

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA
DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
CICLO XXVII

**ASPETTI ECOLOGICI, BIO-SEDIMENTOLOGICI E TAFONOMICI
DEI CORPI BIOCALCARENITICI DEL PLIO-PLEISTOCENE ITALIANO**

COORDINATORE:

CHIAR.MO PROF. FULVIO CELICO

TUTOR:

CHIAR.MO PROF. MARCO ROVERI

CO-TUTOR:

DOTT. MARCO TAVIANI

DOTTORANDO: SIMONE CAU

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA
DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
CICLO XXVII

**ASPETTI ECOLOGICI, BIO-SEDIMENTOLOGICI E TAFONOMICI
DEI CORPI BIOCALCARENITICI DEL PLIO-PLEISTOCENE ITALIANO**

COORDINATORE:

CHIAR.MO PROF. FULVIO CELICO

TUTOR:

CHIAR.MO PROF. MARCO ROVERI

CO-TUTOR:

DOTT. MARCO TAVIANI

DOTTORANDO: SIMONE CAU

Ad Elena e a mia figlia.

INDICE

| | |
|--|-----|
| RIASSUNTO | 7 |
| INTRODUZIONE | 8 |
| LE BIOCALCARENITI NEOGENICHE DEL MEDITERRANEO | |
| I depositi carbonatici attuali e fossili tipo <i>Heterozoan</i> | 11 |
| I carbonati tipo <i>Photozoan</i> e quelli <i>Heterozoan</i> : analogie e differenze | 14 |
| I carbonati <i>Heterozoan</i> miocenici e plio-pleistocenici a regime microtidale | 19 |
| Macrofauna dei carbonati pliocenici del Mediterraneo | 32 |
| IL PLIOCENE NEL BACINO DEL MEDITERRANEO | |
| Cronostratigrafia del Pliocene | 43 |
| Stratigrafia isotopica, paleoclimatologia e paleoceanografia del Pliocene | 46 |
| Le sequenze sapropelitiche del Mediterraneo | 51 |
| Lo sviluppo ciclico di biocalcareniti e sapropel | 64 |
| INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFIA DELLE AREE STUDIATE | |
| Bacino di Castell'Arquato: lavori precedenti | 69 |
| Biocalcareniti minori | 73 |
| Biocalcareniti maggiori di Monte Giogo e Monte Falcone | 77 |
| Sezione Stirone: peliti con sapropels, depositi rodolitici e biocalcarenite di S. Nicomede | 81 |
| Bacino di Castrocaro Terme: biocalcareniti organogene, risedimentate e problemi aperti | 88 |
| Sezioni di Castrocaro Terme, Rio dei Cozzi, Torrente Samoggia e Torre Ceperano | 90 |
| Le sapropeliti delle Sezioni di Fiumana e di Rio Albonello | 98 |
| ANALISI PALEOECOLOGICA | |
| Studio macrobiologico | 101 |
| Studio microbiologico | 103 |

| | |
|---|-----|
| RISULTATI | |
| Analisi di facies, icnofacies e biofabric del Bacino di Castell'Arquato | 104 |
| Associazioni faunistiche dei cicli peliti/biocalcareni | 104 |
| Associazioni faunistiche dei cicli sapropel/marne della Sezione Stirone | 112 |
| DISCUSSIONE | |
| Modello per la formazione delle biocalcareni | 117 |
| Correlazione con i parametri climatico/astronomici | 123 |
| Modello Stratigrafico del Bacino di Castrocaro | 126 |
| CONCLUSIONI | 130 |
| BIBLIOGRAFIA | 132 |
| APPENDICI | |
| Tabella 1. Analisi di facies, icnofacies e biofabric | |
| Dati macrofaunistici quantitativi | |

RIASSUNTO

Lo studio consiste in un'analisi sedimentologica e paleontologica di dettaglio dei depositi biocalcarenitici plio-pleistocenici che si sviluppano localmente lungo tutta la catena appenninico-maghrebide (in particolare nei bacini di Castell'Arquato e Castrocaro Terme Appennino settentrionale; nei bacini di Volterra e della Val d'Elsa - Toscana). Questi depositi detritici mostrano una organizzazione ritmica all'interno di successioni pelitiche di offshore e sono frequentemente caratterizzati da geometrie progradazionali a scala metrica o decametrica. Una caratteristica che li connota è l'elevato contenuto macrofossilifero, rappresentato principalmente da resti conchigliari di molluschi. Sebbene la formazione di questi corpi progradanti sia stata generalmente legata a fasi trasgressive, la loro genesi non è stata del tutto chiarita, così come il significato della evidente ciclicità litologica, della marcata differenza paleoecologica con i sedimenti pelitici circostanti e della posizione in intervalli temporali ben definiti e ristretti, presumibilmente legati ad eventi paleoclimatici e paleoceanografici. La loro comparsa segue il *Mid-Pliocene Warm Period* (MPWP; 3.3-3.0 Ma) e appare coeva alla formazione dei principali di depositi anossici laminati (sapropel), presenti in contesti bacinali più profondi e dal significato paleoclimatico meglio conosciuto. Tramite un approccio multidisciplinare, principalmente paleoecologico quantitativo, e utilizzando analisi di facies e analisi statistica multivariata, viene proposto un modello che lega la formazione di questi depositi a forzanti climatici e oceanografici e alle loro oscillazioni in funzione di variazioni periodiche dei parametri astronomici milankoviciani. Inoltre si fornisce un legame tra la formazione di questi depositi con quelli bacinali anossici al fine di proporre uno strumento di correlazione utile per le ricostruzioni geologiche a scala regionale, elemento fondamentale per molteplici scopi applicativi, in particolare nell'esplorazione del sottosuolo.

INTRODUZIONE

Gli studi finora condotti sui depositi biocalcarenitici di acque poco profonde formati a latitudini fredde-temperate si sono concentrati essenzialmente sugli aspetti sedimentologici (i.a., Nelson 1988; Kidwell, 1991; Naish, 1997; James & Clarke, 1997; Massari & Chiocci, 2006). Questi studi hanno contribuito al riconoscimento delle principali facies e dei relativi processi fisici formativi, fornendo un inquadramento stratigrafico-sequenziale, e ricostruzioni paleoambientali e paleobatimetriche tramite approcci attualistici. Le analisi paleoecologiche sui depositi si sono spesso limitate a descrizioni generali con cenni sul contenuto paleontologico a livello prevalentemente tassonomico.

La formazione delle biocalcareniti neogeniche del Bacino del Mediterraneo è stata legata soprattutto allo sviluppo di sistemi deposizionali di piattaforma dominata da correnti in seguito a variazioni relative del livello del mare; la loro distribuzione areale appare comunque influenzata dalla presenza di particolari assetti morfologici, come scarpate o gradini sviluppati in contesti di alto topografico e strutturale (Pomar & Tropeano, 2001; Pedley & Grasso 2002; Capozzi & Picotti 2003). Tra i fattori ecosistemici presi in esame e che possono aver agito sia singolarmente sia simultaneamente alla formazione di questi depositi sono il ridotto apporto di sedimenti fluviali (Kidwell, 1991), la forte rielaborazione al fondo ad opera di correnti unidirezionali geostrofiche e/o fluviali generate da flussi iperpicnali (Massari & Chiocci, 2006) e l'aumento della produttività biologica alla base della sedimentazione carbonatica (Halfar et al., 2006).

I depositi biocalcarenitici sono presenti in vari intervalli cronostatigrafici nel Neogene e Quaternario del Mediterraneo e particolarmente nel Plio-Pleistocene. Questi ultimi appaiono particolarmente interessanti, data la loro ampia distribuzione, il buon grado di preservazione e la possibilità di una accurata taratura cronostatigrafica mediante l'integrazione di analisi bio-magnetostatigrafiche.

Alcuni aspetti significativi e ancora poco chiariti sulla formazione delle biocalcareniti sono: la loro distribuzione verticale organizzata in orizzonti composti (*clusters*) e apparentemente limitata ad intervalli temporali discreti di durata dell'ordine di 10^5 anni, aventi un particolare significato climatico ed oceanografico testimoniato dai coevi depositi laminitici anossici o disaerobici di ambiente profondo (sapropel); la loro organizzazione ciclica a piccola scala, apparentemente controllata da fattori climatico/astronomici (Roveri & Taviani, 2003); la caratterizzazione paleoecologica e paleoambientale delle comunità macrobentoniche, che contribuiscono a formare gli accumuli bioclastici, la loro risposta alle variazioni dei parametri ambientali indotte dai forzanti climatici ed oceanografici e le conseguenze sullo sviluppo delle facies e delle architetture stratigrafiche.

Questo studio ha come obiettivo principale di contribuire a colmare queste lacune mediante uno studio paleoecologico focalizzato sui molluschi, basato sulla distinzione nei biosomi tra componente scheletrica autoctona e alloctona e l'individuazione dei processi tafonomici e sedimentari interessati. Lo studio è stato realizzato attraverso analisi di dettaglio delle successioni marino-marginali plioceniche dell'Appennino Settentrionale (principalmente nel Bacino di Castell'Arquato), integrato da un'analisi quantitativa sulla microfauna bentonica e planctonica di successioni emipelagiche coeve caratterizzate dallo sviluppo periodico di depositi sapropelitici (sezione Stirone).

I fossili riconosciuti, spesso in buono grado di conservazione, hanno favorito una buona determinazione al più basso livello tassonomico possibile e il quadro sistematico plio-pleistocenico riconosciuto mostra un'elevata equivalenza tassonomica con quello moderno del Mediterraneo (Monegatti & Raffi, 2001). Questo ha permesso di redigere per ogni associazione biologica un inedito e consistente quadro di informazioni quantitative dal quale ricavare una rappresentazione esaustiva della struttura e delle dinamiche ecologiche delle comunità a molluschi (diversità

biologica, assetto delle taglie, trofismo, affinità al substrato, ecc.). Tramite analisi quantitativa e inferenza statistica è stato quindi possibile proporre una ricostruzione dei principali parametri ecologici che hanno agito sulle biocenosi e i diversi ambienti deposizionali riconosciuti.

L'integrazione di dati raccolti in aree bacinali marginali e profonde che delineano risposte biologiche analoghe a fattori ecosistemici contemporanei ha permesso di proporre un modello genetico delle biocalcareniti a fronte di forzanti oceanografici e climatici regolati da cause astronomiche. La comprensione dell'organizzazione e distribuzione spazio-temporale di questi depositi in funzione di forzanti ciclici può avere importanti implicazioni per correlazioni di dettaglio tra successioni bacinali e marginali, fondamentali per ricostruzioni paleoclimatiche e a fini applicativi.

