica di analisi è comunemente rappresentato tramite un dendrogramma in cui vengono disposti gli elementi analizzati (campioni o taxa) secondo un ordine gerarchico di similarità decrescente dalla base del grafico verso le porzioni apicali dello stesso. Quindi, quegli elementi i cui nodi si sono divisi più lontani dalla base del grafico

saranno quelli che presenteranno un più basso indice di similarità e quindi avranno meno elementi in comune. In questo caso la distanza “orizzontale” fra i singoli elementi non ha nessun legame con la loro similarità in quanto, una delle proprietà fondamentali dei dendrogrammi, è la loro possibilità di ruotare attorno ad ogni nodo, cambiano così la distribuzione degli elementi ma non la loro similarità (Patzkowsky & Holland, 2012).

Two Way Cluster Analysis

Fra le tecniche di *clustering* una delle più utilizzate poiché, anche se più complessa, è enormemente informativa è la “Two Way Cluster Analysis” (Fig. 25). Questa tecnica permette di creare due dendrogrammi, uno per i taxa e uno per i campioni e successivamente plottarli fra di loro a novanta gradi (Patzkowsky & Holland, 2012). Poiché in questa tipologia di elaborazione statistica sono presenti due set di dati si parla di “Q-mode analysis” quando si fa riferimento alla matrice dei campioni e “R-mode analysis” quando ci si riferirà alla matrice dei taxa. In questo modo, oltre ad osservare quale siano i campioni e i taxa più simili, come in tutte le tecniche di “clustering”, è inoltre possibile vedere quali siano, per il presente studio, i generi più abbondanti in ogni campione. Ciò rende la “Two way Cluster Analysis” uno dei metodi più efficaci per delineare e caratterizzare le biofacies.

L’analisi di cluster a due vie è stata effettuata tramite Past 4.03 (Hammer, 2021) su una matrice caratterizzata dai taxa più abbondanti (presenti in almeno 5 campioni) e dai campioni con abbondanza >25 esemplari. L’indice di similarità scelto per effettuare l’analisi è

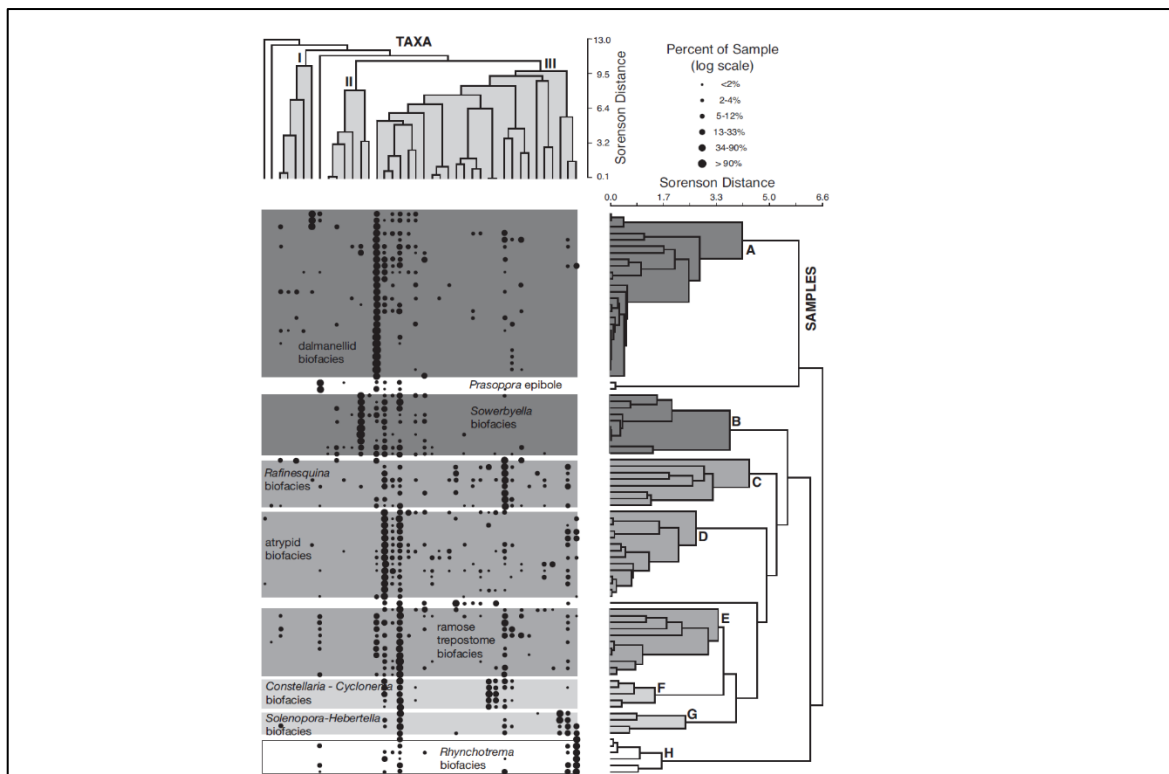


Fig. 25: Esempio di Two Way Cluster Analysis eseguita su delle associazioni ad invertebrati marini del tardo Ordoviciano rinvenuti nell’area del Kentucky centrale (Patzkowsky & Holland, 2012).

quello a due vie è “*Morisita*” in quanto, questa tecnica di analisi statistica, è poco influenzata dall’abbondanza dei campioni, eccetto per quelli eccessivamente piccoli (che comunque sono stati eliminati; Bakus, 2007).

Tecniche di ordinamento

Le analisi di ordinamento in ambito paleoecologico sono utilizzate per ridurre lo spazio multidimensionale nel quale i campioni sono distribuiti, ad uno spazio definito da due o tre dimensioni, in modo tale da individuare più facilmente le principali direzioni di variazione all’interno del dataset. Infatti, la posizione dei casi (campioni) nel diagramma risultanti dalle analisi riflette la similarità/dissimilarità delle loro strutture tassonomiche. Da questo deriva che campioni disposti vicini nello spazio bi- o tri-dimensionale sono caratterizzati da liste faunistiche simili, mentre campioni distanti tra loro mostrano liste faunistiche differenti. Tali metodi sono estesamente utilizzati in paleoecologia (Patzkowsky & Holland, 2012).

Le tecniche di ordinamento possono essere fondamentalmente suddivise in due tipologie: dirette e indirette. Le prime necessitano, oltre ad una matrice di abbondanza delle specie nei vari campioni, anche della misura dei parametri ambientali dell’area da cui proviene il materiale campionato. Le tecniche di ordinamento indirette invece differiscono dalle precedenti per il fatto che non utilizzano i parametri ambientali, in quanto sono questi ultimi, il più delle volte, l’obiettivo dello studio (Patzkowsky & Holland, 2012). Per questo motivo le analisi di ordinamento indirette sono quelle più utilizzate in paleoecologia.

Le tecniche di ordinamento più utilizzate per gli studi paleoecologici sono: “Detrended Correspondence Analysis” (DCA) e “Non-metrical Multidimensional Scaling” NMDS. Quando in ambito ecologico/paleoecologico si pensa che la distribuzione delle specie sia di tipo gaussiano e sia determinata da un ampio gradiente ambientale l’analisi DCA consente di ottenere buoni risultati. Nel caso in cui non si abbiano informazioni o indizi sulla possibile risposta delle specie ai parametri ambientali (o informazioni sulla struttura dei dati), è consigliabile utilizzare l’analisi NMDS che non assume strutture di partenza predefinite. Oltre a queste, seppur in misura minore sono state utilizzate le tecniche “Principal Component Analysis” (PCA) e “Factor Analysis” (FA). Queste si basano sul presupposto che esista una relazione lineare tra le variabili e il loro cambiamento lungo il gradiente/i investigato/i (Patzkowsky & Holland, 2012). La gran parte delle analisi di ordinamento (DCA, ora anche NMDS), riportano nei risultati sia i casi (ad esempio campioni) sia le variabili (ad esempio taxa). In ambito paleoecologico l’informazione delle relazioni fra le specie e gli assi di variazione principali è molto importante in quanto consente poi di valutare se e quali parametri ambientali possono essere associati agli assi di ordinamento principali e se questi ultimi possono essere quindi interpretati come gradienti paleoambientali.

Prima dell’applicazione delle tecniche di ordinamento (DCA e NMDS), la matrice è stata semplificata seguendo una prassi consolidata in ambito paleoecologico (Scarponi & Kowalewski, 2004), nel dettaglio si sono eliminati:

- tutti i generi che erano presenti in soltanto un campione;
- gli esemplari identificati a livello di famiglia o superiore;
- i campioni che presentavano un’abbondanza inferiore a 25 esemplari.

La matrice è stata poi trasformata utilizzando la funzione radice quadrata in modo tale che i taxa più rari potessero comunque avere un certo peso nella ricostruzione delle dinamiche paleoambientali (Bakus, 2007). La scelta di applicare la trasformazione “radice quadrata”, piuttosto che una logaritmica, è stata fatta in quanto quest’ultima riduce ancora di più il “peso” dei taxa più abbondanti (Bakus, 2007).

Detrended Correspondence Analysis (DCA)

La DCA o analisi delle corrispondenze multiple “detrended” (Fig. 26), vede come primo passo l’assegnazione di un valore arbitrario ad ogni taxon che è presente nella matrice di dati. Successivamente si forniscono dei valori ai vari campioni che sono il risultato della media pesata per esemplari ottenuto dai valori precedentemente conferiti e relativi alle specie. In questo modo i valori delle specie maggiormente rappresentate in uno specifico campione contribuiranno in maggior misura alla definizione del valore del campione stesso. A questo punto vengono ricalcolati i nuovi valori dei taxa, sfruttando il valore della media pesata (per esemplari) di tutti i campioni in cui quel taxon è presente. Questo processo viene ripetuto fintanto che i valori per le specie e i campioni si stabilizzano e viene compiuto per i successivi assi di variazione (Patzkowsky & Holland, 2012). Gli assi principali (che sono il risultato dell’analisi) lungo i quali i campioni e i taxa si distribuiscono generalmente sottintendono parametri ambientali che ne guidano la distribuzione. L’asse delle ascisse rappresenta in questo contesto il parametro che maggiormente influenza la distribuzione ottenuta dallo studio (asse di variazione principale o DCA 1).

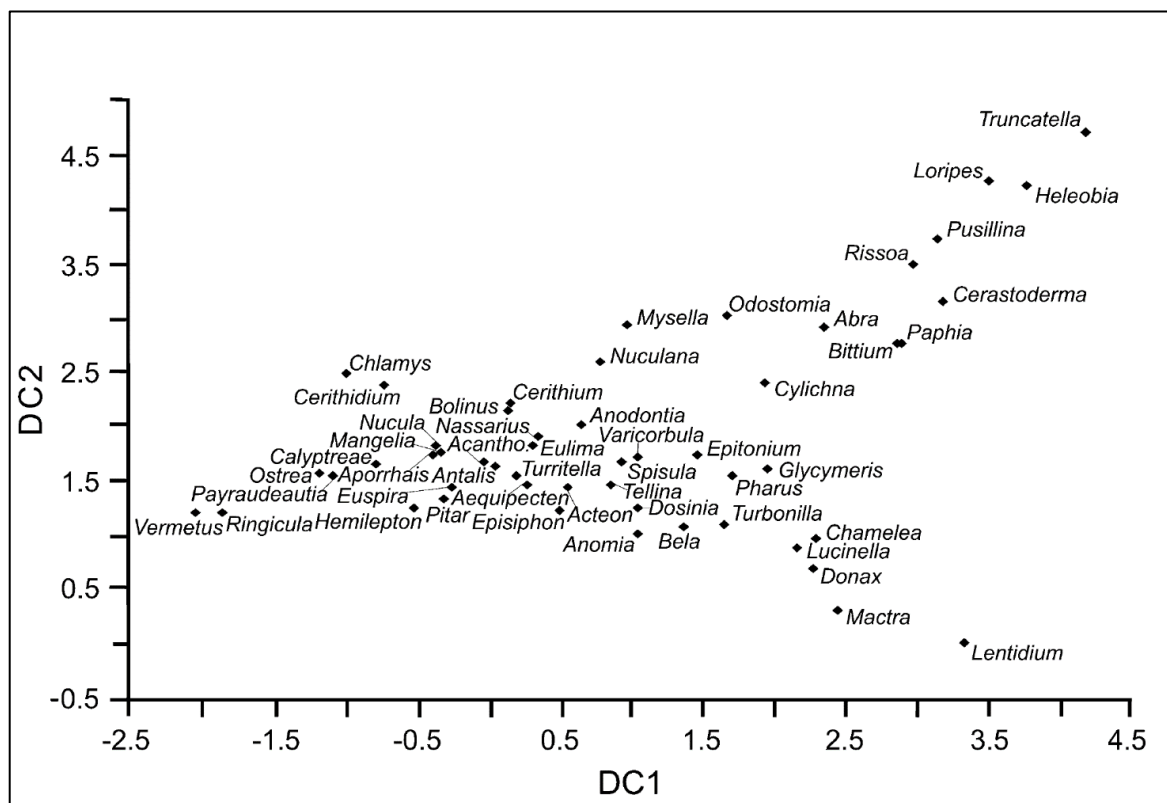


Fig. 26: Esempio di distribuzione di differenti generi di molluschi, ottenuta mediante la tecnica DCA, eseguita su associazioni fossili prelevate da carote dell’Adriatico (modificata da Scarponi & Kowalewski, 2004).

La DCA rappresenta un aggiornamento della tecnica “Correspondence Analysis” (CA) dove i risultati dell’analisi sono molto spesso distorti da una compressione della posizione dei campioni verso la parte terminale dell’asse principale (“arch effect”, McCune & Mefford, 2011). Di conseguenza, al fine di ottenere un risultato più facilmente interpretabile è stata messa a punto l’analisi DCA che attraverso i processi di “detrending”, da cui il nome questa tecnica, e di “rescaling” elimina la distorsione creata attraverso la CA. Il “detrending” divide l’asse di variazione principale in una serie di segmenti arbitrari e sottrae, da ogni campione e ogni specie, la media dei loro valori lungo l’asse di variazione successivo (asse 2) all’interno di quel segmento. Questo permette di minimizzare l’effetto arco. Successivamente, tramite il “rescaling” viene evitata la compressione dei valori agli estremi degli assi causata dall’effetto ad arco, stabilendo un valore di turnover costante per i taxa, rappresentato in questo caso da unità di deviazione standard (Patzkowsky & Holland, 2012).