LE BIOCALCARENITI NEOGENICHE DEL MEDITERRANEO

I depositi carbonatici attuali e fossili tipo *Heterozoan*

Per quanto parte cospicua della formazione dei carbonati marini abbia luogo nelle acque tropicali attirando da sempre l'attenzione degli studiosi, negli ultimi decenni è stato messo chiaramente in luce quanto siano attive anche le fabbriche di carbonati (*carbonate factory*) alle medie e alte latitudini (Nelson, 1988; Campbell, 1988; Rao et al., 1995; Henrich et al., 1995; Schafer et al., 1996; James & Clarke, 1997; Freiwald, 1998) (Fig.1). Sono stati proposti vari schemi classificativi basati sulle comunità produttrici di carbonato e relativa rilevanza delle componenti scheletriche nei sedimenti derivati. Classicamente le associazioni scheletriche carbonatiche delle medie e alte latitudini sono identificate sotto il nome di *Foramol* (sensu Lees & Buller, 1972) un termine utilizzato per associazioni biologiche formate da foraminiferi, briozoi, molluschi ed alghe coralline rosse (Rhodophyceae) che abitano i mari dove la temperatura scende spesso sotto i 15°C. I depositi dei *Foramol* sono formati dai resti degli organismi che compongono l'associazione, in buona parte dalle conchiglie dei molluschi bentonici. Il termine *Chlorozoan assemblage* (sensu Lees & Buller 1972) definisce invece comunità biologiche diverse dai *Foramol* che sono costituite da coralli ermatipici ed alghe verdi calcificanti in depositi privi di grani scheletrici. A seguito del progredire delle conoscenze sui carbonati non tropicali, sono state introdotte anche altre categorie basate sulla relativa abbondanza di altre componenti scheletriche (Lees & Buller, 1972, Hayton et al., 1995). Comunque, secondo lo schema classificativo di James (1997) può essere agevole distinguere i carbonati prodotti in ambienti temperati e freddi sotto il nome di *Heterozoan*, contrapposto a quelli tropicali generati a bassa profondità nelle illuminate e calde acque tropicali, indicati come *Photozoan*.

In ambito *Heterozoan* le forme biocostruttrici come i coralli ermatipici e le alghe verdi calcificate caratterizzanti *Photozoan* sono scarse o assenti (Lees, 1975; Campbell, 1988) (Fig. 2). Tra i taxa

principali partecipanti alle associazioni *Heterozoan* si riconoscono i macroforaminiferi bentonici, i molluschi, i briozoi e i crostacei (balani). Questi organismi sono legati ai fondali mobili sabbiosi compresi tra la zona infralitorale profonda e quella circalitorale con un contributo marginale di organismi fotofili infralitorali. Gli assemblaggi eterotrofici si riscontrano anche in contesti tropicali delle basse latitudini, in acque profonde relativamente più fredde di quelle superficiali, all'interno della zona afotica e al passaggio laterale con le associazioni *Chlorozoan* (Carannante & Simone, 1988; Carannante et al., 1988; Wilson & Vecsei, 2005).

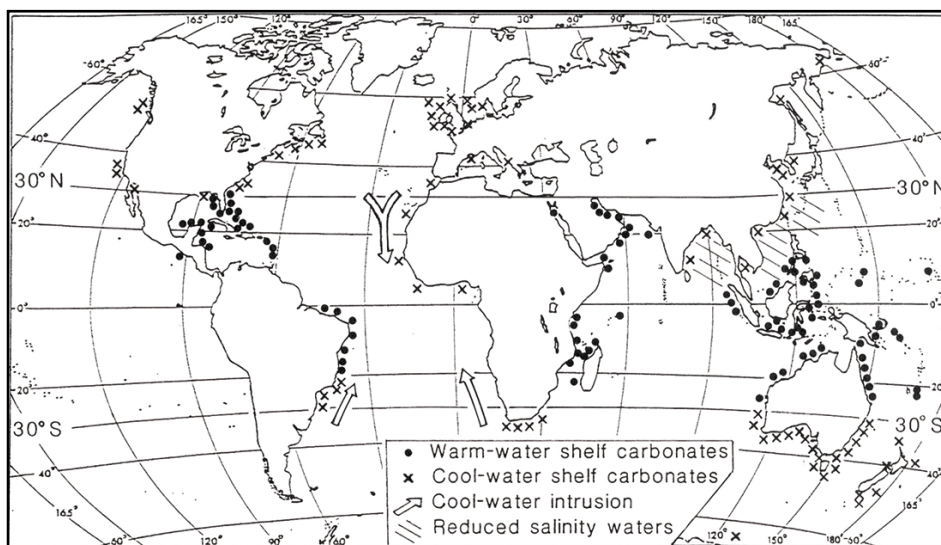


Figura 1. Rappresentazione schematica della distribuzione globale dei sedimenti carbonatici moderni in acque marine poco profonde (Campbell, 1988).

Nel Mediterraneo l'attuale biocenosi che mostrano maggiori affinità tassonomica e (postmortem) biosedimentologica con i depositi classificabili come *Heterozoan* sono soprattutto i *Détritique Côtier* e *Sables Grossières* (sensu Pérès & Picard, 1964) (Fig. 3). Essi sono accumuli organogeni sciolti dello spessore massimo di un metro, compresi tra il piano superiore circalitorale, ossia il limite inferiore delle praterie fotofile algali (30-40 m di profondità), fino alla profondità in cui si mantiene la diffusione delle alghe multicellulari sciafile (ca. -100 m), in contesti dominati da bassi tassi di sedimentazione ed elevato idrodinamismo, con bioclasti derivati da biersione e frammentazione fisica di organismi delle comunità locali infaunale o epifaunale o adiacenti dei substrati duri o delle comunità fotofile delle praterie infralitorali (Carannante et al., 1988).

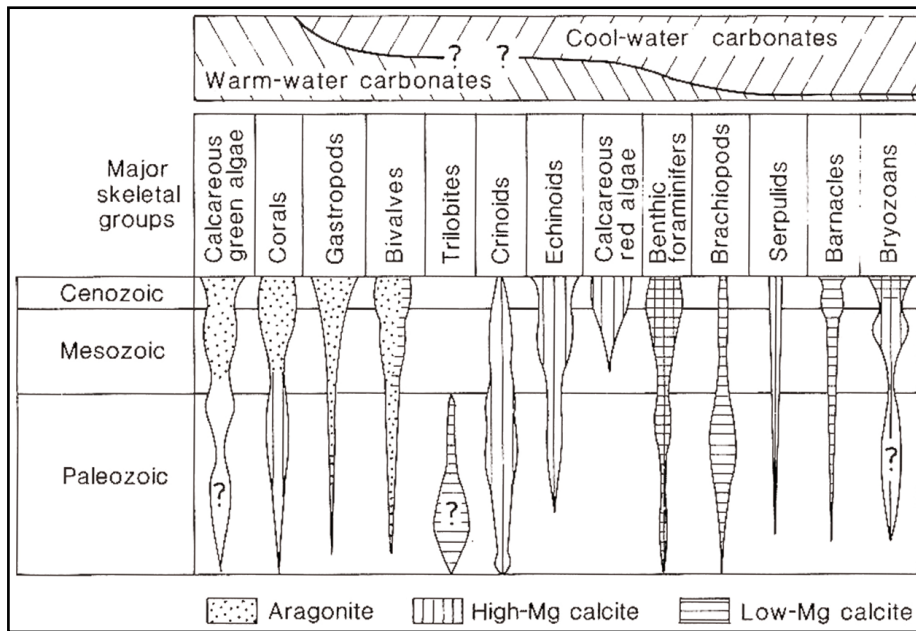


Figura 2. Abbondanza relativa di diversi gruppi fossili e principali mineralogie dei carbonati del Fanerozoico (Campbell, 1988).

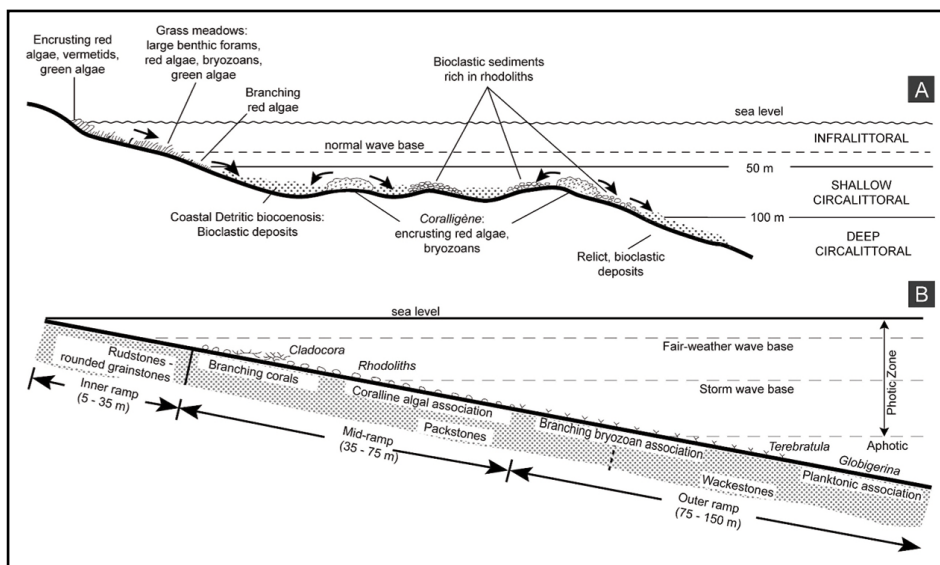


Figura 3. Distribuzione delle diverse facies dei sistemi carbonatici non tropicali del Mediterraneo in situazione di regime idraulico segnato da moderata energia: A) schema di Carannante et al. (1988) sulla moderna zonizzazione della piattaforma in base agli assemblaggi bentonici di Pérès & Picard (1964); B) depositi del Pleistocene inferiore della Sicilia secondo Pedley & Grasso, (2002) (modificato da Nalin & Massari; 2009).

I carbonati tipo *Photozoan* e quelli *Heterozoan*: analogie e differenze

Secondo James (1984a,b) i processi di sedimentazione carbonatica in ambiente di piattaforma sono un fenomeno principalmente subtropicale e tropicale, un'idea che viene supportata oggi a livello mondiale da riferimenti geografici in cui la distribuzione dei depositi carbonatici marini avviene in acque poco profonde tra 30°N e 30°S circa di latitudine. Anche in Ziegler et al. (1984) vengono esaminati i fattori limitanti per la sedimentazione carbonatica concludendo che tale fenomeno in ambiente pelagico presenta diverse condizioni necessarie, ossia l'ingresso nel sistema deposizionale di acque calde tutto l'anno, elevati angoli solari riscontrabili alle basse latitudini, assenza di fenomeni di *upwelling* e scarso afflusso di sedimenti terrigeni. In questo modello è quindi rafforzato chiaramente il concetto secondo cui le facies carbonatiche di piattaforma si sviluppano prevalentemente in regioni poste alle basse latitudini (Fig. 4).

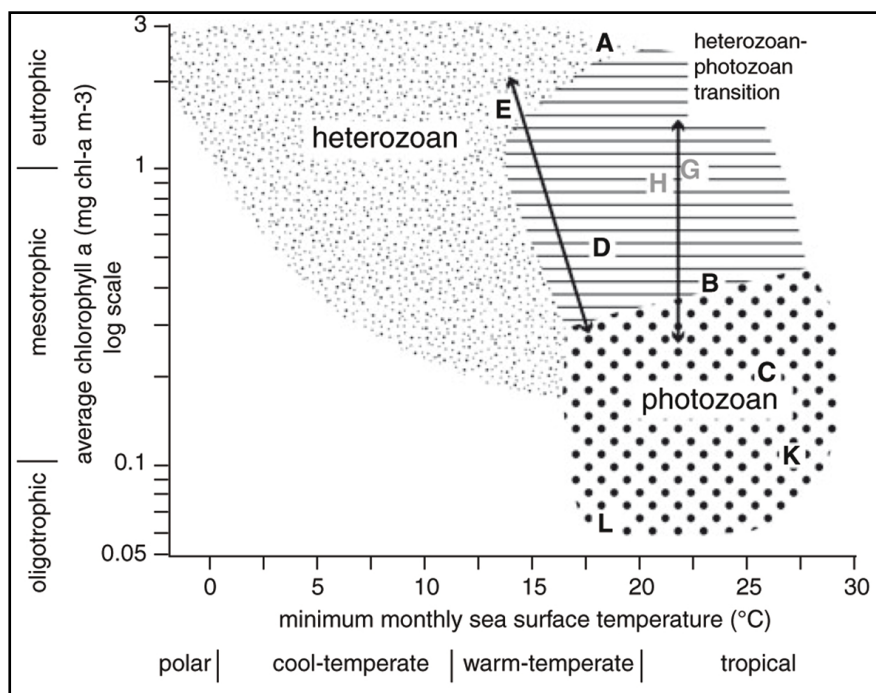


Figura 4. Rapporto schematico tra nutrienti/temperatura e la formazione dei carbonati Heterozoan, Photozoan e fasi di transizione (Westphal et al., 2010).

Oggi a livello globale la distinzione tra i depositi carbonatici tropicali e non-tropicali è facilitata dall'elevato gradiente termico latitudinale presente tra le regioni fredde polari e quelle calde equatoriali che origina una marcata separazione degli ambienti. L'analisi dei sistemi carbonatici temperati fossili non può prescindere dalla considerazione che durante il Fanerozoico le attuali zonazioni climatiche non si siano sviluppate anche in passato. L'attuale distinzione tra depositi tropicali e non-tropicali non implica automaticamente una divisione analoga e bipartita per i principali tipi di rocce carbonatiche che si riconoscono nel record geologico, anche se la conoscenza degli analoghi attuali ha permesso delle buone interpretazioni sulla formazione e distribuzione dei depositi fossili.

Gli attuali sistemi tropicali sono caratterizzati da acque calde oligotrofiche e in essi i carbonati sono prodotti in prevalenza da un biota autotrofico o mixotrofico a coralli (*Zoantaria*) e alghe verdi (*Chlorophyta*) (associazioni tipo *Chlorozoan* sensu Lees & Buller, 1972; associazioni tipo *Photozoan* sensu James, 1997) capaci di costruire scogliere, associati a molluschi, foraminiferi bentonici, echinidi, briozoi, spugne e alghe coralline (Fig. 5). Nelle aree di accumulo dei sedimenti algo-corallini sono presenti diversi granuli carbonatici come ooidi, peloidi, botroidi e fanghi carbonatici.

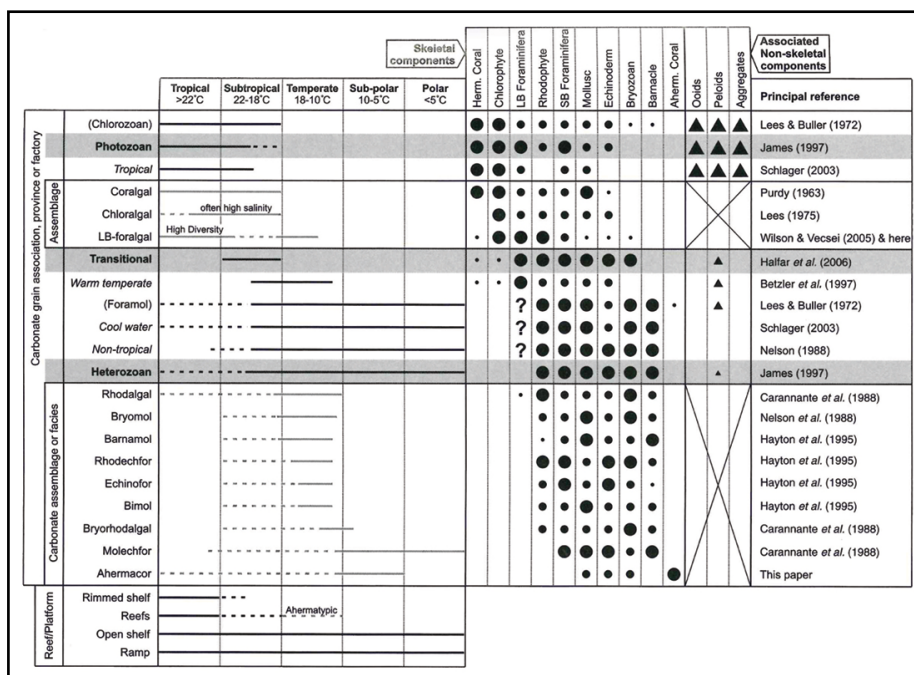


Figura 5. Sintesi sulle tipologie dei depositi carbonatici del Cenozoico basate sulla componente bentonica scheletrica e non scheletrica (Kindler & Wilson, 2010).

I margini delle piattaforme carbonatiche sono di norma limitati da scogliere biocostruite e/o da barre oolitiche o bioclastiche che tendono a limitare aree lagunari più o meno protette entro cui il sedimento fango-siltoso, prodotto da bioerosione e dal decadimento di tallofite calcificate, tende ad accumularsi (Gischler, 1994; Gischler & Hudson, 1997, 2004).

I depositi dominati da biota eterotrofi si trovano soprattutto nelle fasce latitudinali medio-alte (Westphal et al., 2010) dove le condizioni delle acque prevengono lo sviluppo di organismi in grado di costruire scogliere (Lees, 1975; Lees & Buller, 1972; Carannante et al., 1988). Tuttavia le associazioni *Heterozoan* non sono esclusive delle acque temperato-fredde e un numero limitato di queste comunità sono note anche in ambito subtropicale-tropicale (Lees & Buller, 1972; Lees, 1975; Mutti & Hallock, 2003; Wilson & Vecsei, 2005). Sono inoltre documentati per il Miocene del Mediterraneo carbonati con entrambe le associazioni, dimostrando che i biota si organizzano secondo le caratteristiche morfologiche e le dinamiche di crescita delle rampe deposizionali (Pomar, 2001; Benisek et al., 2009). Di conseguenza “l'interpretazione “*Heterozoan versus Photozoan*” in

relazione alla temperatura e latitudine delle acque è una semplificazione eccessiva che può portare a ricostruzioni paleoclimatiche e paleoambientali sbagliate” (Pomar et al. 2004). Ciò comporta che per riconoscere i parametri ambientali al tempo della formazione delle associazioni *Heterozoan* fossili è importante analizzare adeguatamente le associazioni di facies e determinare e comprendere la composizione tassonomica delle componenti scheletriche.

Per la formazione di sedimenti carbonatici, l'intensità dell'attività biologica presente nel sistema deposizionale si è rivelata una condizione importante. I fattori ecosistemici che agiscono sulla componente biologica e quindi sulle dinamiche che favoriscono la produzione dei carbonati sono molteplici: salinità, tipo di substrato, concentrazione di nutrienti, profondità delle acque, penetrazione della luce, idrodinamismo, e condizioni chimiche dell'acqua (Hallock & Schlager, 1986; Carannante et al., 1988; Pomar, 2001; Mutti & Hallock, 2003; Pomar et al., 2004; Pomar & Hallock, 2008; Westphal et al., 2010).

In acque fredde temperate i fattori ecosistemici quali l'intensità dell'idrodinamismo, la disponibilità delle risorse trofiche, il tipo di substrato, il clima, la latitudine e la portata dei flussi silicoclastici che influenzano direttamente la produttività e la composizione delle fabbriche carbonatiche sono valutate critiche per la produzione di carbonato con biota eterotrofi e foto-indipendenti. Gli organismi sospensivori quali i briozoi o filtratori come i balani sono estremamente sensibili alla quantità in sospensione di sedimenti e nutrienti presenti lungo la colonna d'acqua (Freiwald & Henrich, 1994; Caron et al., 2004).

L'apporto di nutrienti è considerato uno dei fattori ecosistemici più importanti per lo sviluppo dell'associazione *Heterozoan* a svantaggio di quella *Photozoan*. Già in Hallock & Schlager (1986) venivano evidenziati fenomeni di collasso delle barriere coralline a seguito di acque torbide per effetto di elevati apporti di nutrienti. Nelle fasce sub-tropicali e tropicali i biota eterotrofi possono riflettere condizioni oceanografiche interessate da locali fenomeni di *upwelling*: la risalita di

nutrienti causa la soppressione delle biocenosi oligotrofiche ed eufotiche e favoriscono lo sviluppo degli ecosistemi eterotrofi (Hallock & Schlager, 1986; James, 1997). Inoltre, le acque tropicali derivate da fenomeni di *upwelling* possono nella maggior parte dei casi registrare temperature inferiori rispetto alla loro fascia latitudinale, portandosi in situazioni analoghe a quelle degli ambiti temperato-freddi. Le variazioni nelle concentrazioni dei nutrienti possono avvenire anche a seguito di fenomeni non vincolati a situazioni geografiche o morfologiche locali. Un ambiente subtropicale o tropicale può favorire tassi elevati di evaporazione che provoca un accumulo di nutrienti favorendo l'associazione *Heterozoan* a discapito di quella *Photozoan* (Westphal et al., 2010).

La concentrazione salina delle acque è un altro fattore significativo per lo sviluppo delle comunità eterotrofiche su depositi carbonatici. In Lees (1975) fu condotto uno studio sulla relazione tra temperature e salinità concludendo che l'associazione *Foramol/Heterozoan* riesce ad estendersi alle latitudini minori con concentrazioni saline inadatte alle associazioni *Chlorozoan*. L'intervallo di salinità ottimale per associazioni *Chlorozoan* è compreso tra il 31‰ e il 40‰ (Lees & Buller, 1973); al di fuori di questo intervallo la comunità si sposta verso un'associazione eurialina formata da specie opportuniste. Nel Golfo Persico, area interessata da elevate oscillazioni stagionali nella salinità e nella concentrazione dei nutrienti, è emerso che a valori di salinità superiori al 50‰ sono assenti coralli, alghe calcaree, echinodermi e la maggior parte dei foraminiferi (Poiriez et al., 2010). Tuttavia nel Mar Rosso, acque con valori elevati di salinità (40-46‰) mostrano esigue associazioni ad alghe verdi calcaree e coralli (Piller & Mansour, 1990) come anche sulla piattaforma tunisina (salinità con valori massimi del 54‰; Shili et al., 2002). In generale il rapporto tra salinità elevata e associazione *Chlorozoan* con alghe calcaree non è chiaro.