Non-metric Multidimensional Scaling (NMDS)

Un’altra analisi di ordinamento comunemente applicata in campo paleoecologico è “Non-metric Multidimensional Scaling” (NMDS) (Fig. 27). Il motivo di questa popolarità risiede nel fatto che questo approccio è libero da ogni assunzione sulla forma delle relazioni fra le variabili. NMDS differisce in diversi modi dagli altri metodi descritti in precedenza. Nella maggior parte dei metodi analizzati i valori della matrice sono direttamente utilizzati (o eventualmente trasformati) per la computazione multivariata. NMDS produce un ordinamento di oggetti a partire dalle loro distanze o dissimilarità e, di conseguenza, per la sua funzionalità necessita di una matrice di dissimilarità. Inoltre, nel NMDS, un numero arbitrario di assi (di solito 2 o 3) viene scelto esplicitamente prima dell’analisi e i dati sono costretti

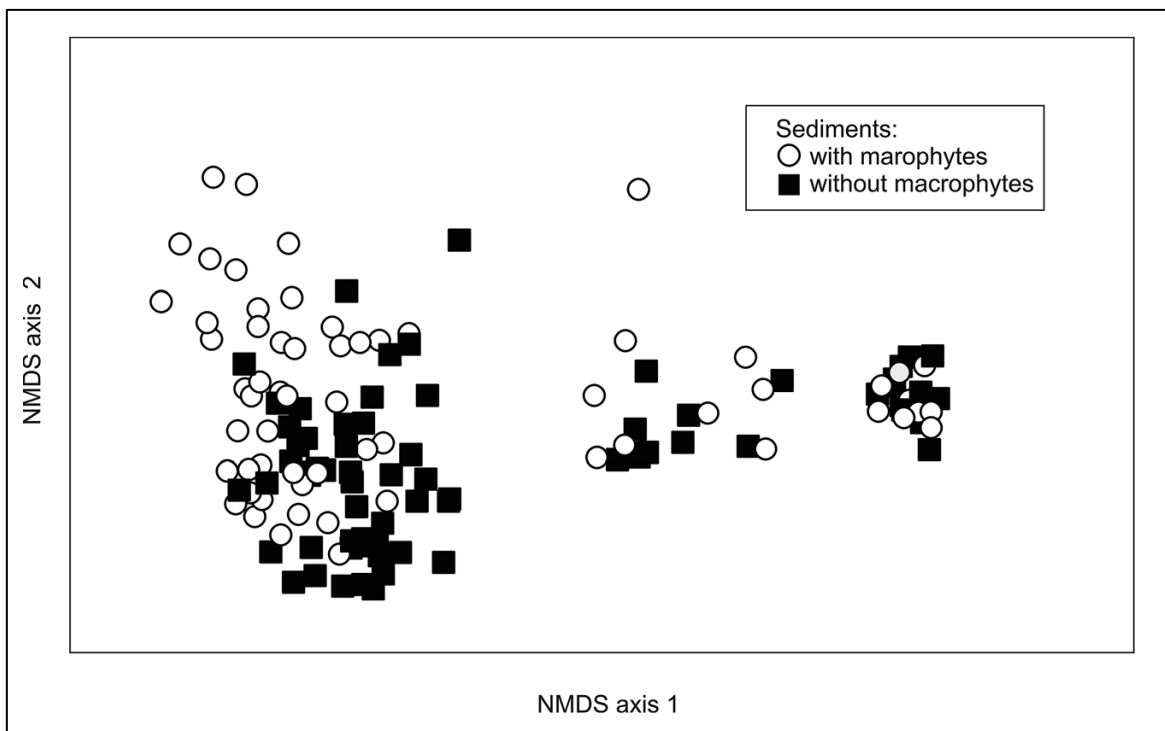


Fig. 27: Risultato dello studio in NMDS basato sulla distribuzione delle abbondanze di molluschi in bacini artificiali connotati da differente salinità. Quello che si può osservare è che la tipologia di substrato non influenza il raggruppamento fra i differenti siti studiati quindi, sarà un altro il parametro che guiderà la strutturazione delle comunità a molluschi di questa area della Polonia meridionale (Sowa et al., 2019).

in tali dimensioni. Questa tecnica distribuisce inizialmente i campioni in posizioni arbitrarie nello spazio di ordinamento, quindi iterativamente spostati in una nuova posizione che vada a minimizzare una quantità chiamata stress. Il processo avviene tramite un confronto (e successivi aggiustamenti) dell'ordine di rango delle dissimilarità originali e quello delle distanze ordinali tramite regressione monotona in modo da ridurre il più possibile lo scostamento tra la distanza nei campioni nei dati originali e quella definita nello spazio di ordinamento. Generalmente, un valore di stress di circa 0.1-0.2 indica risultato accettabile tra l'ordinamento e i dati originali (Patzkowski & Holland, 2012). Inoltre, il risultato finale dipende dalla configurazione iniziale, questa tecnica quindi non produce una soluzione univoca (come in CA o DCA) e quindi una successiva analisi NMDS sullo stesso set di dati darà risultati differenti. Il modo migliore per assicurarsi che il risultato dell'analisi sia ottimale è quello di ripetere l'analisi molte volte. Ogni volta la configurazione iniziale verrà modificata e il software conserverà fra i molteplici risultati quello con un valore di stress più basso. Una ulteriore differenza con le altre tecniche di ordinazione è che NMDS può invece essere ruotata, invertita o centrata su qualsiasi configurazione desiderata. A differenza di analisi come DCA, NMDS calcola i valori solo per i casi (esempio i campioni), anche se alcuni programmi, come il software "vegan" di R, consentono la visualizzazione anche per le variabili, attraverso il calcolo della media pesata dei valori dei campioni in cui la variabile è presente. Per poter essere applicata questa tecnica di ordinamento richiede di scegliere un indice di similarità fra quelli che il programma Past 4.03 propone e, anche in questo caso, si è deciso di utilizzare l'indice "Morisita" per gli stessi motivi riportati nel paragrafo: "Two Way Cluster Analysis".

Analisi di Rarefazione

Oltre alle analisi di ordinamento per confrontare se gli intervalli esaminati presentano strutture eco-tassonomiche comparabili, si sono applicate tecniche di rarefazione per valutare se l'andamento della biodiversità macrobentonica si presenta in relazione alle dinamiche climatiche (glaciale vs. interglaciale) e ambientali. Poiché lo studio della diversità ha implicazioni di notevole interesse teorico e pratico, è certamente desiderabile esprimere questa proprietà in una maniera più articolata ed informativa di quella consentita da un semplice indice numerico (indici di similarità), che utilizza una o solamente alcune delle combinazioni dei descrittori del campione: numero di individui (abbondanza), numero di specie (ricchezza) e proporzione relativa di ciascuna specie all'interno dell'associazione campionata (uniformità).

Le analisi di rarefazione (Fig. 28) stimano la ricchezza (ed equitabilità) delle associazioni faunistiche ritrovate nei campioni ad intervalli costanti di abbondanza. Questo perché, come riportato da Chao e Jost (2012 e riferimenti precedenti), in ambito paleoecologico la ricchezza tassonomica, è funzione dell'abbondanza del campione che in ambito fossilifero può non riflettere le dinamiche biologiche ma anche quelle sedimentarie.

Le analisi di rarefazione si sono applicate su tutti i campioni senza nessuna trasformazione della matrice di dati.

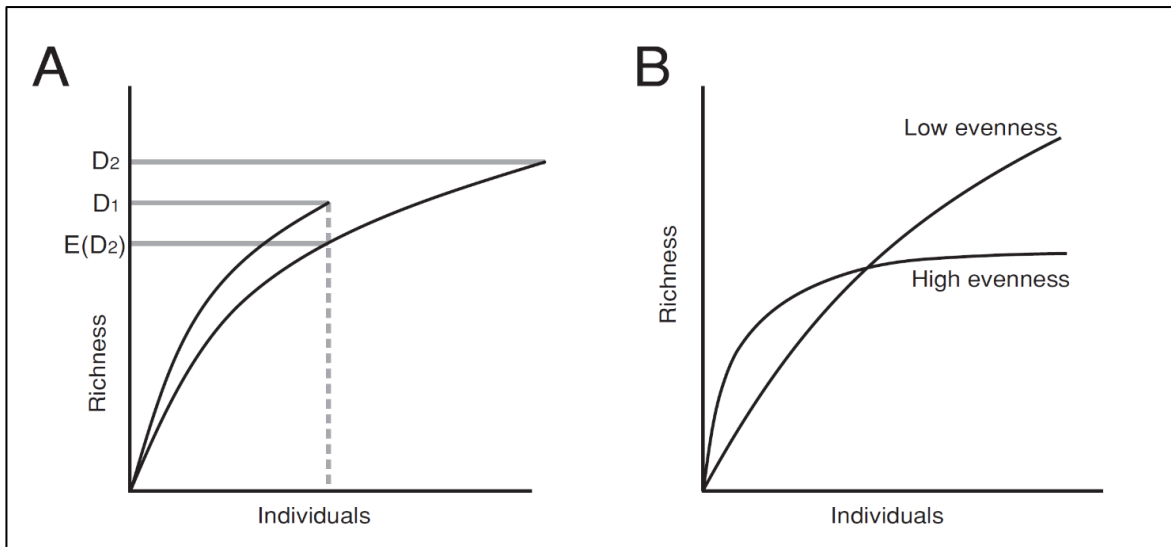


Fig. 28: Curve di rarefazione che confrontano campioni di ineguale numero di individui (A) e evenness (B). Nel primo caso $E(D_2)$ testimonia la ricchezza di individui del campione D_2 con un numero di individui uguale al campione D_1 . Nel secondo caso è possibile invece osservare come in un contesto di basso e di alto sforzo di campionamento le due curve abbiano posizioni reciproche molto differenti (Patzkowsky & Holland, 2012).

7 SCHEDE TASSONOMICHE

Al fine di comprendere meglio i dati ottenuti e fornire una interpretazione degli stessi è stata redatta una serie di schede che si riferiscono alle specie che nel dataset sono maggiormente rappresentate o ritenute utili indicatori ambientali. Questi taxa costituiscono quindi gli elementi di riferimento principali per le analisi paleoecologiche. Purtroppo, a causa dello stato di conservazione non ottimale, i resti appartenenti al genere *Protula* non sono stati identificati a livello specifico.

Oltre al riferimento tassonomico aggiornato della specie in oggetto, si è riportata una breve descrizione delle caratteristiche morfologiche ed ecologiche che la caratterizzano e la sua distribuzione geografica. Le schede sono disposte in ordine sistematico. Le caratteristiche ecologiche di queste specie sono state utili per interpretare l'andamento dei trend a macrobentonici lungo la successione studiata.

Phylum Mollusca

Classe GASTROPODA

Alvania testae (Aradas & Maggiore, 1844)



Fig. 29: *A. testae*, lunghezza 2,7 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Gli esemplari della specie presentano una conchiglia di dimensioni millimetriche con giri debolmente convessi, un'apertura ovale, un labbro moderatamente spesso e infine una scultura cancellata formata da coste strette e acute sovrascorse da una serie di filetti spirali (Fig. 29; Negri & Corselli, 2016).

Caratteristiche ecologiche

Specie detritivora, che predilige fondali limosi, sabbiosi, e detritici compresi tra 15 e 1805 m di profondità (Negri & Corselli, 2016), però è maggiormente abbondante lungo la piattaforma esterna (Scarponi et al., 2014).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Rissoidea, ampiamente distribuita dalla Norvegia al Marocco (fino a 31° N) e nel Mediterraneo fino alle coste orientali di Israele (Negri & Corselli, 2016).

***Trophonopsis muricata* (Montagnu, 1803)**



Fig. 30: *T. muricata*, lunghezza 7,5 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Parigi).

Caratteristiche morfologiche

Trophonopsis muricata (Fig. 30) mostra una variabilità intraspecifica ampia sia nella colorazione (fra il bianco sporco e il marrone scuro), sia nella forma e nell'ornamentazione della teleoconca. Sotto quest'ultimo aspetto gli esemplari atlantici presentano una scultura più pronunciata di quelli mediterranei (Poppe & Goto, 1991). La scultura è costituita da corde spirali che sovrascorrono coste strette e ben distanziate (11-15 sull'ultimo giro) originando così una scultura marcatamente cancellata. L'apertura è ovale e il canale sifonale relativamente lungo. L'esoscheletro presenta infine una lunghezza di solito compresa tra 10 e 20 mm (Poppe & Goto, 1991).

Caratteristiche ecologiche

Specie distribuita lungo tutta la piattaforma ed epibatiale, in Mediterraneo predilige fondali coralligeni di piattaforma fino a 200 metri di profondità (Poppe & Goto, 1991).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Muricidae distribuita dall'Islanda fino alle coste atlantiche dell'Africa settentrionale e del Mediterraneo e Mar Nero (Poppe & Goto, 1991; Negri & Corselli, 2016).

***Tritia lima* (Dillwyn, 1817)**



Fig. 31: *T. lima*, lunghezza 10 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Tritia lima (Fig. 31) presenta una conchiglia allungata e ovata fino a 30-40 millimetri di lunghezza (Poppe & Goto, 1991), con una ornamentazione costituita da 13-16 coste sottili e acute, ben distanziate e meno evidenti sull'ultimo giro. Queste ultime sono sovrascorse da filetti spirali che originano una scultura leggermente cancellata. Il canale sifonale è corto e ampio, l'apertura sub-ovoidale (Negri & Corselli, 2016).

Caratteristiche ecologiche

Specie necrofaga che predilige gli ambienti marini di piattaforma intermedio-esterna (Scarpone et al., 2014) però la si può trovare anche in ambienti batiali (Poppe & Goto, 1991; Negri & Corselli, 2016;).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Nassariidae distribuita dal Mediterraneo, Canarie Ovest Africa e fino al golfo di Biscaglia a nord (Poppe & Goto, 1991; Negri & Corselli, 2016).

***Tritia ovoidea* (Locard, 1886)**



Fig. 32: *T. ovoidea*, lunghezza 14 mm (Col. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Specie di dimensioni medio-piccole (altezza media intorno a 15 millimetri; Fig. 32), di colore crema fino a marroncino, caratterizzata da un esoscheletro ovoidale e ornato da sottili solchi spirali, i primi giri dell'esoscheletro possono presentare coste poco pronunciate. Il canale sifonale è corto e ampio e l'apertura ovoidale.

Caratteristiche ecologiche

Gasteropode necrofago, distribuito su fondali fangosi di piattaforma da circa 15 metri di profondità (Poppe e Goto, 1991), fino all'epibatiale, dove si rinviene più abbondantemente (D'Alessandro et al., 2003).

Distribuzione

Specie vivente e appartenente alla famiglia Nassariidae presente nel Mediterraneo occidentale, nel Mare di Alboran e al largo delle coste atlantiche della Spagna (Poppe e Goto, 1991).

Classe BIVALVIA

Nucula sulcata (Bronn, 1831)



Fig. 33: *N. sulcata*, lunghezza 15 mm (Oliver et al., 2016).

Caratteristiche morfologiche

Morfologicamente è caratterizzata da valve sub-ovate, sub-triangulari, di lunghezza variabile tra 10 e 20 millimetri (Poppe & Goto, 1993) e ornate da linee radiali e concentriche che conferiscono così un aspetto decussato e rugoso all'esoscheletro di questa specie, il margine è crenulato (Fig. 33; Poppe & Goto, 1993). La colorazione variabile da verdastra fino a nera.

Caratteristiche ecologiche

Specie infaunale che vive su substrati fangosi o fangosi misti a ciottoli e sabbia di piattaforma, comune fra 40 e 200 metri di profondità (Oliver et al., 2016).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Nuculidae, distribuita dalla Norvegia all'Africa occidentale (Senegal, Guinea e Angola), passando per le coste del Mediterraneo e Mar Nero (Poppe & Goto, 1993; Negri & Corselli, 2016).

Pseudamussium clavatum (Poli, 1795)



Fig. 34: *P. clavatum*, diametro 2,5 cm (coll. Schepman, Leiden).

Caratteristiche morfologiche

Le dimensioni degli esemplari variano fra 20 e 40 mm in lunghezza, l'esoscheletro è caratterizzato da 5-6 coste radiali molto marcate che conferiscono alle valve un aspetto fortemente ondulato (Fig. 34). La specie è inequivalve con la valva destra molto più convessa della sinistra. Le dimensioni dell'esoscheletro sono in media comprese tra 25-40 mm di diametro (Dijkstra & Goud, 2002).