I carbonati *Heterozoan* miocenici e plio-pleistocenici a regime microtidale

Molti degli affioramenti dei sistemi carbonatici miocenici del bacino mediterraneo mostrano un'eccellente conservazione e su essi è stato possibile applicare un approccio attualistico, grazie alla notevole similitudine tra i depositi fossili e quelli moderni, sia in termini di facies sia di caratteristiche biotiche. Le analisi sedimentologiche e paleontologiche hanno quindi permesso di sviluppare modelli descrittivi che definiscono le geometrie e le dinamiche delle piattaforme. Le lito-biofacies e i riferimenti della stratigrafia sequenziale forniscono un quadro sufficientemente preciso per relazionare le dinamiche dei sistemi carbonatici con i forzanti climatici ed eustatici-oceanografici (Pomar et al., 2012). I corpi carbonatici si sviluppano a seguito di processi di aggradazione fino al raggiungimento di un profilo di equilibrio il quale si modifica in seguito all'interazione dei processi che accrescono (fabbriche carbonatiche e fenomeni sedimentari) o smantellano (correnti tidali o correnti generati da onde da tempesta) la piattaforma (Pomar et al., 2012).

Nei sistemi carbonatici, a differenza di quelli silicoclastici, lo sviluppo di sedimenti carbonatico e i processi di accomodazione della piattaforma in relazione alle variazioni relative del livello del mare sono fattori interdipendenti (Pomar, 2001). La produzione di carbonati è vincolata principalmente alla profondità, alle condizioni ecologiche (nutrienti, salinità, temperatura, energia delle correnti e trasparenza) e in larga parte a fattori mediati dai sistemi biologici che costituiscono la fabbrica carbonatica (Pomar 2001). I cambiamenti relativi del livello del mare e la morfologia dei fondali, così come le variazioni dei parametri ecologici e idrodinamici intrabacinali, controllano le condizioni, il tipo, l'efficienza e le condizioni superficiali della componente ecologica biocostruttrice (Pomar et al., 2012).

Tra i primi modelli deposizionali descrittivi delle rampe carbonatiche oligo-mioceniche del Mediterraneo si ricorda quello Buxton & Pedley (1989) (Fig. 6). Nel modello è riconosciuta una zona marginale di rampa interna con facies peritidali e di laguna passanti lateralmente ad ambienti costieri e barre oolitiche (*inner ramp association*). Lateralmente si passa ad una zona di rampa intermedia con facies poco profonde sub-tidali, talora oolitiche, con carbonati *wackestone/packstone* (sensu Dunham, 1962) a gasteropodi, macroforaminiferi bentonici porcellanacei (*mid ramp association*). Il passaggio laterale successivo è interdigitato con facies a *rudstone/floatstone* (sensu Dunham, 1962) a rodoliti, coralli e fanerogame marine. Verso il bacino profondo la rampa passa gradualmente ad ambienti con rodoliti e macroforaminiferi bentonici a guscio ialino. Oltre si osservano delle peliti marnose con foraminiferi ialini e planctonici.

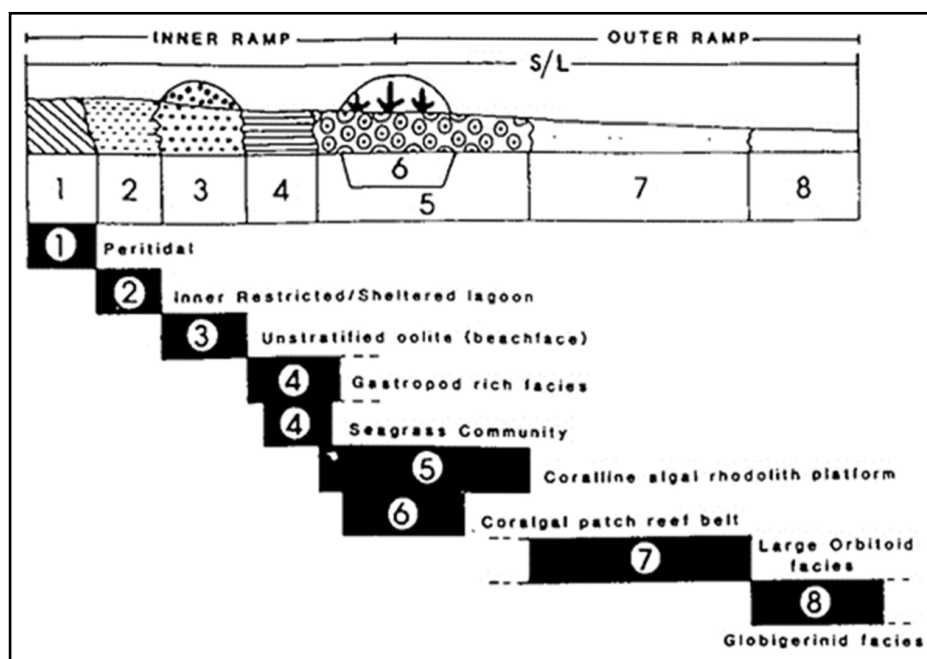


Figura 6. Modello deposizionale delle associazioni di facies carbonatiche nel Mediterraneo occidentale (Buxton & Pedley, 1989).

Un modello deposizionale più recente è quello di Pomar (2001) realizzato per i carbonati tortoniani delle Isole Baleari (Fig. 7). Basato sui principi della stratigrafia sequenziale, il modello descrive i diversi ambienti secondo le fasi di variazione del livello del mare: i depositi trasgressivi (*transgressive systems tract*) mostrano relazioni di *onlap* sulle formazioni sottostanti neogeniche e mesozoiche e una organizzazione retrogradazionale; essi sono costituiti principalmente da ambienti di spiaggia (*foreshore*) ad arenaria ciottolosa con strutture incrociate a larga scala; nei sistemi di stazionamento alto (*highstand systems tract*) la rampa mostra facies aggradanti e progradanti corrispondenti ad ambienti ad alta energia con aree più distali ad elevata pendenza.

Sempre in Pomar (2001), a seguito di un approccio sedimentologico e paleontologico, viene proposta una suddivisione della rampa in 4 facies. Nella rampa interna si trovano ambienti deltizi e depositi di spiaggia ciottolosa formati durante le fasi trasgressive. Lateralmente si passa a carbonati tipo *packstone* (sensu Dunham, 1962) con sedimenti malamente stratificati medio-fini fortemente bioturbati ricchi in frammenti di molluschi, echinidi e foraminiferi; localmente si riconoscono abbondanti strutture a *Ophiomorpha*. Questa facies mostra analogie di natura sedimentologica e paleontologica con gli attuali sedimenti del Mediterraneo impostati sulle praterie a *Posidonia*, ambienti produttori di carbonati con molluschi, alghe rosse, foraminiferi bentonici, briozoi e frammenti di echinoidi.

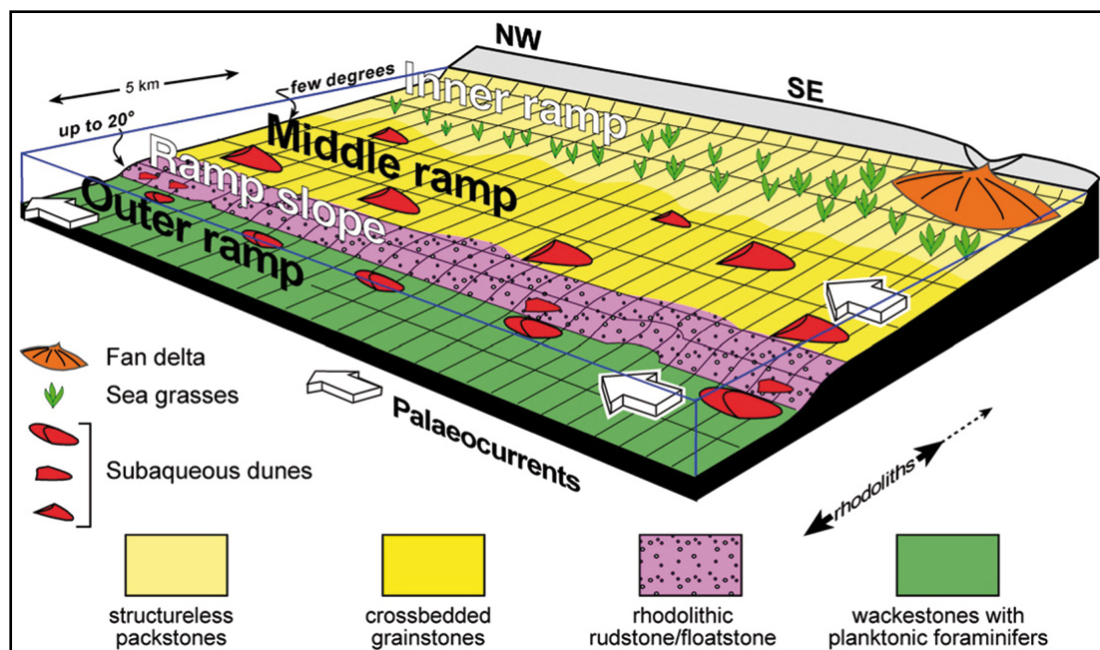


Figura 7 Modello deposizionale delle associazioni di facies carbonatiche nella rampa tortoniana di Minorca, Spagna (Pomar et al., 2012).

Nella rampa centrale le facies passano con contatto interdigitato alla rampa interna; esse sono rappresentate da carbonati tipo *grainstones* (sensu Dunham, 1962) ricchi in frammenti di alghe rosse, echinidi, briozoi, molluschi, macroforaminiferi (generi *Heterostegina*, *Amphistegina*), rodoliti in tappeti o dispersi e rari litoclasti sabbiosi. Sono presenti *megaripples* parzialmente smantellati dalle bioturbazioni di 10-20 cm di spessore con immersioni massime di 10°. Nelle zone più distali di rampa centrale sono assenti le strutture da onda di tempesta al fondo e la presenza di alghe rosse e macroforaminiferi suggerisce degli ambienti mesofotici (sensu Pomar, 2012). Analoghi attuali oceanici e mediterranei sono i sedimenti posti a profondità tra i 40-50 m.

Nel pendio di rampa si trovano clinoforni con pendenze di 15-20°, composti da un'alternanza di *rudstone* rodolitici e *grainstone-packstone* a granulometria grossolana (sensu Dunham, 1962). I clinoforni rappresentano il progressivo spostamento del sistema verso l'esterno e formano un pendio deposizionale interessato al fondo da fenomeni tratti da onda. Il biota è composto da rodoliti, briozoi, foraminiferi (generi *Heterostegina* e *Amphistegina*) e frammenti di alghe rosse

(generi *Lithothamnion*, *Mesophyllum*, *Lithoporella*, *Titanoderma*, *Sporolithon* e *Spongites*). Nel pendio la presenza di rodoliti e di alghe coralline, che crescono nella zona oligofotica (sensu Pomar, 2012), è relazionata a fenomeni d'accumulo in situ. Gli accumuli algali derivati da fenomeni di trasporto si riconosce nella zona di rampa centrale.

Le facies della rampa esterna si trovano al piede della scarpata dove i clinoforni rodolitici, in parte bioturbati, mostrano pendenze inferiori ai 5°. I clinoforni divengono orizzontali verso il bacino profondo intercalandosi ai sedimenti fini tipo *wackestones* e *packstones* (sensu Dunham, 1962) ricchi in foraminiferi. Si osservano letti conchigliari a pettinidi, briozoi coloniali ed echinidi. Verso il bacino profondo i clinoforni sono formati da strati gradati composti da *packstones* medio-fine con frammenti scheletrici (alghe rosse, echinidi, molluschi, briozoi) e foraminiferi planctonici e bentonici. I depositi rodolitici presenti mostrano localmente una base erosiva e passano lateralmente a *packstone* e *wackestone* a grana fine privi di componenti scheletriche.

Nel bacino del Mediterraneo gli studi sui depositi carbonatici mioceniche hanno chiarito che essi si sviluppano con diverse tipologie di piattaforme in funzione della capacità dei sistemi biologici di accumulare sedimenti carbonatici al di sotto di parametri ecosistemici (*ecologically controlled accommodation* sensu Pomar et al., 2012). Nei sistemi carbonatici quindi la produzione e la dispersione di sedimenti dipendono dal tipo, dalla dimensione e dall'efficienza della fabbrica carbonatica, la quale sarà in funzione della disponibilità di spazio vitale per i biota produttori di carbonato, dalle condizioni fisiche intrabacinali e dalle condizioni ecologiche che controllano l'evoluzione biologica (Mutti & Hallock, 2003; Pomar et al., 2004; Pomar & Hallock, 2008; Pomar et al., 2012). Inoltre nella regione mediterranea, i depositi miocenici indicano che non esiste una relazione diretta tra il tipo di piattaforma e la temperatura globale, come dimostrato dal verificarsi contemporaneo di diverse piattaforme in ambienti latitudine simili. Anche se la temperatura è un fattore costrittivo, le risorse trofiche limitanti e le dinamiche dell'evoluzione biologica, sono

giudicati fattori maggiormente vincolanti per i diversi biota costruttori di piattaforme (Pomar et al., 2012).

Per i carbonati plio-pleistocenici delle alte latitudini impostati in regimi oceanici macrotidali si ricordano i lavori effettuati in Nuova Zelanda (Campbell et al., 1988; Nelson et al., 2000; Caron & Nelson, 2003; Caron et al., 2004, 2005, 2006; Wendy et al., 2006). La loro formazione viene collegata ad ambienti interessati da intensi flussi di marea in contesti tettonicamente compressivi. Le variazioni fisiche verticali dei carbonati e la posizione delle discontinuità che delimitano i corpi sedimentari hanno permesso di suggerire per questi sistemi carbonatici un controllo ad opera di forzanti ciclici di tipo glacio-eustatiche con frequenza di 41 ka (Naish, 1997) (Fig. 8 e 9).

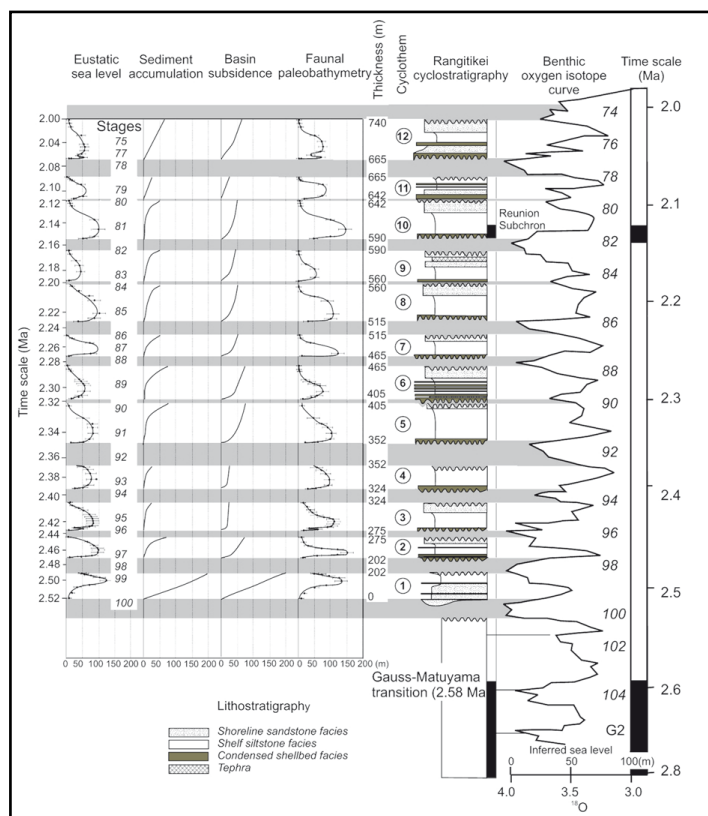


Figura 8. Correlazione tra ciclicità litologica della Sezione di Rangitikei River (Bacino di Wanganui, Nuova Zelanda) del tardo Pliocene e la curva eustatica derivata dalle informazioni faunistiche e dalle interpretazioni dei tassi di subsidenza e di accumulo di sedimento. I cicli sono correlati alla scala isotopica di Shackleton et al. (1995) (Naish, 1997).

I carbonati sono formati principalmente da calcite sono interpretati come ambienti sedimentari caratterizzati da bassi tassi di accumulo. Le rocce hanno elevata porosità e cementazione in risposta ad una compattazione chimica di scheletri calcitici a seguito di pressione litostatica (Caron et al., 2004, 2005, 2006). I diversi processi diagenetici riconosciuti in questi carbonati sono stati relazionati a particolari assetti batimetrici e collocati in diversi *systems tract* (Caron & Nelson, 2003; Caron et al., 2004). La cementazione sin-deposizionale delle facies micritiche e torbiditiche si verifica in diversi contesti ad alta energia ossia alla base delle *transgressive systems tract*, nella parte superiore delle *regressive systems tract* e in tutto il *forced regressive systems tract*. Sul fondo marino la formazione di carbonati è relazionata a fasi condensate è strettamente associate alle *sequence bounding surfaces* e alle *flooding surfaces*. La diagenesi a seguito di processi distruttivi come abrasione, bioerosione e scioglimento è più comune nelle fasi tardive delle *transgressive systems tract* e nelle *highstand systems tract*. Si riconoscono cementi non marini con evidenze di esposizione subaerea ai processi meteorici per un periodo prolungato di tempo precedente la sepoltura. Altri carbonati fratturati contenenti cementi calcitici ad alto o basso contenuto di ferro sono legati a da vicine sorgenti terrigene (Nelson et al., 1988; Caron, 2002).

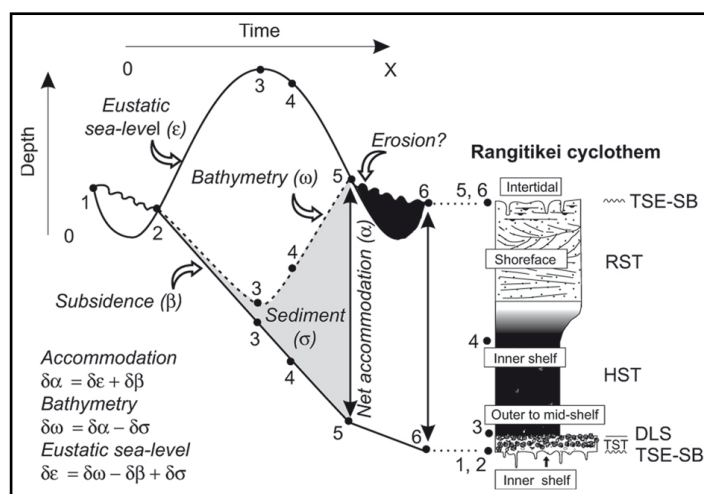


Figura 9. Modello concettuale che mostra la relazione tra le variazioni eustatiche e le sequenze sedimentarie riconosciute nella Sezione di Rangitikei River (Bacino di Wanganui, Nuova Zelanda): TSE, superficie di erosione trasgressiva; SB, sequenza di confine; RST, sistema regressivo; HST, sistema di stazionamento alto; DLS superficie di downlap; TST, sistema trasgressivo (Naish et al., 1997).

I depositi neozelandesi sono caratterizzati inoltre da fauna sciafila a briozoi, balani e bivalvi epifaunali frequentemente segnati da forte abrasione fisica, bioerosione, incrostazione, dissoluzione e cementazione (Caron et al., 2004, 2005, 2006). I letti conchigliari e le caratteristiche paleoecologiche forniscono informazioni sui processi ambientali che operano sulla piattaforma in particolare sui tipi e i tassi di erosione e deposizione (Wendy et al., 2006). In relazione ai diversi *systems tracts* riconosciute si definiscono diverse facies tafonomiche (Fig. 10 e 11).

Nelle *transgressive systems tract* si osservano letti amalgamati di conchiglie che indicano ambienti di acque basse con scarsa sedimentazione e fenomeni di *bypass* in regimi idraulici dominati da correnti da onda. Contemporaneamente, in aree distali più profonde, si registrano elevati accumuli conchigliari. Le facies tafonomiche descritte negli *highstand systems tract* e nelle *regressive systems tract* mostrano dei gradienti sedimentologici, tafonomici e paleoecologici in funzione di variazioni dell'intensità dei processi di erosione e di deposizione. Le facies tafonomiche descritte sono designate come *shell bedform lag*, *wave/current winnowed*, *shell bed*, *rapid burial shell bed*,

tempestite shell bed che sono considerate come il prodotto di processi derivanti da onde da tempesta. Un ulteriore facies tafonomica (*sediment-dominated beds*) comprende detrito scheletrico accumulato durante condizioni di continua ed elevata sedimentazione.

Nei carbonati neozelandesi, interpretati come sistemi deposizionali di acque fredde, l'apporto di nutrienti e di sedimento silicoclastico sono considerati i principali fattori limitanti per regolare l'efficienza delle fabbriche carbonatiche (Caron et al., 2004) quando i produttori di carbonato sono organismi sospensivori (briozoi, pettinidi e molluschi endobionti) e filtratori (balani e ostriche) (Nelson 1978; Kamp et al 1988;. Nelson et al 1988;. Henrich & Freiwald 1995). Le condizioni idrauliche caratterizzate da elevata energia impediscono la sepoltura, accelerano il rinnovo dei nutrienti e promuovendo la produzione di depositi carbonatici dominati da balani, briozoi e molluschi (associazioni tipo *Barnamol*, *Barbital*, *Bryotal* e *Bimol*; Hayton et al.,1995). Per gli attuali sistemi carbonatici di acque freddo-temperate si stimano tassi di sedimentazione relativamente bassi, al di sotto di 10 cm/ka, ed inferiori a quelli degli equivalenti tropicali; questi sistemi risultano quindi particolarmente sensibili alle variazioni relative del livello del mare e ai tassi di seppellimento (Nelson et al., 1988b; James, 1997). In accordo con gli analoghi attuali, la crescita dei carbonati plio-pleistocenici della Nuova Zelanda è collegata a situazioni di equilibrio tra processi che costruiscono e quelli che smantellano i depositi (Caron et al., 2004).

Nella definizione dei volumi dei carbonati è ritenuto importante anche l'assetto morfologico e tettonico locale (Caron 2002; Caron et al., 2004). I carbonati di minor spessore si sviluppano su alti morfologici in cui è possibile riconoscere sequenze stratigrafiche troncate o amalgamate. Negli rilievi strutturali, in condizioni idrauliche ad alta energia, i sedimenti risultano condensati formati da comunità delle fabbriche carbonatiche. La conservazione delle sequenze sedimentarie avviene nelle aree bacinali depresse in cui l'accumulo di sedimenti deriva dallo smantellamento di comunità biologiche sviluppate nelle aree di piattaforma limitrofe (Kamp & Nelson 1988).