Caratteristiche ecologiche

Specie riportata su fondali fangosi o fangoso-sabbiosi fra 4 e 1400 metri di profondità, con una maggiore frequenza in ambienti di piattaforma e nella parte inferiore del suo intervallo di distribuzione batimetrica man mano che si procede verso latitudini maggiori (Poppe & Goto, 1993).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Pectinidae, ritrovata lungo le coste della Scozia fino a quelle del Portogallo e del Mediterraneo (Poppe & Goto, 1993).

***Similipecten similis* (Laskey, 1811)**



Fig. 35: *S. similis*, lunghezza 7 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Gli esemplari della specie sono caratterizzati da una colorazione semitrasparente, di colore variabile, dal giallastro al marrone chiaro o bianco e, a volte, con macchie o striature radiali bianche opache o marroncine (Fig. 35). Le dimensioni variano, ma comunque è una specie di piccola taglia, dai 6 mm fino ad un massimo di 10 mm di larghezza (Poppe & Goto, 1991). Gli esemplari sono leggermente inequivalvi, con la valva destra leggermente più piccola e convessa della sinistra e sull'auricola anteriore è possibile osservare una piccola fessura che individua la fuoriuscita del bisso.

Caratteristiche ecologiche

Specie epifaunale che vive su substrati fangoso-sabbiosi e fangoso-ghiaiosi di piattaforma fino a 250 metri di profondità (Oliver et al., 2016).

Distribuzione

Specie vivente attribuita alla famiglia *Propeamussiidae* con distribuzione cosmopolita, ma prevalentemente presente nell'emisfero boreale dalle coste della Norvegia fino all'Angola e Mediterraneo (Negri & Corselli, 2016).

***Aequipecten opercularis* (Linnaeus, 1758)**



Fig. 36: *A. opercularis*, lunghezza 4,5 cm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Gli esemplari della specie raggiungono dimensioni medie attorno ai 25-45 mm (Fig. 36), ma alcuni esemplari possono raggiungere i 90 mm di larghezza (Oliver et al., 2016). La colorazione è estremamente variabile. Gli esemplari sono inequivalvi, con la valva destra più convessa rispetto a quella sinistra ed entrambe sono ornate da 19-22 coste radiali poco pronunciate che conferiscono al margine circolare un aspetto crenulato (Oliver et al., 2016). Il numero di coste aumenta con l'aumentare delle dimensioni, fino ad 80 in esemplari di grandi dimensioni. Sull'auricola anteriore è possibile osservare una piccola fessura che individua la fuoriuscita del bisso.

Caratteristiche ecologiche

Specie epifaunale, filtratrice, attaccata con il bisso a substrati duri durante gli stadi giovanili, nuotatrice negli stadi adulti; vive comunemente su substrati sabbiosi e detritici soggetti a correnti di fondo della piattaforma, fino a circa 200 m di profondità (Kamenos et al., 2004), ma generalmente la si ritrova abbondante in contesti di piattaforma interna e media (Scarpioni et al., 2014).

Distribuzione

Specie vivente appartenente alla famiglia Pectinidae, presente dalle coste delle Isole Faroe e del nord della Norvegia fino alla penisola Iberica, Canarie, Azzorre e Mediterraneo (Oliver et al., 2016).

***Heteranomia squamula* (Linnaeus, 1758)**



Fig. 37: *H. squamula*, lunghezza 4 mm (Oliver et al., 2016).

Caratteristiche morfologiche

Gli esemplari della specie raggiungono dimensioni massime di 12 - 15 mm (Oliver et al., 2016), la conchiglia è di solito traslucida di color bianco (Fig. 37). Fortemente inequivalve, la valva sinistra è caratterizzata da ornamentazione variabile da pressoché liscia con linee concentriche di accrescimento a rade spine; la valva destra è piatta, più sottile e sulla superficie può presentare delle linee di accrescimento (Oliver et al., 2016). Il margine tendenzialmente è sub-circolare ma la forma della conchiglia dipende dal substrato sul quale l'esemplare si fissa.

Caratteristiche ecologiche

Specie epifaunale sessile su substrati duri che vive fra 5 e 110 metri di profondità, anche se in letteratura ci sono testimonianze di ritrovamenti a 732 metri di profondità (Poppe & Goto, 1993).

Distribuzione

Specie vivente appartenente alla famiglia Anomiidae, presente lungo le coste dell'Islanda fino a quelle della Spagna e Mediterraneo, ma il suo limite meridionale non è ben definito (Poppe & Goto, 1993).

***Papillicardium minimum* (Philippi, 1836)**



Fig. 38: P. minimum, lunghezza 8 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Specie caratterizzata da valve sottili, di forma sub-circolare, biancastre e ornamentate da circa 28-32 fitte coste radiali poco elevate e ornate da sottili lamine a forma di tegola (Oliver et al., 2016), quest'ultime non sempre evidenti (Fig. 38). Le dimensioni sono abbastanza ridotte infatti può raggiungere al massimo i 12 mm di larghezza ma di solito gli esemplari si aggirano intorno ai 4 mm (Poppe & Goto, 1993).

Caratteristiche ecologiche

Specie filtratrice, segnalata tra 4 e 161 metri di profondità su fondali fangosi, sabbiosi e ghiaiosi (Poppe & Goto, 1993), ma più frequente in ambienti fangosi di piattaforma intermedia-esterna, talvolta lo si può però ritrovare anche in contesti batiali (Negri & Corselli, 2016).

Distribuzione

Specie vivente appartenente alla famiglia Cardiidae, presente dalle coste delle Islanda fino a quelle del Marocco e Mediterraneo (Poppe & Goto, 1993). Recentemente la sua distribuzione si è ampliata fino al Pacifico a seguito dell'apertura del canale di Suez (Negri & Corselli, 2016).

Classe SCAPHOPODA

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)



Fig. 39: *A. inaequicostata*, lunghezza 52 mm (Coll. Museo di Storia Naturale di Rotterdam).

Caratteristiche morfologiche

Specie con conchiglia di colore bianco rosato, moderatamente arcuata e caratterizzata da 9-12 coste principali che si alternano verso l'apertura con coste secondarie e arrivano fino all'apertura (Fig. 39). Lungo l'esoscheletro sono visibili interruzioni di crescita. In media può raggiungere una lunghezza 60 mm.

Caratteristiche ecologiche

Specie detritivora che vive su fondali sabbioso-fangosi e sabbiosi poveri di fanghi compresi tra 5 e 120 m di profondità (Ozturk, 2011) e ricchi in epifauna e coralligeni.

Distribuzione

Specie vivente appartenente alla famiglia Dentaliidae, distribuita prevalentemente nel Mediterraneo ritrovata però anche lungo le coste orientali dell'Oceano Atlantico (Ozturk, 2011).

Phylum Annelida

Classe POLYCHAETA

Ditrupa arietina (Muller, 1776)



Fig. 40: *D. arietina*, lunghezza 20 mm.

Caratteristiche morfologiche

Specie caratterizzata da un esoscheletro tubolare a forma di zanna, senza evidente ornamentazione e di color marroncino o giallastro, lungo l'esoscheletro l'apertura apicale è di dimensioni inferiori a quella boccale (Fig. 40). Il taxon è inoltre caratterizzato da uno o più inspessimenti del guscio (annuli).

Caratteristiche ecologiche

Specie epifaunale, in grado di raggiungere densità maggiori di 10000 individui per m² (Hartley 2014). Tipicamente la si ritrova in contesti ambientali di piattaforma continentale-scarpata superiore caratterizzati da elevata torbidità e substrato soggetto a rimaneggiamento (Cosentino & Giacobbe, 2006), sebbene negli ultimi decenni siano state segnalate alte densità della specie in ambienti di spiaggia sommersa e transizione alla piattaforma (Hartley et al., 2014). La dimensione granulometrica del substrato non sembra avere effetti sulla densità di esemplari della specie (Hartley, 2014).

Distribuzione

Specie vivente, appartenente alla famiglia Serpulidae, in passato considerata cosmopolita ora segnalata lungo la fascia orientale dell'Atlantico dalla Norvegia fino all'Africa occidentale (Hartely 2014).

8 RISULTATI

Dai circa 315 chilogrammi di sedimento prelevato lungo la Sezione Ideale di Montalbano Jonico (Fig. 41) sono stati identificati circa 4200 resti fossili di macroinvertebrati bentonici, indicativamente appartenenti a 3592 esemplari di molluschi e policheti (Tabella A.1). La differente numerosità, come riportato nel paragrafo: “Analisi al microscopio” (capitolo 6), è legata al fatto che l’esoscheletro di un bivalve è formato da due valve; di conseguenza, l’abbondanza dei bivalvi nei singoli campioni è stata suddivisa per due e poi il risultato arrotondato per eccesso. Il frutto del campionamento ha quindi prodotto una matrice di dati composta da quasi 3600 esemplari suddivisi in 70 taxa: 57 generi appartenenti al Phylum Mollusca (27 Bivalvia, 28 Gastropoda e 2 Scaphopoda), 2 generi al Phylum Anellida (Polychaeta) e 11 identificati solo ad un livello di famiglia o superiore. All’interno della matrice i 10 generi più abbondanti ritrovati sono: *Ditrupa* (2136 esemplari), *Tritia* (141 esemplari),

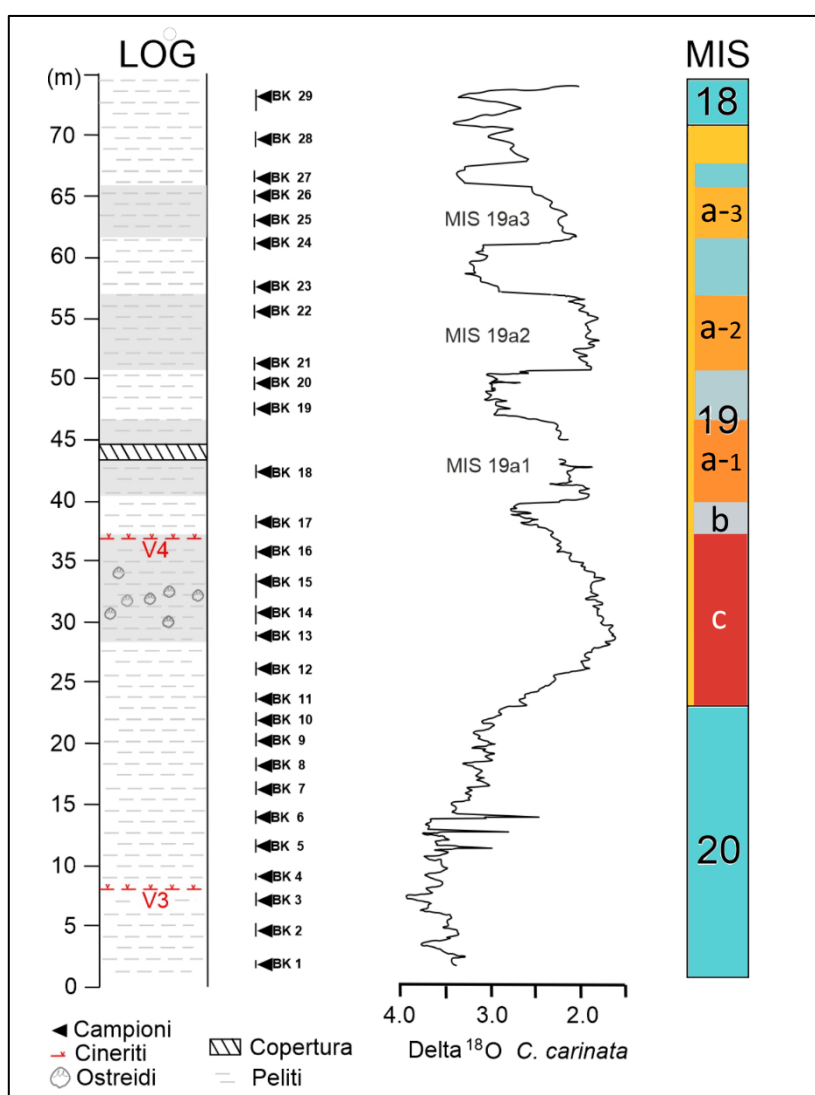


Fig. 41: Log della Sezione Ideale (Montalbano Jonico), a destra della stratigrafia sono riportati i campioni prelevati. Tutti i campioni (ad eccezione dei Bk 8 e 9 poco fossiliferi) sono stati utilizzati per le analisi. A destra i valori del rapporto isotopico dell’ossigeno e la suddivisione della sezione in “Marine Isotope Stages” (MIS).

Similipecten (135 esemplari), *Alvania* (106 esemplari), *Trophonopsis* (105 esemplari), *Antalis* (80 esemplari), *Pseudamussium* (79 esemplari), *Papillicardium* (67 esemplari), *Protula* (64 esemplari) e *Aequipecten* (57 esemplari).

Detrended Correspondence Analysis (DCA)

La tecnica di ordinamento DCA ha consentito di ridurre la multidimensionalità del dataset (costituito da 75 generi) in modo efficace, riportando la distribuzione di campioni e generi su un piano bidimensionale, delimitato dagli assi di variazione principale (DCA 1) e secondaria (DCA 2) (Fig. 42).

L'asse di variazione principale (DCA 1) mostra un forte turnover faunistico che, in base alle caratteristiche ecologiche dei taxa ritrovati, è associabile ad un gradiente batimetrico e di maggior o minor stabilità nei parametri paleoambientali (in particolare tassi di sedimentazione e torbidità delle acque). I taxa disposti agli estremi del grafico DCA (Fig. 42) con valori negativi come *Neopycnodonte*, *Diacria*, *Clio* e *Cuspidaria* sono indicatori di ambienti di piattaforma e scarpata caratterizzati da bassi tassi di sedimentazione e parametri ambientali relativamente stabili, mentre *Ditrupa*, *Anomia* e *Pododesmus* che sono indicatori di ambienti caratterizzati da instabilità dei parametri ambientali e in genere meno profondi (vedi schede tassonomiche) si posizionano verso i massimi positivi del DCA 1. Osservando la disposizione dei campioni si nota che questi si distribuiscono nello spazio bivariato formando due gruppi nettamente separati e caratterizzati da stock faunistici differenti. I campioni prelevati negli stadiali del MIS 19 e delle fasi fredde del MIS 20 sono raggruppati nella parte destra del grafico e presentano valori molto positivi. Al contrario i campioni associati con

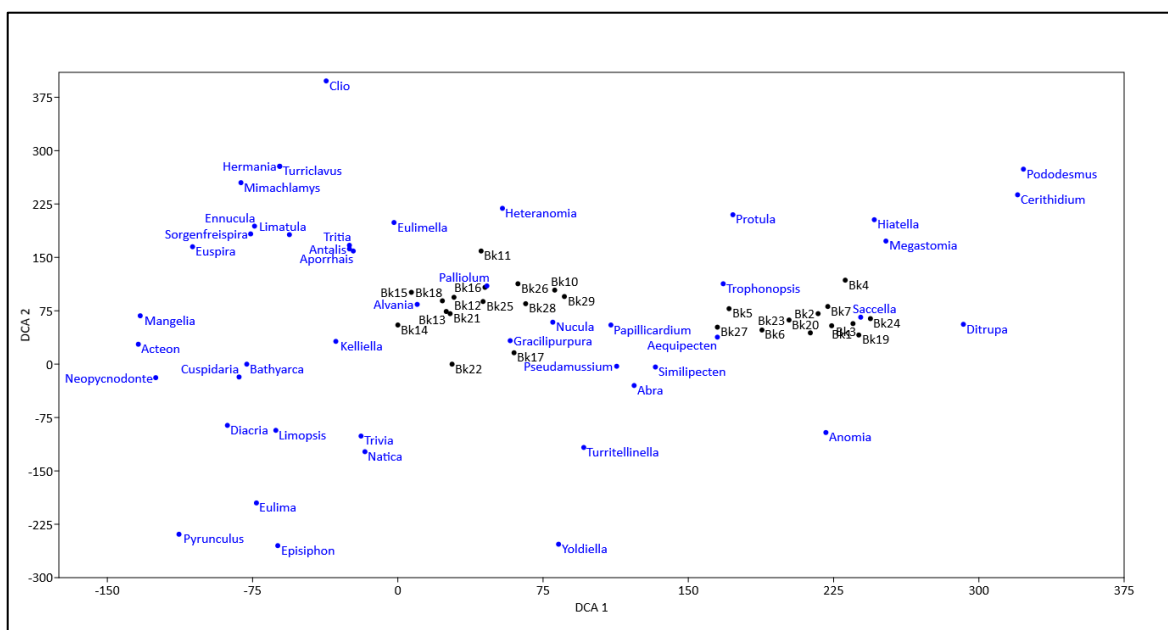


Fig. 42: Grafico prodotto dalla tecnica di "Detrended Correspondence Analysis" che illustra la distribuzione dei campioni e dei generi in uno spazio bidimensionale. Quello che risalta all'occhio è la presenza di due gruppi di campioni nettamente divisi corrispondenti ai campioni prelevati in contesti caldi (sinistra) e freddi (destra)

fasi di miglioramento climatico e interglaciale formano un cluster ben separato dal precedente e situato nella porzione intermedia dell'asse di variazione principale (valori fra 86 e 0; Fig. 42).