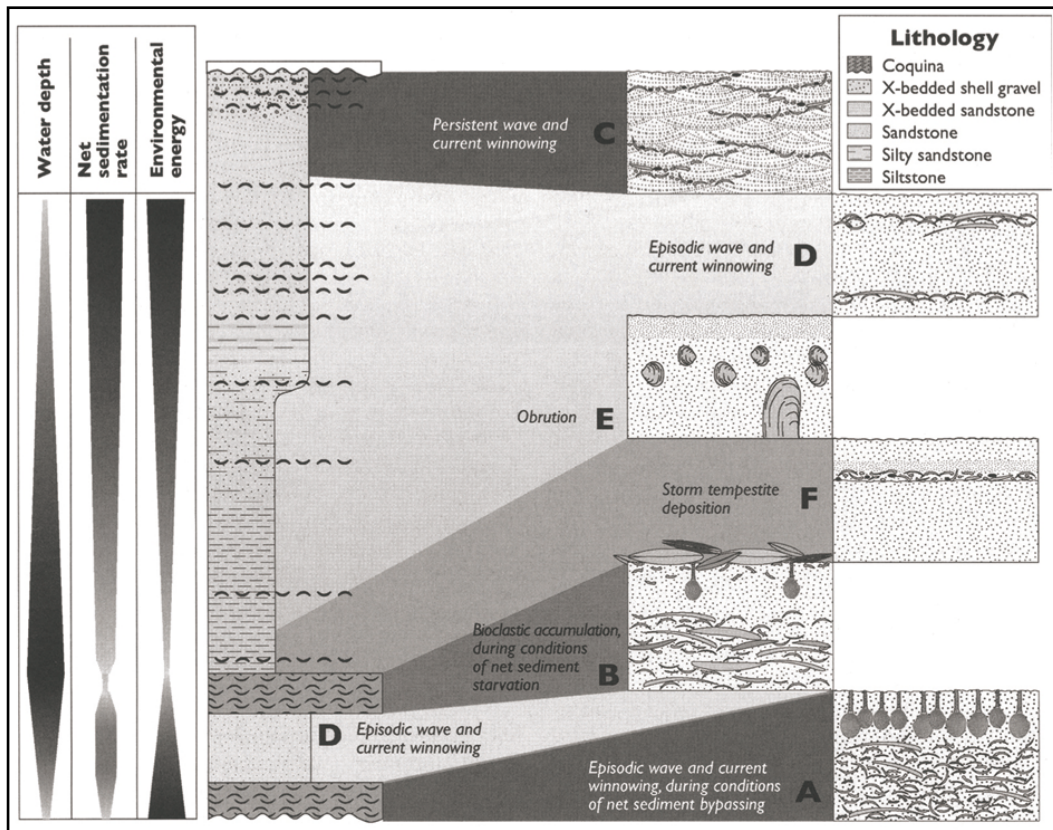


Figura 10. Modello descrittivo che mostra la distribuzione delle taphofacies in funzione delle sequenze sedimentarie riconosciute all'interno della sequenza pliocenica di Matemateaonga (Bacino di Wanganui, Nuova Zelanda) (Wendy et al., 2006).

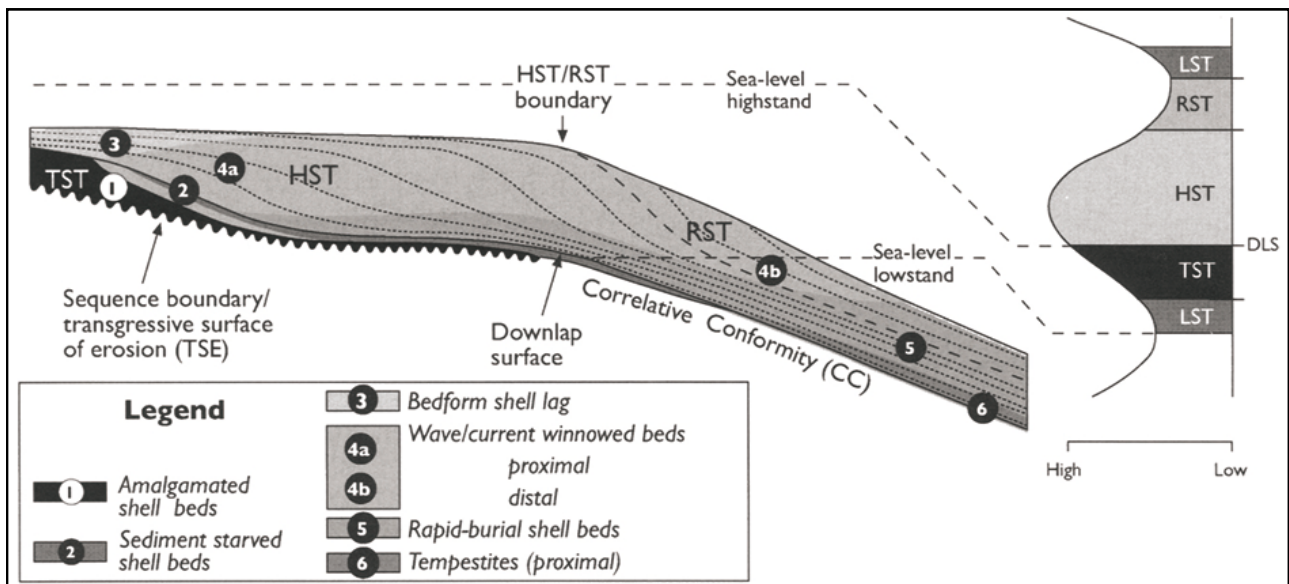


Figura 11. Modello descrittivo che mostra la distribuzione delle taphofacies in funzione delle sequenze sedimentarie riconosciute all'interno della sequenza pliocenica di Matemateaonga (Bacino di Wanganui, Nuova Zelanda) (Wendy et al., 2006).

Nello studio dei carbonati delle fasce climatiche temperato-fredde formati in contesti oceanografici chiusi a regime microtidale ed interessati da tettonica compressiva, il Mediterraneo risulta il migliore e principale esempio a livello globale (Massari & Chiocci, 2006). Tra gli studi effettuati si ricordano quelli sulle biocalcareni del Bacino di Caltanissetta (Vitale, 1998; Massari & Chiocci, 2006; Massari & D'Alessandro, 2008; 2012; Fig 12 e 13), del Bacino di Cutro (Massari et al., 1999; 2002; Nalin & Massari, 2009), della Basilicata (Chiarella et al, 2012), nei Bacini di Volterra e della Val'd'Elsa (Nalin et al., 2010) e dell'Appennino Settentrionale (Capozzi & Picotti, 2003; Monegatti et al., 2001; Roveri & Taviani, 2003).

A differenza del regime macrotidale, quello microtidale implica delle escursioni di marea in media molto più bassa e i fenomeni da onde di tempesta sono da considerarsi rari o assenti. Non vi è inoltre alcun apprezzabile effetto a seguito di fenomeno di risalita di acque profonde (*upwelling*) e gli effetti al fondo da onde di tempesta si registrano a profondità minori rispetto ai margini oceanici, essendo rispettivamente meno di 5 metri contro 20-25 metri in media. Nei depositi plio-pleistocenici mediterranei a differenza di quelli miocenici, ma analogamente a quelli neozelandesi, i biota calcificanti non sono prevalenti ma marginali, la frazione silicoclastica è elevata e combinata ad un abbondante detrito bioclastico. Come per gli equivalenti macrotidali, l'impianto interpretativo di questi carbonati è legato ai paradigmi della stratigrafia sequenziale applicati ai sistemi terrigeni. Nei modelli descrittivi la loro genesi viene maggiormente vincolata al tasso d'ingresso dei sedimenti in funzione delle condizioni dell'entroterra (area di drenaggio, regime climatico, tettonica, etc.) e alle variazioni dello spazio di accomodazione in funzione dei cicli glaucio/eustatici (Massari & Chiocci, 2006). Tuttavia, a differenza dei sistemi macrotidali, i processi di rielaborazione della componente scheletrica e terrigena, lo sviluppo delle facies e delle geometrie deposizionali sono controllati da variazioni eustatiche di minor ampiezza (Massari & Chiocci, 2006; Massari & D'Alessandro, 2012). La componente biologica dei carbonati tipo *Heterozoan/Foramol* del Plio-

Pleistocene del Mediterraneo, segnata da una scarsa presenza di coralli ed alghe calcificanti, contribuisce alla crescita del sistema deposizionale essenzialmente a seguito di un apporto di detrito scheletrico postmortem, fortemente rielaborato in contesti di elevato idrodinamismo.

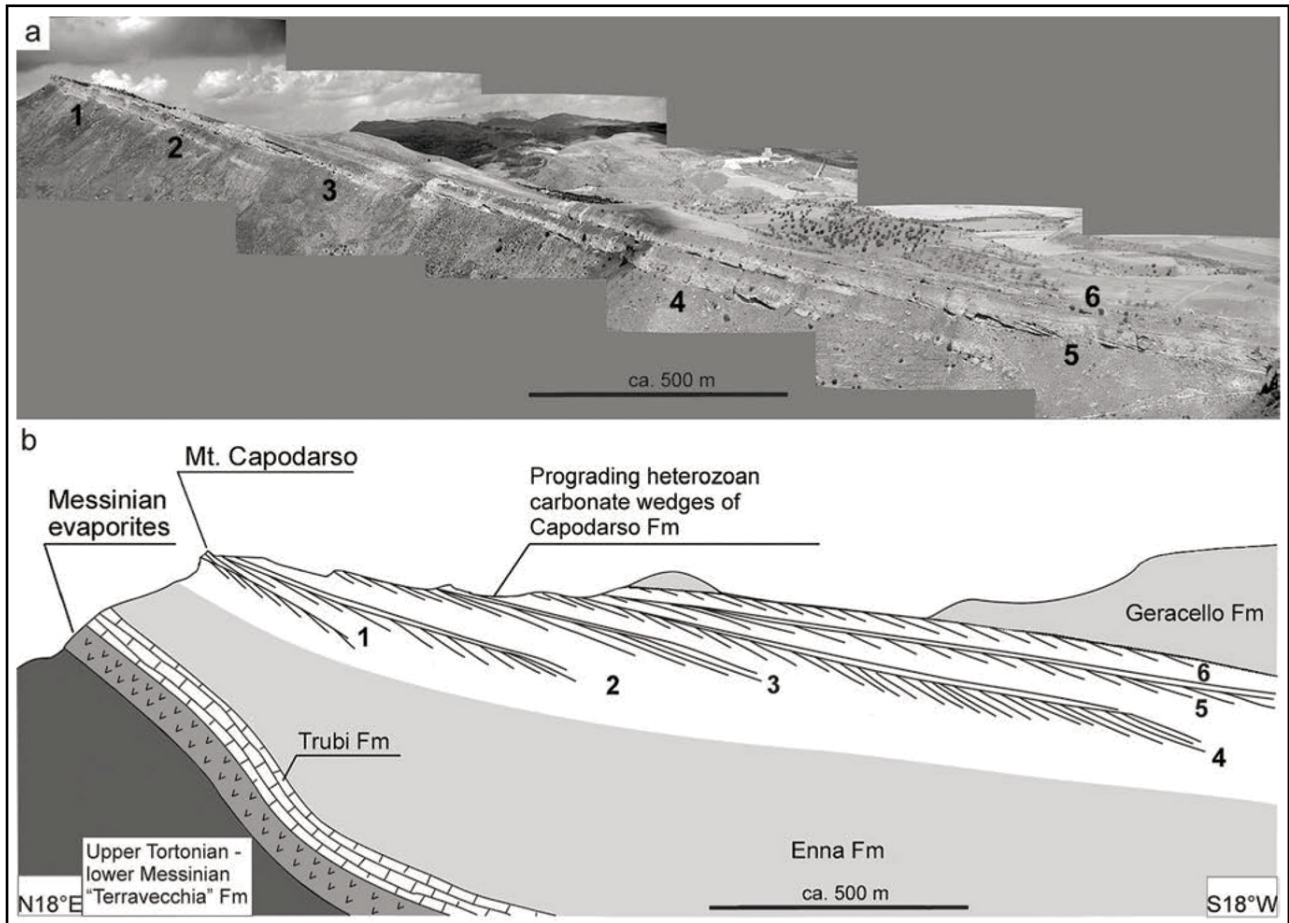


Figura 12. Successione gelasiana dei corpi carbonatici di Monte Capodarso, Bacino di Caltanissetta (Sicilia) (Massari & D'Alessandro, 2012).