Per quanto riguarda il turnover dei campioni e delle specie lungo l'asse di variazione secondario (DCA 2) questo non evidenzia un chiaro trend e non risulta facilmente interpretabile alla luce delle conoscenze acquisite sui taxa ritrovati nei campioni (Fig. A.1).

Le coordinate dei singoli campioni lungo l'asse di variazione principale (DCA 1) sono state poi disposte in senso stratigrafico lungo la sezione Ideale (Fig. A.2; vedi Discussione). Questa procedura, comunemente impiegata nell'analisi paleoecologiche recenti (Scarponi et al., 2014; Patzkowski e Holland, 2012; Stefanelli et al., 2003)) ha come scopo quello di confrontare i trend di variazione faunistica lungo la Sezione Ideale con l'andamento di altri "proxies" precedentemente ricostruiti sempre all'interno dello stesso intervallo stratigrafico. In particolare, si è effettuato un confronto fra l'andamento di variazione dell'asse principale e le curve di variazione del $\delta^{18}\text{O}$ misurate sul foraminifero bentonico *Cassidulina carinata* come riportate in Nomade et al. (2019).

La curva ottenuta (Fig. A.2) mostra delle oscillazioni molto chiare ed evidenti lungo la sezione stratigrafica che ha permesso di suddividere la stessa in 4 distinti intervalli:

- Intervallo 1 (0-15 m, Bk 1 – Bk 6) caratterizzato da una sostanziale stabilità delle associazioni a macrobentonici, che mostrano però una certa variabilità in corrispondenza di una serie di rapide variazioni del rapporto $\delta^{16}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ (vedi Discussione).
- Intervallo 2 (15-32 m, Bk 7 – Bk 14) connotato da un trend ben marcato di "turnover" faunistico con valori di DCA 1 che progressivamente tendono allo 0.
- Intervallo 3 (32-45 m, Bk 15 – Bk 18) mostrante una leggera flessione con ritorno a valori positivi e poi una sostanziale stabilità.
- Intervallo 4 (45-75 m, Bk 19 – Bk 29) identificato da delle oscillazioni molto ampie che individuano delle fasi di rapido turnover delle associazioni macrobentoniche seguite a periodi di sostanziale stabilità, le oscillazioni mostrano un trend di diminuzione delle ampiezze verso l'alto stratigrafico della sezione.

Non-metric Multidimensional Scaling (NMDS)

Come la DCA anche la tecnica di ordinamento NMDS ha permesso di ottenere una distribuzione, in questo caso dei soli campioni, in uno spazio bidimensionale molto efficace nel ridurre la multidimensionalità del dataset (stress =0,09; Fig. 43).

Dalla distribuzione ottenuta quello che si osserva è la presenza anche in questo caso di due distinti cluster di campioni composti dagli stessi campioni individuati dalla DCA, ma qui invertiti. I campioni provenienti da contesti glaciali o freddi mostrano valori negativi mentre quelli provenienti da contesti caldi o interglaciali mostrano valori positivi e tendono ad essere più dispersi lungo l'asse di variazione secondario. Anche dall'analisi NMDS sono state poi prese le coordinate dei singoli campioni lungo l'asse di variazione principale, per essere

poi plottate lungo la sezione stratigrafica (Fig. A.2). La curva così ottenuta presenta un andamento fortemente sovrapponibile rispetto a quella ottenuta dalla DCA. Le differenze sono minime e legate in gran parte alla diversa metodologia di valutazione della similarità/dissimilarità dei campioni fra le due tecniche.

Come per DCA l'asse di variazione secondaria non è facilmente interpretabile. Inoltre, quando si confrontano gli andamenti delle coordinate dei campioni lungo l'asse secondario ottenute tramite DCA e NMDS (Fig. A.1) quello che risalta all'occhio è che le due curve non presentano nessuna sovrapposizione o andamento simile anzi, in intere porzioni dell'intervallo stratigrafico, l'andamento è quasi opposto. Il fatto che le due analisi evidenzino segnali contrastanti indica che l'asse di variazione secondario non può essere interpretato univocamente. La discussione dei risultati quindi si focalizzerà solo sulle informazioni paleoecologiche ottenibili dall'asse di variazione principale delle analisi di ordinamento.

Analisi di rarefazione

La stima della diversità tassonomica in ambito paleoecologico si effettua fra campioni ad abbondanza predefinita (Chao & Jost, 2012). Infatti, la ricchezza di taxa e la loro equitabilità è funzione della loro abbondanza che, in ambito paleoecologico, può essere influenzata dai processi sedimentari che hanno strutturato la successione sedimentaria stessa.

Il grafico ottenuto mediante l'analisi di rarefazione sui dati della matrice grezza ha permesso di osservare come la ricchezza specifica e l'equitabilità dei singoli campioni varino ad intervalli di abbondanza costanti (Fig. 44). Se si valuta la ricchezza dei singoli campioni ad abbondanza di 75 esemplari si possono notare tre aree del grafico dove si raggruppano

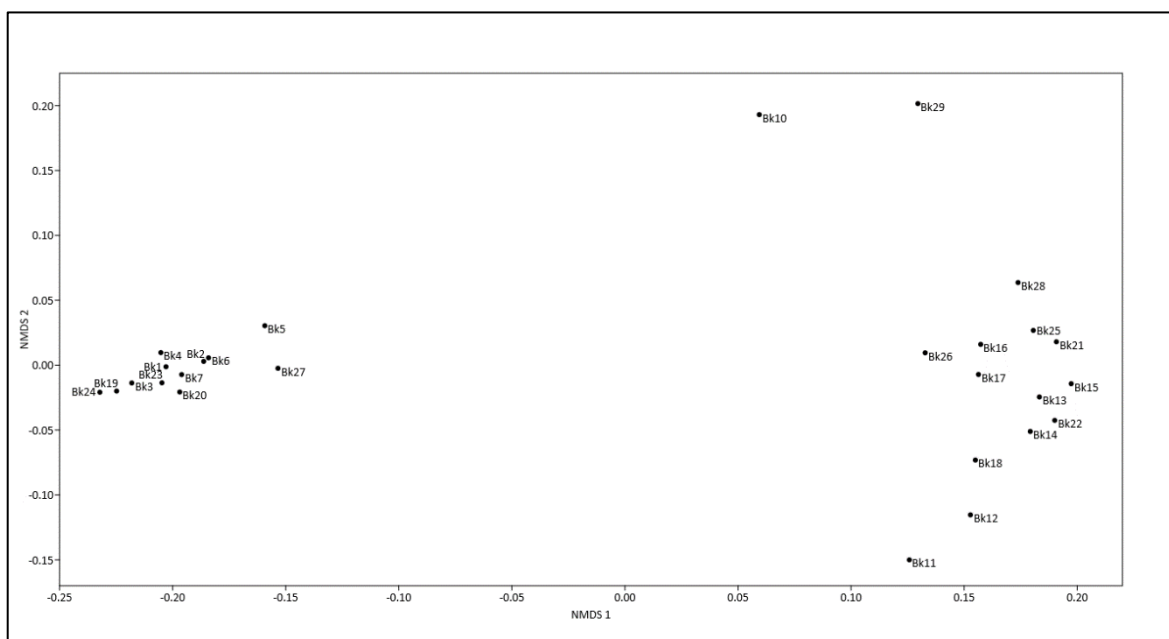


Fig. 43: Grafico prodotto dalla tecnica di "Non-metric Multidimensional Scaling" che illustra la distribuzione dei soli campioni in uno spazio bidimensionale. A destra si concentrano i campioni provenienti dagli intervalli più caldi e a sinistra da quelli più freddi.

i campioni a bassa, media ed alta ricchezza tassonomica. I campioni ad alta ricchezza sono anche caratterizzati da una maggior equitabilità di quelli che, a parità di esemplari, mostrano una ricchezza in numero di generi inferiore.

Nella parte bassa del grafico sono presenti i campioni che hanno una ricchezza di specie bassa (<10 generi a 75 esemplari) e scarsa equitabilità. Questi campioni sono dominati da una o poche specie molto abbondanti e quindi, aumentando lo sforzo di campionamento, i campioni non evidenzieranno un incremento sostanziale della ricchezza tassonomica. In questa area del grafico sono presenti, ad esempio, i campioni Bk 3-5, Bk 7, Bk 19, Bk 23-24 (Fig. 44). Nella porzione alta del grafico invece si posizionano i campioni con una maggior ricchezza ed una più alta equitabilità. A questo gruppo appartengono ad esempio i campioni, Bk 14-17 (Fig. 44).

Nella porzione centrale invece a 75 esemplari è presente il Bk 27. Altri campioni tendono a posizionarsi in una delle tre aree del grafico ma avendo abbondanze inferiori non sono stati qui considerati.

Two Way Cluster Analysis

L'output ottenuto mediante l'analisi del dataset con la tecnica di ordinamento chiamata "Two Way Cluster Analysis" (Fig. 45) ci permette di tracciare associazioni ricorrenti lungo la successione sedimentaria campionata.

L'analisi cluster relativa ai campioni (Q-mode) consente di osservare come questi, ad un indice di similarità di 0,40 possano essere raggruppati in 3 biofacies: una prima (biofacies 1) costituita dai campioni Bk 10 e Bk 29 che presentano però fra di loro una similarità relativamente bassa; una seconda (biofacies 2) dove invece sono presenti 13 campioni tutti con

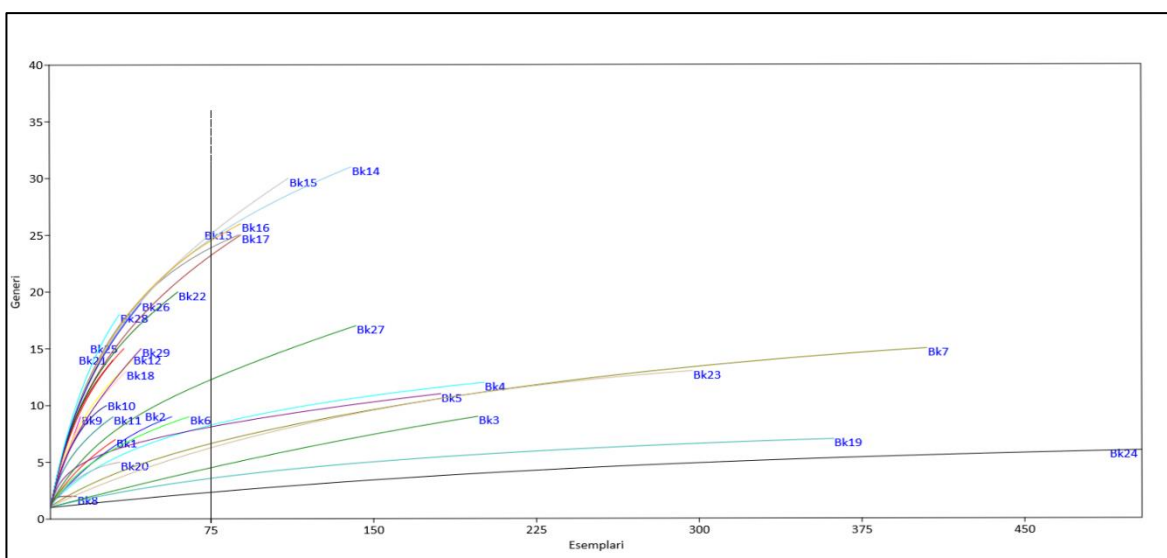


Fig. 44: Risultato dell'analisi di rarefazione ottenuto sul dataset grezzo. Nel grafico si possono notare le tre aree, precedentemente descritte, in cui si distribuiscono i singoli campioni ad uno sforzo di campionamento di 75 esemplari.

una similarità da relativamente alta a molto alta (es. Bk 13-14). Infine, la terza biofacies è costituita da 12 campioni che, ad eccezione del campione Bk 5, presentano un indice di similarità superiore al 95%.

Il dendrogramma R-mode, che raggruppa i generi che si trovano prevalentemente associate nei campioni ci consente, attraverso la matrice di abbondanza centrale (vedi Fig. 45), di caratterizzare le biofacies da un punto di vista paleoambientale utilizzando le caratteristiche ecologiche di quei cluster di specie (R-mode; Fig. 45) che sono più rappresentati nei gruppi definiti dall'analisi cluster di tipo Q-mode.

Biofacies 1 – *Ditrupa*:

la biofacies è identificata dal Q-cluster 1 (Fig.45) ed è caratterizzata a differenza delle altre da una bassa equitabilità e ricchezza tassonomica (vedi anche analisi di rarefazione; Fig. 44). La biofacies è costituita da numerosi campioni però molto omogenei fra loro per quanto riguarda la struttura tassonomica. L'elemento caratteristico è la presenza del R-cluster *Ditrupa -Turritellinella-Megastomia*, unito al R-cluster *Papillicardium-Trophonopsis-Aequipecten*.

Interpretazione

L'associazione individuata indica un substrato fangoso-sabbioso in ambito di piattaforma interna-intermedia, soggetto a torbidità delle acque e apporto sedimentario variabile ma a tratti elevato. La scarsa ricchezza e bassa equitabilità dell'associazione con dominanza di *Ditrupa* suggerisce infatti ambienti caratterizzati da instabilità dei parametri ambientali in contesti di piattaforma (Harty 2014), come indicato anche dalla presenza di esemplari del genere *Papillicardium* e *Turritellinella*.

Biofacies 2 – *Heteranomia-Palliolum*:

questa biofacies è identificata dal Q-cluster 2 (Fig. 45) ed è caratterizzata da una ricchezza tassonomica ed equitabilità relativamente alta, ma i generi ritrovati tendono ad essere sempre rappresentati da un basso numero di esemplari. La biofacies è contraddistinta da una certa abbondanza di *Heteranomia* e di pettinidi.

Interpretazione

L'associazione individuata indica un substrato misto e la presenza di possibili correnti di fondo che consentivano l'insediamento di epifaunali (*Heteranomia*) in contesti di piattaforma come suggerito anche dalla presenza di *Aequipecten*.

Biofacies 3 – *Alvania-Tritia*:

questa biofacies è identificata dal Q-cluster 3 (Fig. 45) ed è caratterizzata, come la precedente, da una relativamente alta equitabilità e ricchezza tassonomica (vedi anche analisi di

rarefazione, Fig. 44). La biofacies è molto articolata e un'analisi di maggior dettaglio a livello di specie dovrebbe consentire una ulteriore suddivisione. Al momento è, come la precedente, rappresentata dal R-cluster *Papillocardium-Trophonopsis-Aequipecten* e da quello *Tritia-Alvania-Pseudamussium*.

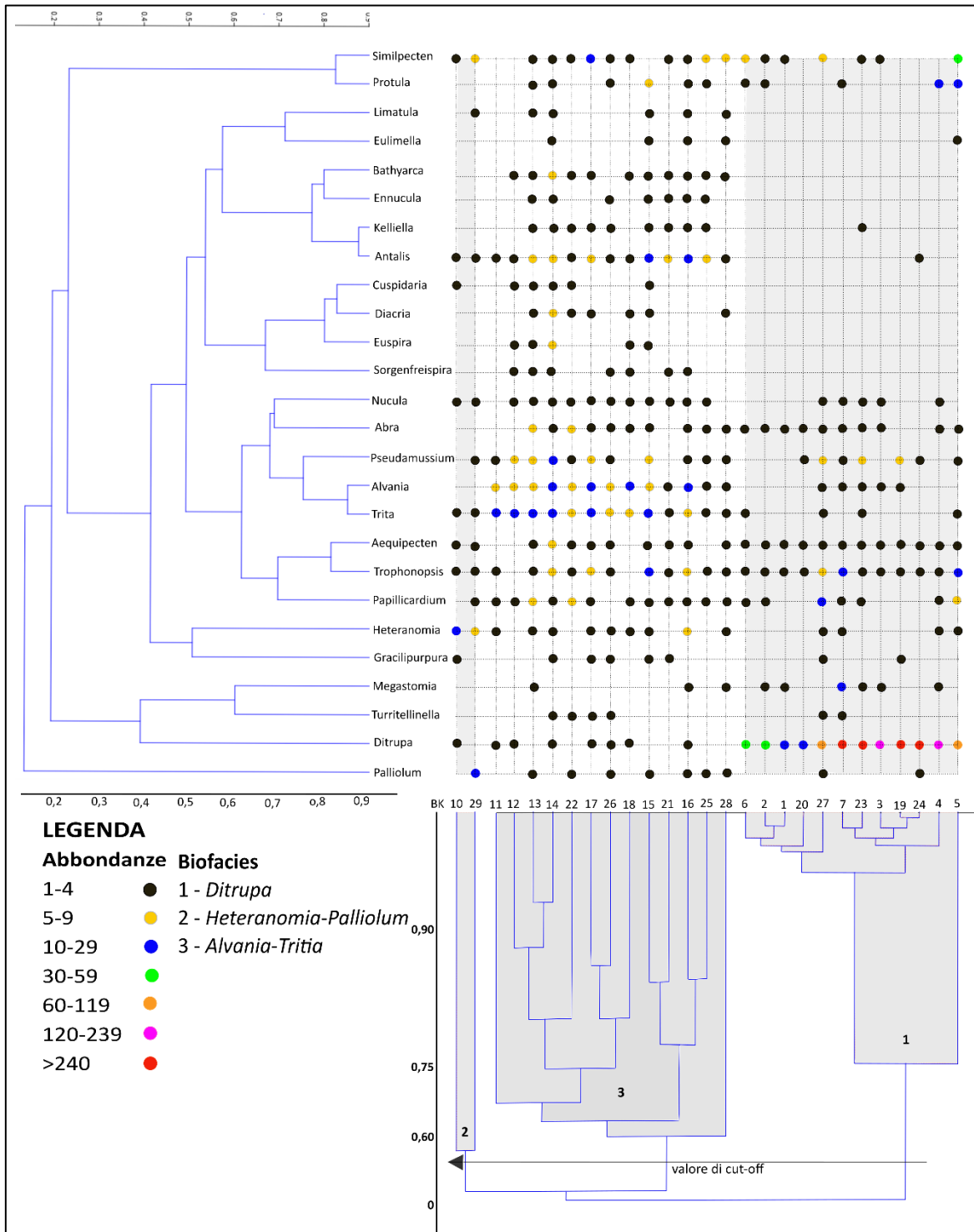


Fig. 45: Grafico ottenuto dall'analisi del dataset mediante la tecnica di "clustering Two Way Cluster Analysis". Si possono osservare le tre biofacies (*Ditrupa*, *Heteranomia-Palliolum* e *Alvania-Tritia*) e le abbondanze dei differenti generi per ogni campione analizzato.

Interpretazione

L'associazione individuata indica un substrato prevalentemente pelitico che si posiziona ai margini della piattaforma o nell'epibatiale come suggerito dalla presenza di *Alvania testae*, *Nucula sulcata*, *Tritia ovoidea* e *Pseudamussium clavatum* (vedi schede tassonomiche; capitolo 7). La ricchezza elevata suggerisce condizioni di stabilità dei parametri ambientali in ambienti relativamente profondi.

9 DISCUSSIONE

Analisi di ordinamento come chiave per l'interpretazione dei principali fattori di controllo delle associazioni macrobentoniche.

La variazione dei valori dei campioni lungo l'asse principale, risultante dalle analisi di ordinamento DCA e NMDS, mostrano complessivamente un andamento analogo (Fig. A.2). Questo consente di affermare, essendo i trend DCA e NMDS fortemente sovrapponibili, che i risultati ottenuti non dipendono dalla specifica tecnica utilizzata ma riflettono dinamiche biologico-ambientali. Qui di seguito, utilizzando il risultato della DCA, si discuteranno le implicazioni paleoambientali e, data l'alta similarità, queste saranno valide anche per i trend ottenuti attraverso la tecnica NMDS.

Come individuato nei risultati, la distribuzione dei generi (e di conseguenza dei campioni), lungo l'asse di variazione principale della DCA (asse 1) riflette un gradiente complesso principalmente derivante dall'interazione fra batimetria e stabilità dei parametri ambientali (vedi capitolo 8). Tali inferenze si deducono analizzando le caratteristiche ecologiche dei generi (vedi schede tassonomiche delle specie principali; capitolo 7) ritrovati nei campioni lungo la Sezione Ideale.

Una ulteriore conferma al fatto che il gradiente associato all'asse di variazione principale (asse 1) della DCA rifletta batimetria e stabilità degli ambienti è dato dall'analisi congiunta della tendenza stratigrafica dei valori dei campioni lungo l'asse di variazione principale e la curva delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ riportata in Nomade et al. (2019; Fig. 46). Quello che si può osservare è come le due curve (Fig. 46), nella parte inferiore della Sezione Ideale, mostrino la stessa tendenza, infatti, il $\delta^{18}\text{O}$ nella transizione MIS 20/19, conformemente alle dinamiche climatiche che causano lo scioglimento dei ghiacci, si sposta verso valori più leggeri e allo stesso modo si ha anche lo spostamento della curva DCA 1 verso valori più prossimi allo 0 (aumento della batimetria). Questa sincronicità la si riscontra anche durante la fase di optimum climatico del 19c. Inoltre, si nota che, quando la curva degli isotopi dell'ossigeno mostra un appesantimento dei valori del $\delta^{18}\text{O}$, le associazioni fossili testimoniano uno spostamento dei valori della DCA 1 verso valori più positivi (diminuzione di batimetria e maggior instabilità). Se la batimetria fosse però l'unico elemento dominante sarebbe difficile spiegare come, durante gli stadiali del MIS 19a, le variazioni dell'asse DCA 1 mostrino oscillazioni che sono comparabili, come magnitudine di variazione lungo l'asse DCA 1, alle oscillazioni tipiche del passaggio glaciale/interglaciale. In questa porzione della sezione, negli stessi intervalli, la curva del $\delta^{18}\text{O}$ testimonia sì un clima più fresco rispetto al MIS 19c però non raggiunge i valori documentati per l'intervallo glaciale del MIS 20 (3.5-4‰). Questo ci porta a ipotizzare che l'asse di variazione principale che documenta il turnover faunistico lungo l'asse DCA 1 non testimoni come unico driver della strutturazione di queste paleocomunità la variazione batimetrica ma in parte o gran parte rifletta situazioni legate all'instabilità ambientale (variazione del tasso di sedimentazione).

Date queste informazioni, un approccio basato su un'analisi di correlazione fra la distribuzione batimetrica preferenziale dei taxa più abbondanti o rilevanti dal punto di vista delle indicazioni paleoambientali, può dare comunque informazioni quantitative sulle variazioni batimetriche registrate nella successione sedimentaria studiata. Occorre però tenere presente che, queste indicazioni, possono dare informazioni solo relativamente alle oscillazioni alla scala della ciclicità glaciale-interglaciale mentre per quanto riguarda le dinamiche a più alta frequenza sono molto approssimative.

L'indicazione batimetrica è stata ottenuta attraverso un'analisi di correlazione lineare basata sulle coordinate, prese lungo l'asse principale, di 10 generi (rispetto ai 75 utilizzati per le analisi di ordinamento) distribuiti lungo tutto l'asse di variazione principale (DCA 1) e le loro rispettive stime di batimetria ottimale, riportate nel lavoro di Scarponi et al. (2014). L'analisi di correlazione lineare ha quindi restituito i coefficienti di correlazione ($R=0,81066$) e di determinazione ($R^2=0,65717$) e l'equazione della retta di regressione (vedi Fig. 47). Il coefficiente di determinazione mostra la variazione percentuale in y (batimetria) che è spiegata da tutte le variabili x (turnover faunistico lungo l'asse DCA 1). L'analisi, quindi, ha restituito una buona correlazione lineare fra il gradiente ambientale e la variazione batimetrica. I test effettuati per valutare la possibilità che questa sia casuale sono stati tutti negativi e hanno consentito di rigettare questa ipotesi in quanto la probabilità (p) che la

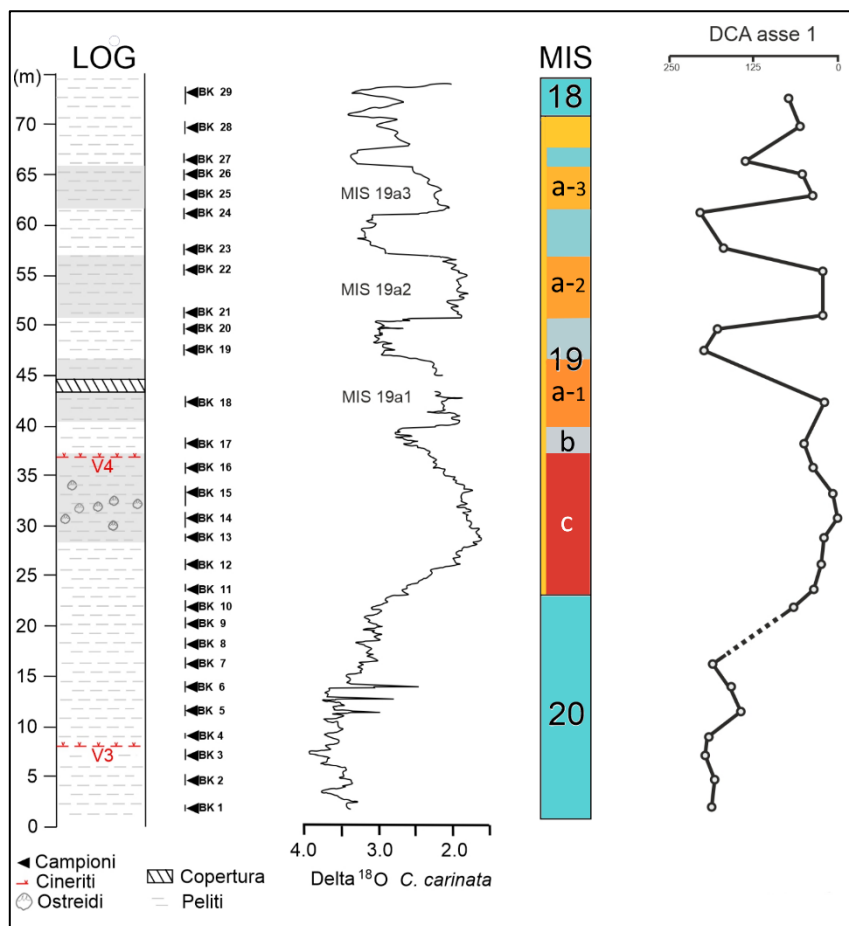


Fig. 46: Variazione dei valori di $\delta^{18}O$ (Nomade et al., 2019) e DCA 1, ricostruita utilizzando le associazioni a macroinvertebrati bentonici, lungo la Sezione Ideale.

correlazione sia fortuita è sempre inferiore a 0.05 (indicato come α), nello specifico $p=0,00444$. Grazie a questo studio è stato possibile osservare come la batimetria lungo la successione variasse indicativamente fra un minimo di 26 e un massimo di 113 metri di profondità con una stima di incertezza data dall'errore standard di ± 28 m. L'analisi delle variazioni batimetriche, specialmente quelle relative alle oscillazioni a più alta frequenza nel MIS 19a, è però in parte falsata da due fattori:

- il turnover faunistico che, oltre alle variazioni eustatiche, riflette anche il differente grado di stabilità di alcuni parametri ambientali;
- le associazioni a macroinvertebrati indicatrici di instabilità che si possono presentare, in contesti di piattaforma di diverse profondità, con una struttura tassonomica simile per quanto riguarda le specie più abbondanti/frequenti, cioè quelle che costituiscono i nostri campioni.

Caso esemplare è la distribuzione del genere *Ditrupa* che si rinviene abbondante a diverse profondità perché legato a fenomeni di instabilità del biotopo (vedi Hartley, 2014). Infine, l'approccio utilizzato qui a livello di genere crea una sostanziale omogeneizzazione dovuta al fatto che specie co-generiche che possono essere indicative di diversi contesti ambientali vengano inserite in uno stesso gruppo, di conseguenza, le stime paleobatimetriche dovrebbero essere verificate alla luce di quanto riportato sopra.