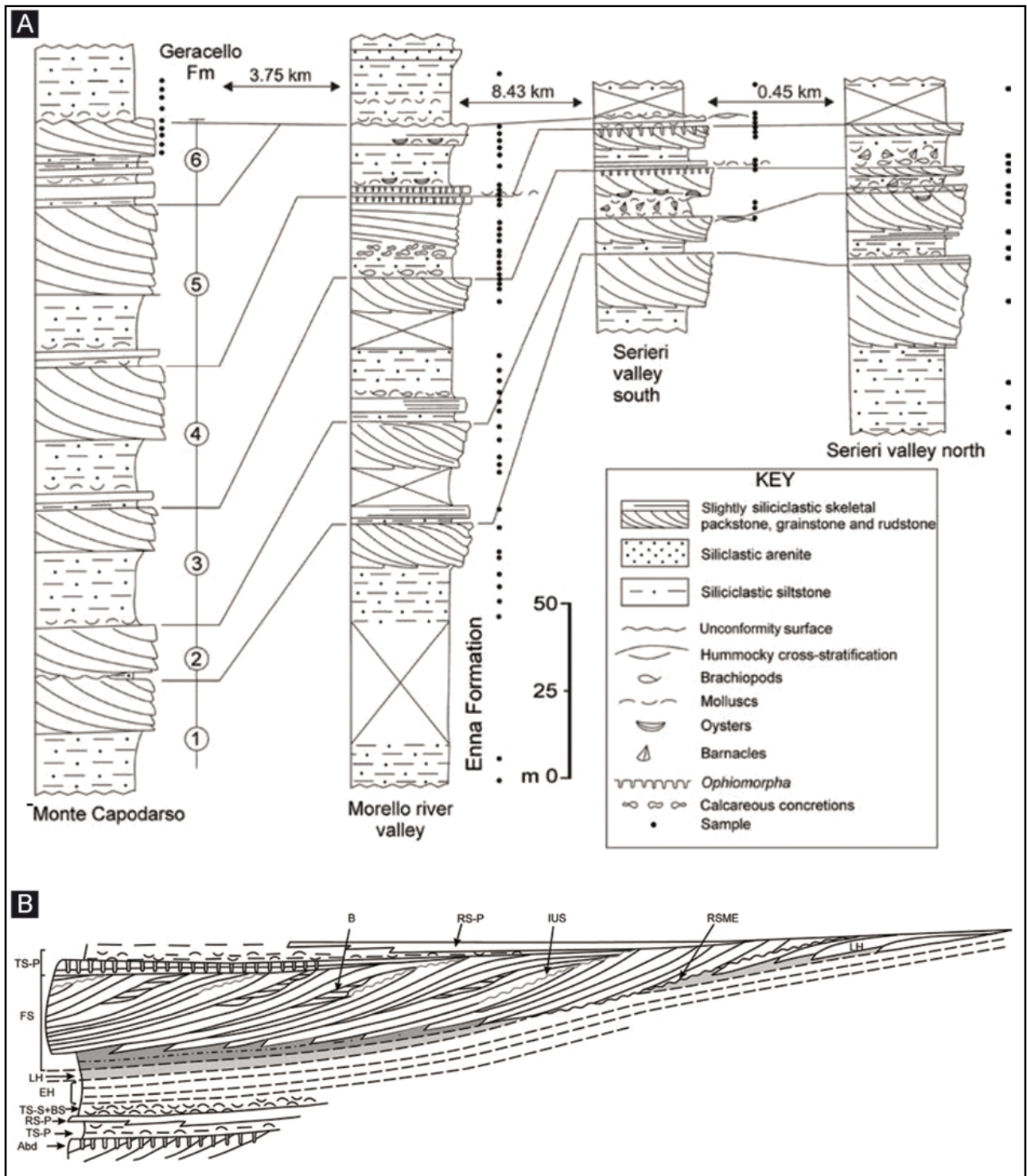


Figura 13. A) Correlazioni tra le diverse sezioni presenti lateralmente all'interno della successione carbonatica di Capodarso; B) schema raffigurante l'organizzazione delle diverse facies e delle sequenze sedimentarie dei corpi carbonatici di Capodarso (non in scala) (modificata da Massari & D'Alessandro, 2012).

Macrofauna dei carbonati pliocenici del Mediterraneo

In considerazione del senso puramente descrittivo del termine, le attuali associazioni faunistiche note come *Molechfor* (sensu Carannante et al., 1988; Kindler & Wilson, 2010) e formate da molluschi e foraminiferi viventi nei carbonati dei mari temperato-freddi, possono essere considerate come le più simili a quelle che caratterizzano i depositi carbonatici del Plio-Pleistocene della catena appenninico-maghrebide. Altri depositi temperati simili ai *Molechfor* sono stati variamente denominati, in funzione delle percentuali tassonomiche presenti: i *Bryomol* (sensu Nelson, 1988) mostrano percentuali di briozoi e bivalvi infaunali ed epifaunali maggiori del 50%; *Barnamol* (Hayton et al. 1995) designa carbonati del terziario formati da balani con percentuali d'abbondanza attorno al 60% e bivalvi al 20%; con *Bimol* (Hayton et al. 1995) si definiscono le associazioni in cui i bivalvi infaunali e/o epifaunali mostrano percentuali > 60% con valori massimi dell'80%; questa associazione mostra similarità in termini di composizione faunistica con i *Molechfor*.

I lavori sulla componente faunistica dei carbonati neozelandesi sono spesso utilizzati come studi biologici di riferimento. Le caratteristiche riscontrate mostrano diverse analogie ma anche differenze significative con i carbonati tropicali. Nel nord della Nuova Zelanda per ogni gruppo biologico si hanno le seguenti percentuali scheletriche (Nelson & Hancock, 1984): briozoi coloniali (10-74%), bivalvi endobionti (2-20%), gasteropodi (2-10%), coralli aermatipici (0-18%), alghe rosse calcaree (1-16%) e foraminiferi bentonici (3-15%). Contributi marginali provengono da serpulidi, cirripedi, echinidi, brachiopodi, spugne e pteropodi. La distribuzione delle tipologie scheletriche è controllata inizialmente dalla batimetria, dall'intensità dei fenomeni idrodinamici e dai fattori che influenzano la dispersione del flusso di marea (Nelson & Hancock, 1984; Fig. 14).

I molluschi rappresentano la componente scheletrica dominante dei depositi biocalcarenitici neozelandesi (Campbell et al., 1988) con bivalvi in prevalenza su gasteropodi bentonici, pteropodi e scafopodi. Le associazioni contano diverse centinaia di specie (Nelson & Hancock, 1984) con

prevalenza di forme infaunali rispetto a quelle epifaunali. La distribuzione dei taxa è fortemente controllata dal substrato e dalle condizioni idrodinamiche delle acque. Le specie infaunali, fossorie o seminfaunali prevalgono nei substrati fini, mentre le forme epifaunali preferiscono fondi sabbiosi, ghiaiosi o rocciosi. Le famiglie Pectinidae e Carditidae superano per numero di specie gli altri gruppi tassonomici e i Carditidae mostrano una elevata diversità specifica sia lungo un gradiente latitudinale sia lungo quello batimetrico. Nella biomassa generale i gasteropodi bentonici contribuiscono con abbondanze marginali ma con elevata diversità specifica (per esempio *Emarginula*, *Marginella*, *Austrofusus*). Tra i foraminiferi prevalgono le forme bentoniche su quelle planctoniche (rapporto 10:1 e maggiore) con prevalenza di specie incrostanti epifaunali dei substrati conchigliari (Nelson & Hancock, 1984).

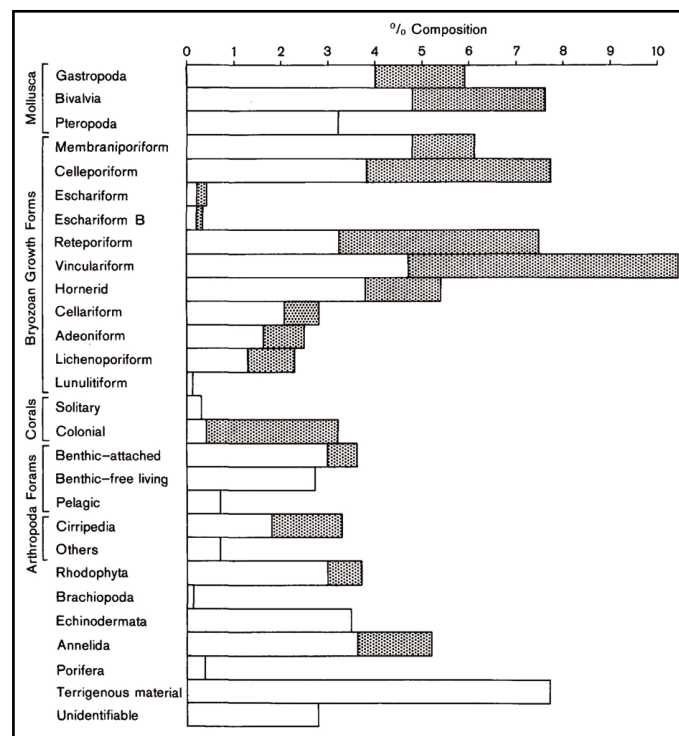


Figura 14. Composizione biologica dei sedimenti carbonatici detritici dell'Olocene in contesti di piattaforma interna presenti nel South Maria Ridge (Nuova Zelanda) (Nelson & Hancock, 1984).

Un'analisi quantitativa della macrofauna e della componente scheletrica dei carbonati temperati moderni fu effettuato da Keane (1986) il quale, su sei siti marini della Nuova Zelanda, riconobbe come principale contributori i briozoi, i molluschi e i foraminiferi con frequenze variabili. Le alghe rosse coralline, gli echinidi, i serpulidi, i cirripedi, i coralli aermatipici, le spugne e i brachiopodi forniscono apporti minori. I briozoi in particolare compongono il taxon maggiormente rappresentativo con i Cheilostomi in rapporto di circa 3:1 sui Ciclostomi. Non emerge alcuna relazione tra la distribuzione delle specie di briozoi e le fasce latitudinali e la loro collocazione dipende prevalentemente dalla disponibilità dei substrati idonei al fissaggio e, in misura minore, dal regime idrologico (Campbell et al., 1988).