Il trend stratigrafico ottenuto riflette, lungo la sezione, una combinazione delle variazioni relative del livello marino e della stabilità/instabilità degli ambienti alla scala della ciclicità glaciale-interglaciale, coerente con quanto riportato da altre ricostruzioni paleobatimetriche e ambientali. Nello specifico, la ricostruzione quantitativa delle tendenze paleobatimetriche in Aiello et al. (2015), basata sulle associazioni ad ostracodi, mostra un andamento della curva con un trend analogo a quello ottenuto nel presente lavoro però con variazioni batimetriche che, seppur con la stessa magnitudine, avvengono in contesti più profondi

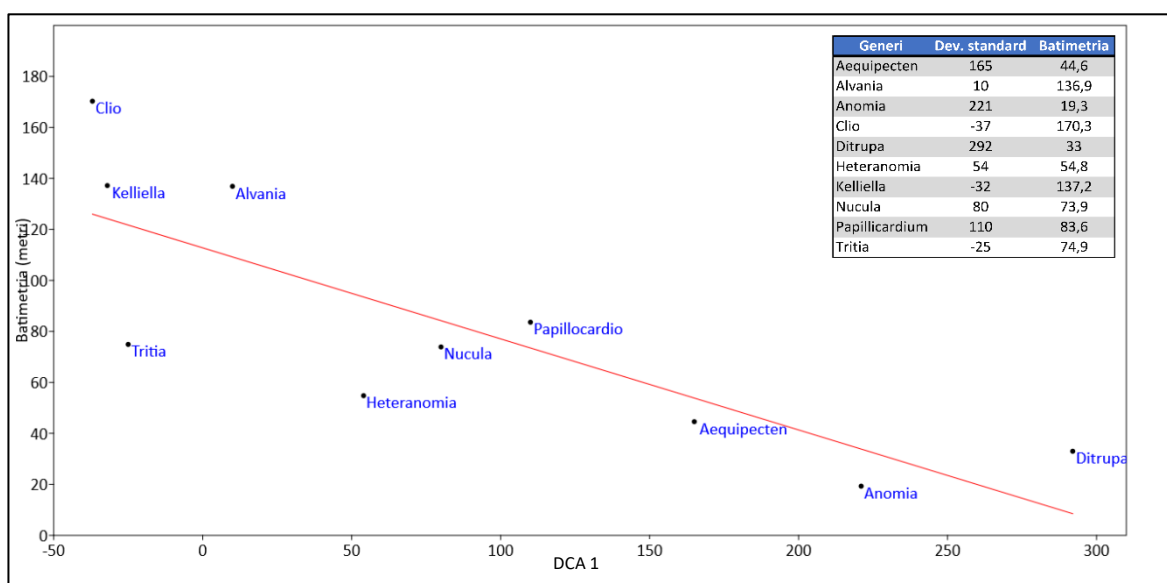


Fig. 47: output dell'analisi di correlazione fra i valori DCA 1 e batimetrici dei 10 generi presi come base per la ricostruzione paleobatimetrica. Retta di regressione $y = -0,357 \times x + 112$.

(piattaforma esterna-scarpata). Alla scala sub-milankoviana il lavoro non rileva però le oscillazioni che caratterizzano il MIS 19a che invece sono ben documentate nel lavoro di Stefanelli et al. (2003) sui foraminiferi bentonici. Questi testimoniano un ambiente deposizionale di piattaforma e dei trend comparabili a quelli desunti tramite le faune a molluschi sia alla scala milankoviana che sub-milankoviana. L'unica eccezione individuata è quella legata alla più marcata transizione fra stadiale e interstadiale nel MIS 19a. Questo trend, più accentuato nelle variazioni dei valori di DCA 1 (e NMDS) a molluschi, è il risultato, come indicato sopra, di un gradiente composto rappresentato sia dalla batimetria sia dalla stabilità che ha determinato il ritorno di associazioni (esaminate alla categoria tassonomica del genere), con struttura simile a quelle che caratterizzano il massimo glaciale del MIS 20. Confrontando invece la curva ottenuta con quella ricostruita da D'Alessandro et al. (2003), che documenta le variazioni a macroinvertebrati bentonici in maniera semi-quantitativa, l'andamento generale, a scala milankoviana, è comparabile e anche i valori batimetrici e di massima profondità sono sovrapponibili (Fig. 1, Fig. 12 e Fig. 13).

Relazioni fra diversità tassonomica e stratigrafia isotopica

La tecnica di rarefazione ha permesso di osservare l'andamento della ricchezza tassonomica (numero di generi) per campione, a valori di abbondanza costanti. La distribuzione ottenuta, analizzata attentamente, permette di produrre alcune considerazioni sul possibile legame tra la ricchezza/equitabilità dei singoli campioni prelevati e le condizioni climatico-ambientali (desunte dalla stratigrafia isotopica; Fig. 46) che caratterizzavano gli intervalli temporali nei quali si sono accumulati gli spessori sedimentari campionati.

Il risultato dell'analisi di rarefazione (Fig. 44, 48) indica come le associazioni caratterizzate da *Ditrupa*, rinvenute tipicamente nei depositi messi in posto durante gli intervalli temporali freddi (MIS 20 e le fasi stadiali del MIS 19a), siano contraddistinte da una bassa ricchezza tassonomica e una bassa equitabilità. Al contrario, i campioni dove invece questo genere è assente o estremamente poco abbondante presentano una più alta omogeneità.

L'equitabilità, intesa come equa ripartizione degli esemplari fra i taxa presenti in un campione, può essere individuata dall'angolo con il quale la curva cresce nelle fasi iniziali del processo di rarefazione (Hammer, 2021). Questo perché gli esemplari equidistribuiti fra i vari taxa presenti all'interno del campione determineranno un incremento molto rapido del numero di taxa (asse y del grafico) nelle fasi iniziali del processo rarefazione. Al contrario, campioni nei quali la gran parte degli esemplari appartengono ad un singolo taxon, avranno un incremento più ridotto e quindi la curva di rarefazione mostrerà un'inclinazione inferiore nella sua fase iniziale.

Le considerazioni dall'analisi del grafico di rarefazione indicano come i depositi glaciali, rispetto a quelle interglaciali, siano quelli contraddistinti da associazioni macrobentoniche caratterizzate da un minor numero di taxa e una bassissima equitabilità. Ad esempio, i campioni Bk 7, Bk 19 e Bk 24 sono fra quelli che si posizionano più in basso nel grafico di rarefazione (Fig. 44) e l'andamento della curva di rarefazione mostra un incremento della ricchezza abbondantemente ridotto rispetto all'aumento dello sforzo di campionamento;

questi sono i campioni volumetrici in cui il genere *Ditrupa* costituisce più dell'88% dell'abbondanza totale degli esemplari presenti nei singoli campioni.

Nella porzione alta del grafico invece si posizionano quasi esclusivamente i campioni prelevati dal MIS 19c, che corrisponde alla piena fase interglaciale (ad esempio Bk 13-15 e quelli invece provenienti dalle fasi più calde del MIS 19a (cioè Bk 22 e Bk 25-26). Questi campioni infatti sono quelli che presentano una maggior ricchezza a livello di genere e allo stesso tempo una simile abbondanza fra i differenti taxa.

Grazie all'analisi di questi dati è stato possibile osservare come la ricchezza e l'equitabilità delle paleocomunità a macroinvertebrati bentonici siano associabili alle variazioni di batimetria e che le associazioni maggiormente diversificate siano quelle rinvenute negli ambienti marini più profondi. Allo stesso tempo è chiaro come le dinamiche di queste paleocomunità siano state ampiamente influenzate dal differente grado di stabilità dell'ambiente in cui queste vivevano. Infatti, si è osservato che dove le condizioni ambientali fossero più stabili (batimetria maggiore) le comunità presentassero una maggior diversità e ricchezza. Al contrario nei campioni che testimoniavano fasi di instabilità, dovute alla caduta del livello marino (esempio stadiali del MIS 19, Fig. 46) oppure ad un suo basso stazionamento (glaciale MIS 20), entrambi fattori che determinano un maggior tasso di sedimentazione, le associazioni a macroinvertebrati bentonici tendevano ad essere molto meno diversificate e rappresentate dagli stessi taxa.

Biofacies e stratigrafia isotopica

L'analisi e l'interpretazione del risultato dell'analisi cluster a due vie (Fig. 45) permette di osservare come le associazioni ritrovate nei campioni volumetrici caratterizzino, per l'intervallo considerato, peculiari segmenti della curva isotopica. Questo suggerisce, come evidenziato anche dalle analisi di ordinamento, una risposta chiaramente identificabile delle associazioni a macroinvertebrati bentonici alle dinamiche climatiche in questo contesto ambientale, al pari delle dinamiche registrate nel relativamente vicino bacino di Crotone (Scarponi et al., 2014).

Nello specifico, la biofacies a *Ditrupa* che indica contesti di piattaforma caratterizzata da una certa instabilità dei parametri ambientali (vedi capitolo 7 e 8), caratterizza i campioni prelevati in contesti freddi, cioè negli stadiali del MIS 19 (Bk 19-20, 23-24 e 27) e nel periodo glaciale del MIS 20 (Bk 1-8; Fig. 48). Al contrario, la biofacies *Alvania-Tritia*, legata a contesti ambientali di piattaforma esterna e scarpata superiore, contraddistingue tutti i campioni provenienti dall'optimum climatico del MIS 19, cioè il sub-intervallo 19c (Bk 11-16), l'intervallo ancora caldo 19b (Bk 17) e tutti gli episodi più caldi del MIS 19a (Bk 18, 21-22, 25-26). Infine, la biofacies *Heteranomia-Palliolum* è stata individuata in due campioni glaciali, però entrambi posizionati stratigraficamente in due situazioni particolari. Infatti, il campione Bk 10 è stato prelevato in prossimità del passaggio MIS 20/MIS 19 e il Bk 29 è stato campionato in prossimità passaggio fra il MIS 19/MIS 18 (Fig. 48). Quindi, questa biofacies, potrebbe costituire un'associazione di passaggio fra quelle che caratterizzano le due differenti

principali fasi climatiche. Al momento questa biofacies è rappresentata solamente da due campioni e quindi, un'analisi di maggior dettaglio, con ulteriori campionamenti in contesti isotopici simili (passaggio glaciale-interglaciale), sarebbe auspicabile per una loro più esauriente interpretazione.

Evoluzione paleoambientale lungo la successione di Montalbano Jonico

Integrando tutti dati ottenuti con il presente lavoro (Fig. 49) e quelli provenienti dalla letteratura, è stato possibile tratteggiare le dinamiche paleoambientali lungo la Sezione Ideale utilizzando strumenti di analisi quantitativa su macroinvertebrati bentonici. La Sezione Ideale può quindi essere suddivisa in tre macrointervalli:

- L'intervallo uno (0-17 metri) è caratterizzato dai valori di $\delta^{18}\text{O}$ più pesanti di tutta la sezione analizzata (0,3 – 0,4%) (Nomade et al., 2019) infatti questo rappresenta la fase di massimo glaciale del MIS 20. In questo intervallo i campioni analizzati

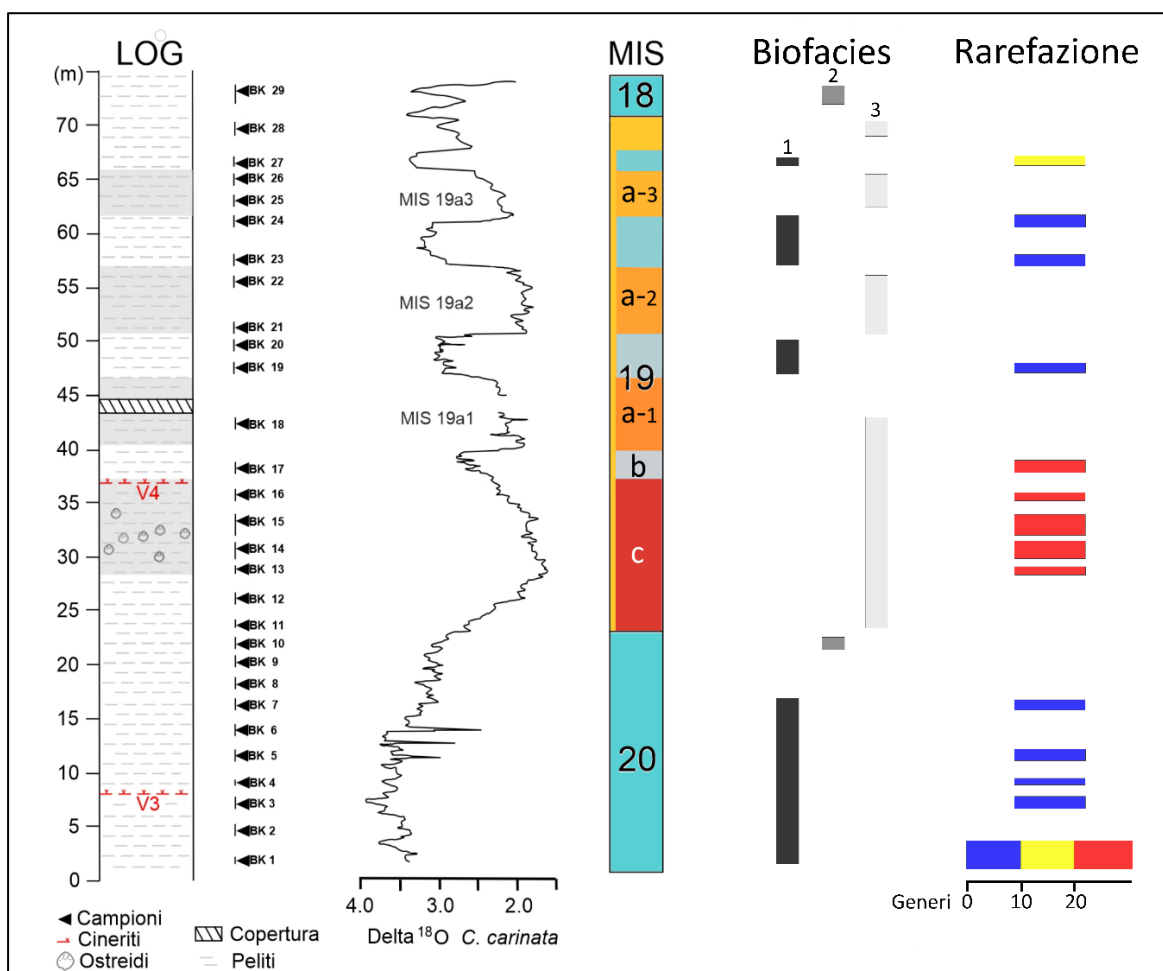


Fig. 48: Distribuzione delle biofacies (1- Ditrupa; 2- Heteranomia-Palliolium; 3- Alvania-Tritia) e dei differenti gradi di ricchezza (sforzo di campionamento a 75 esemplari) dei differenti campioni lungo la sezione stratigrafica.

testimoniano una batimetria ridotta (in media 37 metri \pm 28m) e un ambiente di piattaforma caratterizzato da variabilità nei parametri ambientali probabilmente legata ad apporti terrigeni. Infatti, tutti i campioni mostrano una bassa ricchezza ed equitabilità essendo questi dominati dalla biofacies *Ditrupa* (capitolo 8) dove, infatti, gli individui di questo genere rappresentano il 71-88% dell'intera associazione. In questo intervallo fa eccezione il campione Bk 5 che, inserendosi in un piccolo interstadiale, come testimoniato dalla curva del $\delta^{18}\text{O}$, presenta sempre una bassa ricchezza tassonomica ma una equitabilità più elevata (*Ditrupa* rappresenta solo il 43% dell'associazione), indice di un intervallo caratterizzato da condizioni ambientali meno stressanti (Fig. 45 e Fig. 46).

- L'intervallo due (17-43 metri) corrisponde alla fase di deglaciazione e al successivo optimum climatico (MIS 19c) infatti, osservando la curva isotopica dell'ossigeno, si nota come questa si sposti progressivamente verso valori del $\delta^{18}\text{O}$ prossimi all'1‰. In questo intervallo le associazioni fossili studiate sono caratterizzate da alta ricchezza ed alta equitabilità, caratteristiche tipiche della biofacies *Alvania-Tritia*. La biofacies indica che questo intervallo sia stato caratterizzato da condizioni ambientali più stabili (minor tasso di apporto terrigeno) che ha permesso l'instaurarsi di comunità più diversificate e ricche in un contesto di piattaforma esterna e/o

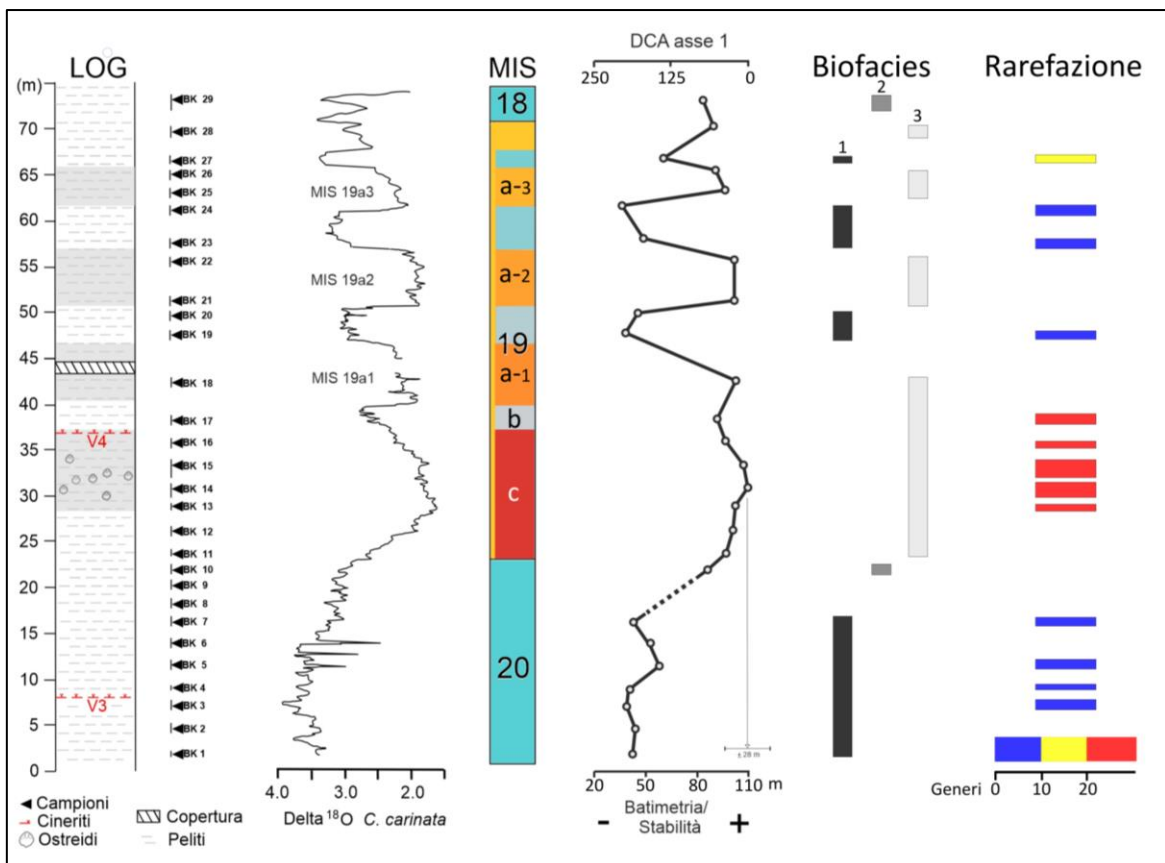


Fig. 49: rappresentazione complessiva di tutti i parametri ricostruiti da questo studio lungo la Sezione Ideale. Da sinistra a destra: LOG stratigrafico, posizione dei campioni, curva del $\delta^{18}\text{O}$ (Nomade et al., 2019), divisione della sezione nei differenti MIS, curva di variazione della DCA 1 con ricostruzione batimetrica, distribuzione delle biofacies (1- *Ditrupa*; 2- *Heteranomia-Palliolum*; 3- *Alvania-Tritia*) e ricchezza di generi ricostruita con la tecnica di rarefazione ad uno sforzo di campionamento di 75 esemplari.

scarpata superiore (massima profondità $113 \text{ m} \pm 28 \text{ m}$; Fig. 49). In questo intervallo sono stati individuati due importanti campioni: il Bk 10 che a differenza di tutti gli altri è caratterizzato dalla biofacies *Heteranomia-Palliolum* e, per la sua posizione stratigrafica, potrebbe testimoniare lo sviluppo di una paleocomunità di passaggio fra un periodo glaciale e uno interglaciale e il Bk 17 che, osservando la curva del $\delta^{18}\text{O}$, si posiziona all'interno dell'intervallo più fresco 19b. Nonostante questa variazione della temperatura l'associazione fossile presenta delle caratteristiche analoghe a quelle del precedente intervallo più mite, quindi si potrebbe ipotizzare che la variazione non sia stata sufficientemente significativa per modificare l'associazione a macroinvertebrati bentonici.

- L'ultimo intervallo (43-75 metri) è invece caratterizzato da delle importanti oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$ che oscillano fra 1,7 a 3,2 ‰. Queste sono state identificate anche nel record macrobentonico, infatti, quello che si osserva è una continua alternanza fra la biofacies *Ditrupa* e quella *Alvania-Tritia*, la prima trovata nei depositi messi in posto durante gli intervalli stadiali e la seconda in corrispondenza degli alleggerimenti dei valori isotopici dell'ossigeno. L'alternanza delle due biofacies è in parte il risultato della variazione batimetrica e, in gran parte, l'esito del cambiamento di parametri ambientali come apporto sedimentario e/o torbidità che hanno influito sul grado di stabilità degli ambienti deposizionali in cui sono stati rinvenuti i macrobentonici studiati.

10 CONCLUSIONI

I dati e i risultati ottenuti dallo studio delle comunità a macroinvertebrati bentonici hanno permesso di fornire informazioni quantitative paleobiologiche sulle dinamiche a macroinvertebrati bentonici lungo la Sezione Ideale, sezione di riferimento per il Pleistocene medio in ambito mediterraneo e a suo tempo candidata come GSSP per il Pleistocene medio.

Le comunità a macroinvertebrati bentonici, identificate lungo la successione stratigrafica, hanno permesso di ricostruire le dinamiche ambientali in termini di biofacies caratteristiche, dinamiche di biodiversità e di turnover faunistico. Nel contempo i risultati delle analisi paleoecologiche sono stati confrontati con le dinamiche climatico-ambientali ottenute tramite la curva degli isotopi dell'ossigeno.

Grazie all'analisi dei valori dell'asse principale di variazione, ottenuti mediante l'elaborazione del dataset con la tecnica di ordinamento "Detrended Correspondence Analysis", si è potuto asserire che queste comunità avessero risposto a due forzanti ambientali fra loro comunque legate, quali: le variazioni batimetriche, indotte dalle fasi glaciali e interglaciali, e la differente stabilità ambientale, causata probabilmente da variazioni nell'apporto di sedimento nel bacino. Analizzando invece il dataset mediante la tecnica di clustering chiamata "Two Way Clustering Analysis" sono state invece individuate delle caratteristiche biofacies ricorrenti lungo la successione sedimentaria nei differenti contesti climatici. Lungo la successione sedimentaria studiata, si alternano prevalentemente due biofacies quella a *Ditropa* caratteristica di ambienti di piattaforma interna-intermedia e quella a *Alvania-Tritia* caratteristica di ambienti di piattaforma esterna-scarpata. Infine, mediante l'analisi di rarefazione è stato possibile confermare una differente strutturazione delle comunità fossili, in quanto la biofacies tipiche degli intervalli "caldi" sono caratterizzate da una maggior equitabilità e ricchezza, mentre quelle che si ritrovano in depositi del glaciale e stadiali del MIS 19 mostrano una bassa equitabilità e ricchezza.

In conclusione, si può asserire che l'analisi delle comunità a macroinvertebrati bentonici, utilizzando un approccio stratigrafico paleobiologico e una caratterizzazione a livello di genere ha permesso sia di ricostruire dei dettagliati trend ambientali e biologici lungo la sezione stratigrafica sia a scala milankoviana sia sub-milankoviana sia di documentare come anche le associazioni macrobentoniche della Fossa Bradanica mostrino un notevole turnover faunistico a seguito delle variazioni climatiche.

11 BIBLIOGRAFIA

- Aiello G., Barra D. & Parisi R., 2015. Lower-Middle Pleistocene ostracod assemblages from the Montalbano Jonico section (Basilicata, southern Italy). *Quaternary International*, Vol. 383, pp. 47-73.
- Awad Walaa K. & Oboh-Ikuenob Francisca E. 2019. Paleogene-early Neogene paleoenvironmental reconstruction based on palynological analysis of ODP Hole 959A, West Africa. *Marine micropaleontology*, Vol. 148, pp. 29-45.
- Bakus G. J., 2007. *Quantitative Analysis Of Marine Biological Communities, Field Biology And Environment*. ED. Wiley.
- Benton M. J. & Harper D. A. T., 2017. *Introduction to Paleobiology and the Fossil Record*, Ed. Wiley-Blackwell. *Paleoecology and paleoclimates*, pp. 79-115.
- Brett C. E., 1998. Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: Biotic clues and responses to sea-level fluctuations. *Palaios*, Vol. 13, pp. 241–262.
- Bertotti G., Picotti V., Chilovi C., Fantoni R., Merlini S. & Mosconi A., 2001. Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): Foredeeps and lithospheric buckling. *Tectonics*, Vol. 20, No 5, pp. 771-787.
- Burke K. D., Williams J. W., Chandler M. A., Haywood A. M., Lunt D. J., & Otto-Bliesner B. L., 2018. Pliocene and Eocene provide best analogs for nearfuture climates. *Pnass*, Vol. 115, No. 52.
- Casenedi R., 1988. La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Memorie Società Geologica Italiana*, Vol. 41 (1988), pp. 438-448.
- Caputo R. & Bianca M., 2007. GNGTS – Atti del 23° Convegno Nazionale.
- Chao A. & Jost L., 2012. Coverage-based rarefaction and extrapolation: standardizing samples by completeness rather than size. *Ecology*, Vol. 93 (12), 2012, pp. 2533–2547.
- Ciaranfi N., Lirer F., Lirer L., Lourens L. J., Maiorano P., Marino M., Petrosino P., Sprovieri M., Stefanelli S., Brillì M., Girone A., Joannin S., Pelosi N. & Vallefucio M., 2009. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Lower-Middle Pleistocene Montalbano Jonico land section (southern Italy). *Quaternary International*, Vol. 210, pp. 109-120.
- Cita M. B., Capraro L, Ciaranfi N., Di Stefano E., Marino M., Rio D., Sprovieri R. & Vai G. B., 2006. *Episodes*, Vol. 29, No. 2, pp. 107-114.
- Cosentino A. & Giacobbe S., 2006. A case study of mollusc and polychaete soft-bottom assemblages submitted to sedimentary instability in the Mediterranean Sea. *Marine Ecology*, Vol. 27, pp. D170–183.

- D'Alessandro A., La Perna R. & Ciaranfi N., 2003. Response of macrobenthos to changes in paleoenvironment in the Lower-Middle Pleistocene (Lucania Basin, southern Italy). *Il Quaternario*, Vol. 16, pp. 167-182.
- DeCelles P.G. & Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin research* 8, pp. 105-123.
- Dijkstra H. H. & Goud J., 2002. Pectinoidea (Bivalvia, Propeamussiidae & Pectinidae) collected during the Dutch CANCAP and MAURITANIA expeditions in the south-eastern region I North Atlantic Ocean. *Basteria*, Vol. 66, pp. 31-82.
- Doglioni C., 1991. A proposal modelling of W-dipping subduction possible application to the Tyrrhenian Apennines system. *Terra Nova*, Vol. 3, pp. 423-434.
- Garilli V., 2011. Mediterranean Quaternary interglacial molluscan assemblages: Palaeobiogeographical and palaeoceanographical responses to climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 312, pp. 98-114.
- Hartley J. P., 2014. A review of the occurrence and ecology of dense populations of *Ditrupa arietina* (Polychaeta: Serpulidae). *Memoirs of Museum Victoria* Vol. 71, pp. 85-95.
- Holland S. M., 2000. The quality of the fossil record - a sequence stratigraphic perspective. *Paleobiology*, Vol. 26, No. 4, pp. 148-168.
- Holland S. M., 1995. The stratigraphic distribution of fossils. *Paleobiology*, Vol. 21, pp. 92-109.
- Kamenos, N.A., Moore, P.G., Hall-Spencer, J.M., 2004. Attachment of the juvenile queen scallop (*Aequipecten opercularis* (L.)) to maerl in mesocom conditions; juvenile habitat selection. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 306, 139-155. In Scarponi D., Huntley J. W., Capraro L. & Raffi S., 2014. Stratigraphic paleoecology of the Valle di Manche section (Croton Basin, Italy): A candidate GSSP of the Middle Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 402, pp. 30-43.
- Kontakiotis G., 2016. Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quaternary International*, Vol. 401, pp. 28-42.
- Kowalewski M., Wittmer J. M., Dexter T. A., Amorosi A. & Scarponi D., 2015. Differential responses of marine communities to natural and anthropogenic changes. *Proc. R. Soc. B*
- Lazzari M. & Pieri P., 2002. Modello stratigrafico-deposizionale della successione regressiva infrapleistocenica della Fossa Bradanica nell'area compresa tra Lavello, Genzano e Spinazzola. *Memorie Società Geologica Italiana*, Vol. 57 (2002), pp. 231-237.
- Lazzari M. 2008. *Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d'avanfossa Bradanica durante il Pleistocene inferiore. Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* 27, pp. 61 - 76 figg. 13.

- Lisiecki L. E. & Raymo M. E., 2005. A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, Vol. 20.
- Maiorano P. & Marino M., 2004. Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early–middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, Vol. 53, pp. 405–422.
- Maiorano P., Bertini A., Capolongo D., Eramo G., Gallicchio S., Girone A., Pinto D., Toti F., Ventruti G. & M. Marino, 2016. Climate signatures through Marine Isotope Stage 19 in the Montalbano Jonico section (Southern Italy): A land–sea perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 461, pp. 341–361.
- Marino M., Aiello G., Barra D., Bertini A., Gallicchio S., Girone A., La Perna R., Lirer F., Maiorano P., Petrosino P., Quivelli O., Toti F. & Ciaranfi N., 2016. The Montalbano Jonico Section (South Italy) as a reference for the early/middle Pleistocene boundary. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, Vol. 29, pp. 123–135.
- Maslin M. A. & Ridgwell A. J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the eccentricity myth. *Geological Society London Special Publications*.
- McCune, B. & M. J. Mefford. 2011. PC-ORD. Multivariate Analysis of Ecological Data. Version 6. MjM Software, Gleneden Beach, Oregon, U.S.A.
- Monegatti P. & Raffi S., 2001. Taxonomic diversity and stratigraphic distribution of Mediterranean Pliocene bivalves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 165, pp. 171–193.
- Mudelsee M. & Stattegger K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geol Rundsch*, Vol. 86, pp. 499–511.
- Negri M. P. & Cesare C., 2016. Bathyal Mollusca from the cold-water coral biotope of Santa Maria di Leuca (Apulian margin, southern Italy). *Zootaxa*, Vol. 4186, pp. 1–97.
- Nomade S., Bassinot F., Marino M., Simon Q., Dewilde F., Maiorano P., Isguder G., Blamart D., Girone A., Scao V., Pereira A., Toti F., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Peral M., Bournel D.L., Petrosino P., Gallicchio S. & Ciaranfi N., 2019. High-resolution foraminifer stable isotope record of MIS 19 at Montalbano Jonico, southern Italy: A window into Mediterranean climatic variability during a low-eccentricity interglacial. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 205, pp. 106–125.
- Ozturk E., 2011. Scaphopod species (Mollusca) of the Turkish Levantine and Aegean seas. *Turkish Journal of Zoology*. Vol. 35.
- Patzkowsky M. E. & Holland S. M., 2012. Stratigraphic paleobiology understanding the distribution of fossil taxa in time and space, Ed. The University of Chicago.
- Peral M., Blamart D., Bassinot F., Daeron M., Dewilde F., Rebaubier H., Nomade S., Girone A., Marino M., Maiorano P. & Ciaranfi N., 2020. Changes in temperature and oxygen isotopic composition of Mediterranean water during the Mid-Pleistocene transition

- in the Montalbano Jonico section (southern Italy) using the clumped-isotope thermometer. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 544.
- Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. 1992. Rapporti tra le Unità Lagonegresi e Unità Sicilidi nella media Valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale). *Memorie Società Geologica Italiana*, Vol. 41 (1988), pp. 353-361.
- Petrosino P., Jicha B.R., Mazzeo F.C., Ciaranfi N., Girone A., Maiorano P. & Marino M., 2015. The Montalbano Jonico marine succession: An archive for distal tephra layers at the Early Middle Pleistocene boundary in southern Italy, *Quaternary International*, Vol. 383, pp. 89-103.
- Petti F. M., 2005. Gruppo delle Argille Variegate. Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni.
- Pieri P., Sabato L., Tropeano M., Gallicchio S., Loiacono F. & Schiattarella M., 2004. Plio-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the foreland-foredeep-chain system in southern Italy: 32nd International Geological Congress, Vol. 4, pp. 14-36.
- Pillans B. & Gibbard P., 2012. The Quaternary Period. Cap. 30, pp. 979-1010. In Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D. & Ogg G. M., *The Geologic Time Scale*, Ed. Elsevier, 2012.
- Poppe G. T. & Goto Y., 1991. *European seashells*. Ed. verlag Christa Hemmen.
- Pugliese A., Ghielmi M., Barbacini G., Carubelli P., Magistroni C., Miraglia S., Renna L. A. & Scola V., 2012. Tertiary Sedimentary and Tectonic Evolution of Apulian Platform in the Val d'Agri Subsurface Area (Southern Italy).
- Ruddiman W. F., 2014. *Earth's climate: past and future*. Ed. W. H. Freeman and Company, New York.
- Scarponi D., Huntley J. W., Capraro L. & Raffi S., 2014. Stratigraphic paleoecology of the Valle di Manche section (Crotone Basin, Italy): A candidate GSSP of the Middle Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 402, pp. 30-43.
- Scarponi D., & Kowalewski M., 2004. Stratigraphic paleoecology: Bathymetric signatures and sequence overprint of mollusk associations from upper Quaternary sequences of the Po Plain, Italy. *Geology*, Vol. 32, pp. 989-992.
- Shackleton N. J., Sanchez-Goni M. F., Paillet D. & Lancelotti Y., 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change*, Vol. 36, pp. 151-155.
- Simon Q., Bourlès D. L., Bassinot F., Nomade S., Marino M., Ciaranfi N., Girone A., Maiorano P., Thouveny N., Choy S., Dewilde F., Scao V., Isguder G., Blamart D. & ASTER Team, 2017. Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ratio signature of the Matuyama-Brunhes boundary in the Montalbano Jonico marine succession. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 460, pp. 255-267.

- Smriglio C., Mariottini P. & Di Giulio A., 2015. Description of a new species of the genus *Trophonopsis* Bucquoy et Dautzenberg, 1882 (Gastropoda Muricidae Pagodulinae) from the Mediterranean Sea. *Biodiversity Journal*, Vol. 6, pp. 441-448.
- Sowa A., Krodziewska M., Halabowski D. & Lewin I., 2019. Response of the mollusc communities to environmental factors along an anthropogenic salinity gradient. *The Science of Nature*.
- Suganuma Y., Okada M., Head M. J., Kameo K., Haneda Y., Hayashi H., Irizuki T., Itaki T., Izumi K., Kubota Y., Nakazato H., Nishida N., Okuda M., Satoguchi Y, Simon Q. & Takeshita Y., 2020. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. *Communication of IUGS Geological Standards, Episodes*, Vol. 44, No. 3, pp. 317-347.
- Vavrus S. J., He F., Kutzbach J. E., Ruddiman W. F. & Tzedakis P. C., 2018. Glacial Inception in Marine Isotope Stage 19: An Orbital Analog for a Natural Holocene Climate. *Nature*.
- Walker M., Head M. J., Berkel, Hammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S. O. & Weiss H., 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/Subseries. IUGS.
- Willeit M., Ganopolski A., Calov R. & Brovkin V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Science*, Vol. 5, No. 4.

Sitografia

- Maertens L., 2016. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Montalbano_1.jpg#/media/File:Montalbano_1.jpg.
- Oliver P. G., Holmes., Killeen I. J. & Turner J. A., 2016. Marine Bivalve Shell of the British Isles. *Amgueddfa Cymru – National Museum Wales*. Available from: <https://naturalhistory.museumwales.ac.uk/britishbivalves>.

12 RINGRAZIAMENTI

Quest'ultima pagina vorrei dedicarla ad alcune delle persone che mi hanno accompagnato in questo percorso e che mi hanno permesso di portarlo a termine.

In primis vorrei ringraziare il Professor Daniele Scarponi per le conoscenze, il supporto e la pazienza che non mi ha mai fatto mancare durante tutta la preparazione della tesi e per avermi permesso di concludere il mio percorso accademico nel miglior modo possibile.

Più di tutti vorrei però ringraziare i miei genitori che in questi anni mi hanno sempre appoggiato, spronato e anzitutto sopportato e, senza i quali, non sarei diventato l'adulto che sono oggi.

Un grandissimo grazie alla mia ragazza Marta, che mi è stata affianco in questa ultima salita, permettendomi così di non perdermi fra dubbi, perplessità e paure e soprattutto per avermi riportato a respirare.

Un ringraziamento speciale lo meritano due persone che, anche se non lo immaginano, mi hanno dimostrato quanto sia bello il mondo. Grazie Grigo perché in te, nonostante le naturali differenze, ho trovato un vero amico che ha saputo capirmi e conoscermi. Grazie Martina per tutto quello che hai fatto per me sia in triennale sia in magistrale, nonostante la distanza che ci separa sarai sempre la prima amica a cui chiederò consiglio.

Infine, queste ultime righe, vorrei dedicarle agli amici di lunga data, ai Naturalisti e ai Geologi che mi hanno accompagnato in questi anni. Grazie Garbe, Doro, Berna, Piccio, Kevin, Gelso purtroppo siete troppi per citarvi tutti, ma sappiate che consapevolmente o no mi avete dato molto.

PS. Riccardo sei arrivato al punto, goditi questo momento.

13 APPENDICE

Fig. A.1 e A.2

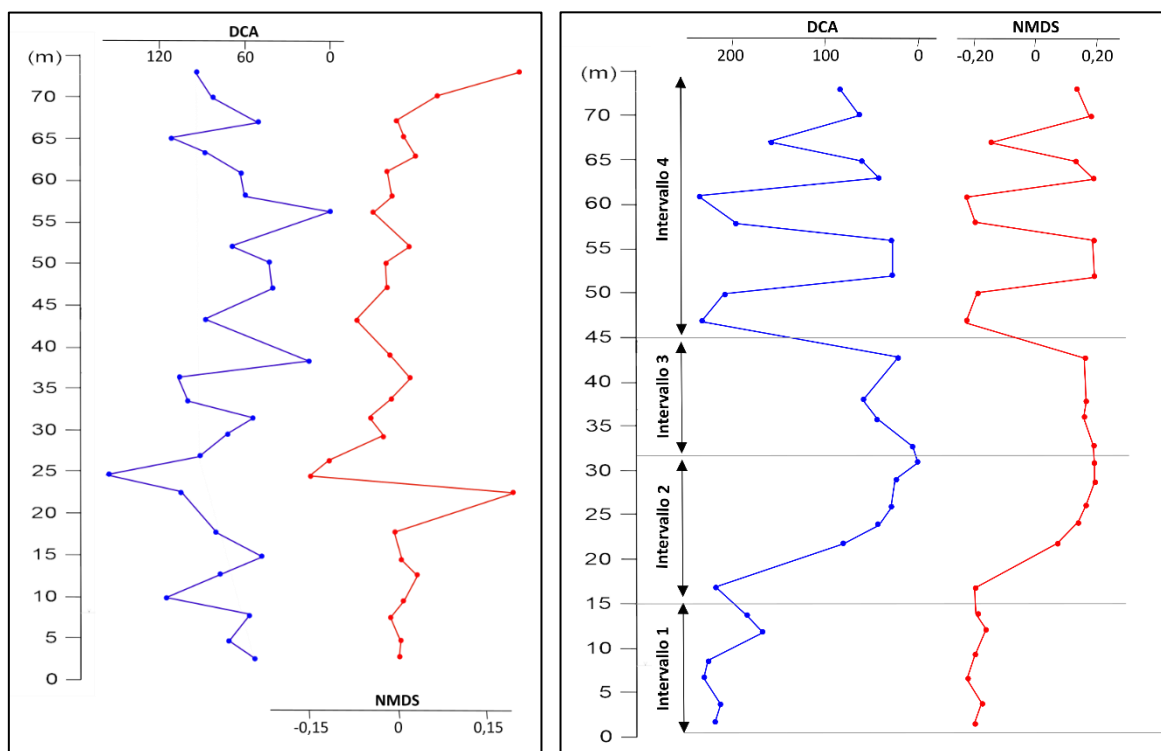


Fig. A.1: distribuzione dei valori lungo la successione sedimentaria della deviazione standard dell'asse di variazione secondario ottenuti attraverso l'analisi del dataset con le tecniche di ordinamento DCA e NMDS.

Fig. A.2: distribuzione dei valori lungo la successione sedimentaria della deviazione standard dell'asse di variazione principale ottenuti attraverso l'analisi del dataset con le tecniche di ordinamento DCA e NMDS.

Tabella A.1

GENERI	Tot.	Bk 1	Bk 2	Bk 3	Bk 4	Bk 5	Bk 6	Bk 7	Bk 8	Bk 9	Bk 10	Bk 11	Bk 12	Bk 13
BIVALVIA														
<i>Abra</i>	42	1	1	1	1	2	1	1	0	0	0	0	0	5
<i>Acanthocardia</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Aequipecten</i>	57	1	1	1	4	3	2	4	5	1	3	0	0	3
<i>Anadara</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Anomia</i>	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Azorinus</i>	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bathyarca</i>	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2
<i>Cuspidaria</i>	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	3
<i>Ennucula</i>	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Heteranomia</i>	44	0	0	0	2	1	0	1	0	0	10	2	0	1
<i>Hiatella</i>	5	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Kelliella</i>	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Limatula</i>	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Limopsis</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Mimachlamys</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neopycnodonte</i>	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Nucula</i>	26	0	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	1	1
<i>Palliolium</i>	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Papillicardium</i>	67	0	2	0	4	8	2	3	0	0	0	1	3	7
<i>Pitar</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Pododesmus</i>	13	0	0	0	11	0	0	1	0	1	0	0	0	0
<i>Pseudamysium</i>	79	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	2	5	8
<i>Saccella</i>	5	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
<i>Similipecten</i>	135	2	2	2	0	48	7	0	8	7	1	0	0	2
<i>Thyasira</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Timoclea</i>	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Yoldiella</i>	3	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Anomiidae</i>	82	0	0	2	0	4	1	2	1	0	4	2	0	1
<i>Arcidae</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Cardiidae</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Lucinidae</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nuculidae</i>	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ostreidae</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pectinidae</i>	53	1	1	0	1	3	0	2	0	0	0	0	2	2
<i>Veneridae</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Bivalvia</i>	20	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	0	1	0
GASTROPODA														
<i>Acteon</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Alvania</i>	106	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	5	6	7
<i>Aporrhais</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Capulus</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Cerithidium</i>	2	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Clio</i>	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0
<i>Cylichna</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
<i>Diacria</i>	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
<i>Emarginula</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eulima</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eulimella</i>	6	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Euspira</i>	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4
<i>Gracilipurpura</i>	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
<i>Hermania</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Mangelia</i>	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Megastomia</i>	22	1	1	1	1	0	0	13	0	0	0	0	1	0
<i>Monophorus</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Natica</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pseudotorinia</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Pyrrunculus</i>	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scaphander</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Bk 14	Bk 15	Bk 16	Bk 17	Bk 18	Bk 19	Bk 20	Bk 21	Bk 22	Bk 23	Bk 24	Bk 25	Bk 26	Bk 27	Bk 28	Bk 29
BIVALVIA															
3	1	4	4	1	0	2	0	7	1	0	2	1	1	2	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
5	2	3	4	0	1	1	3	1	2	1	0	2	1	2	1
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	4	3	1	1	0	0	3	1	0	0	2	0	0	1	0
3	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
2	1	3	0	0	0	0	1	0	0	0	2	1	0	0	0
1	4	7	2	1	0	0	0	0	0	0	0	3	1	1	7
0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1
1	4	2	1	0	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0
1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	1	2	2	2	0	0	1	2	2	0	1	2	2	0	1
0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	3	14
4	4	1	3	1	0	0	1	6	2	0	1	0	10	2	2
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11	5	2	8	0	7	2	0	4	7	2	1	1	7	1	3
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
1	0	4	12	4	0	0	2	3	3	0	6	3	7	5	6
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
6	5	12	13	0	1	0	0	2	1	0	1	5	2	3	14
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
1	1	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	4	9	13	2	2	0	2	0	1	2	0	0	3	0	0
0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	5	2	1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0
GASTROPODA															
2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12	8	10	14	10	1	0	3	9	1	0	3	6	4	4	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	2	0	1	1	0	0	0	4	0	0	0	0	0	1	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
5	4	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	3	0	1	0	2	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
6	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

<i>Sorgenfreispira</i>	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1
<i>Teretia</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Tritia</i>	141	0	0	0	0	1	1	0	0	1	2	12	11	15
<i>Trivia</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trophonopsis</i>	105	1	3	2	4	12	1	14	0	1	2	1	0	4
<i>Turriclavus</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Turritellinella</i>	8	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	1
<i>Clausiliidae</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eulimidae</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Vermetidae</i>	1													
Gastropoda	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
SCAPHOPODA														
<i>Episiphon</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Antalis</i>	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	3	5
ANNELIDA														
<i>Ditrupea</i>	2136	22	44	188	158	78	47	355	0	1	2	1	1	0
<i>Protula</i>	64	0	2	0	12	26	3	3	0	1	0	0	0	3

Tabella A.1: Tabella con i dati grezzi delle abbondanze di tutti i Generi, Famiglie e Phyla identificati durante lo studio e successivamente rielaborati per le analisi di ordinamento, clustering e rarefazione.

4	0	2	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
27	19	6	10	7	0	0	4	8	2	0	3	7	1	2	2
0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	11	5	7	0	2	3	3	1	3	3	3	3	7	2	1
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
1															
7	5	0	0	3	2	0	1	2	0	0	0	1	1	1	0
SCAPHOPODA															
0	0	0	1	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0
5	15	17	5	3	0	0	5	3	0	3	7	3	0	1	1
ANNELIDA															
1	0	3	2	1	345	25	0	0	270	494	0	4	94	0	0
2	6	4	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0