Il Mediterraneo è a livello biogeografico l'area di riferimento di questo lavoro e l'attuale biodiversità marina è il risultato di numerosi fattori che interagiscono sia a scala regionale sia globale (Taviani 2002; Sabelli & Taviani, 2014). Per i carbonati del Neogene del Mediterraneo alcuni studi biologici di riferimento sono quelli effettuati sui depositi miocenici formati in contesti oceanografici e climatici differenti da quelli pliocenici. In questi sistemi è fondamentale la presenza di organismi carbonato-costruttori e la quantità di luce che raggiunge il fondo è un parametro ecologico importante per lo sviluppo delle associazioni biologiche. Con questo criterio è possibile organizzare gli organismi bentonici in tre gruppi informali (Pomar et al., 2001; Pomar et al., 2012 e relativa bibliografia): il biota Eufotico con organismi autotrofi e mixotrofi che tollerano condizioni di buon irradiazione solare in contesti lagunari di acque basse con scarso o nullo idrodinamismo; il biota Oligofotico, riferito ad organismi che tollerano scarsa illuminazione in contesti ambientali relativamente disturbati da idrodinamismo e torbidità; il biota Foto-indipendente comprende organismi eterotrofici con attività biologica svincolata dalla luce, che tollerano condizioni ecologiche limitanti (elevato idrodinamismo o torbidità, basse od elevate temperature, scarsità di nutrienti) e mostrano dominanza in contesti afotici, in ambienti in cui è assente la competizione con

organismi fotodipendenti. Quest'ultimo gruppo informale conta importanti taxa che compongono le associazioni tipo *heterozoan* dei carbonati Plio-Pleistocenici del Mediterraneo.

Gli eventi geodinamici e paleoceanografici avvenuti nel Bacino Mediterraneo durante il Miocene superiore sono fondamentali per chiarire l'assetto biologico pliocenico del Mediterraneo (Taviani, 2003). Nelle ricostruzioni paleobiogeografiche la maggior parte degli autori concorda nel considerare cruciale l'evento del tardo Miocene noto come "Crisi di salinità del Messiniano" (CIESM 2008; Roveri et al. 2014; Sabelli & Taviani, 2014). Una ricostruzione largamente condivisa riconosce nelle situazioni idrologiche compromesse del Messiniano, la causa dell'estinzione delle forme marine stenoecie, seguita da un rinnovo faunistico completo a seguito dell'inondazione delle acque oceaniche avvenuta 5,33 milioni di anni fa (Taviani 2004; Monegatti & Raffi, 2010). Per alcuni autori la colonizzazione mediterranea avvenne prima dello Zancleano, durante la fase messiniana nota come "evento Lago-Mare", un episodio paleoecologico dall'impatto ancora da definire ma che ha impostato forti condizioni iposaline in tutto il Mediterraneo (Ligios et al., 2012; Roveri et al., 2014). Ad oggi non esiste ancora accordo sulle principali dinamiche biologiche che hanno modellato la fauna bentonica del Pliocene a seguito dell'evento messiniano. Parte dei molluschi endemici che vivevano nel proto-Mediterraneo miocenico scomparve prima della crisi di salinità e la fauna del Pliocene inferiore si era già modellata nell'adiacente Oceano Atlantico già nel Miocene (Raffi & Monegatti, 1993; Monegatti & Raffi; 2001). Tuttavia, parte della fauna pliocenica deve essere necessariamente di origine miocenica mediterranea ed essere sopravvissuta all'evento messiniano (Sabelli & Taviani, 2014).

Durante il Pliocene le importanti variazioni climatiche hanno fortemente caratterizzato la macrofauna bentonica del Mediterraneo. Tra lo Zancleano e il Piacenziano medio-inferiore le associazioni faunistiche marine fossili presentano abbondanti taxa ad affinità tropicale o subtropicali (Monegatti & Raffi; 2001). Il record paleontologico mediterraneo mostra, rispetto ai

corrispettivi coevi delle aree nord-europee, una elevata ricchezza biologica ed un alto numero di forme stenoecie (Taviani, 2002); questo è in sintonia con le attuali bio-province dei climi temperato caldi tropicali e tale condizione si è mantenuta più o meno invariata fino a circa 3,0 Ma (Raffi & Monegatti, 1993; Martinell, 1995). In particolare, tale impianto biologico si riconosce sia tra i molluschi bivalvi (Monegatti & Raffi, 2001), sia tra i gasteropodi marini (Silva & Landau, 2007).

A partire dal Piacenziano superiore la composizione macrofaunistica bentonica ha subito importanti modifiche portandosi alle attuali condizioni (Raffi & Monegatti, 2007). La tendenza al progressivo deterioramento climatico è marcata da importanti eventi d'estinzione avvenuti a 3,2-3 Ma, 2,7-2,6 Ma e 2,1-2 Ma che colpiscono principalmente le forme stenoterme calde (Marasti & Raffi, 1980; Raffi et al., 1985; Sprovieri, 1986; Monegatti & Raineri, 1987; Raffi & Monegatti, 1993; Monegatti & Raffi, 2007). Nel Mediterraneo questi eventi a scala di bacino sono ritenute sincroni e quelli riferiti ai molluschi bivalvi delimitano quattro biozone che contribuiscono alla biostratigrafia del Plio-Pleistocene (*Mediterranean Pliocene Molluscan Units*, MPMU; Monegatti & Raffi 2001).

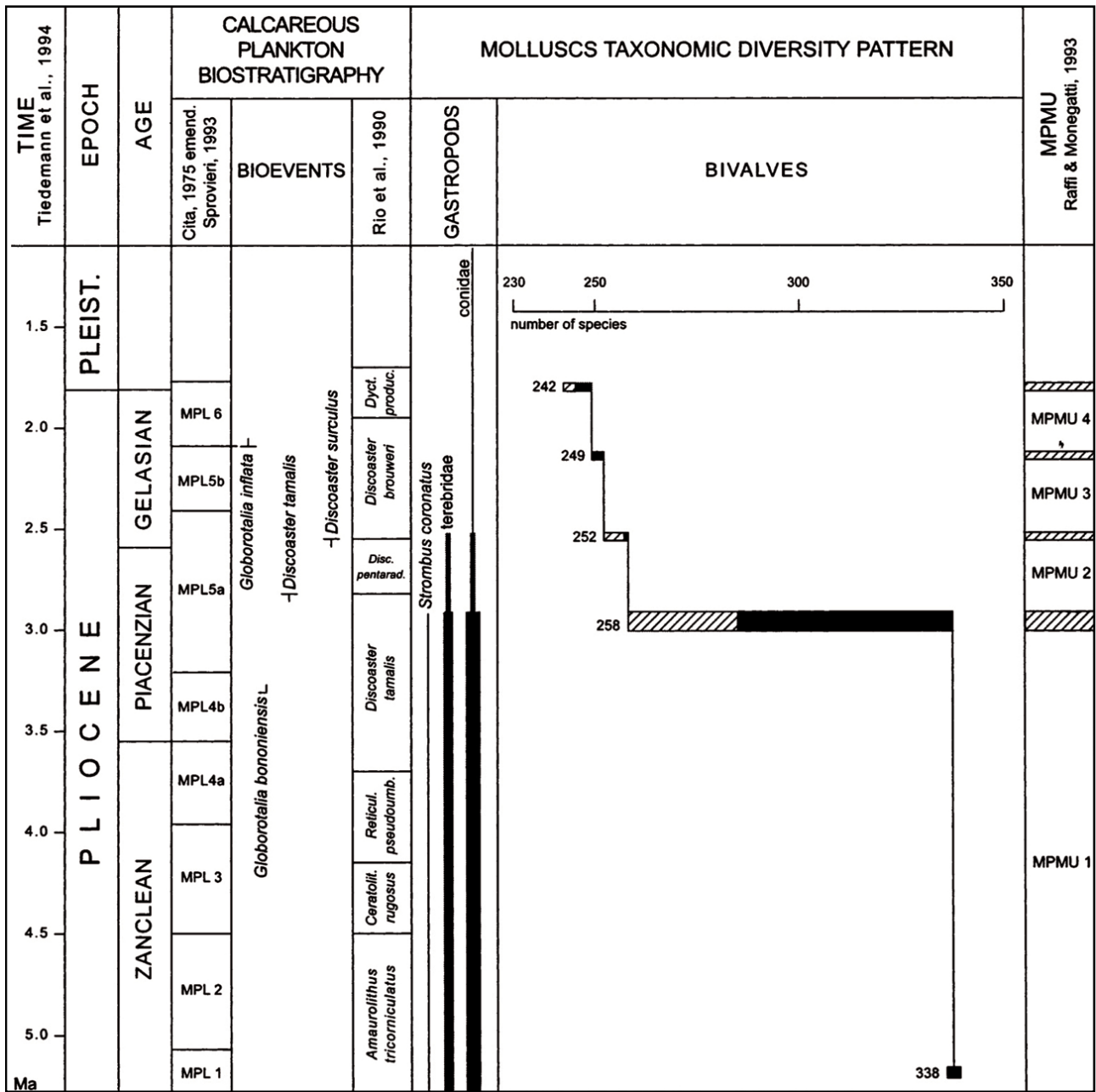


Figura 15. Calibrazione cronologica dei principali eventi di estinzione dei molluschi del Pliocene. Le barre nere rappresentano il numero di specie di cui è accertata la scomparsa, quelle tratteggiate rappresentano i casi dubbi; nella colonna a destra sono indicate le relative biozone a molluschi (MPMU; Raffi & Monegatti, 1993) (Monegatti & Raffi, 2001).

Nel Mediterraneo durante il Piacenziano, e in parte anche nel Pleistocene inferiore, in alcuni contesti di mare profondo si riconoscono condizioni psicosferiche (Sabelli & Taviani 2014 e relativa bibliografia) che favorirono una variegata fauna a molluschi (Tabanelli, 2008). Il passaggio dal clima piacentiano relativamente “caldo-temperato” a quello gelasiano di tipo “freddo-temperato” segna negli ecosistemi marini mediterranei una profonda modifica a seguito di ingressi nel bacino di forme bentoniche ad affinità boreale (“ospiti nordici”; Taviani, 2002 e relativa bibliografia). Nel Bacino mediterraneo le periodiche fasi glaciali e interglaciali pleistoceniche determinano associazioni bentoniche ricorrenti in relazione alle cicliche condizioni climatiche ed ambientale.

Nel quadro paleoclimatico e paleoecologico del Pliocene mediterraneo, le faune dei carbonati tipo *Heterozoan* risultano un aspetto interessante ma affrontato solo parzialmente; gli studi sulle macrofaune bentoniche si sono spesso limitati a descrizioni qualitative generali, in funzione di evidenze paleontologiche desunte da analoghi tassonomici viventi dal chiaro significato paleoambientale. Utilizzando approcci uniformitaristi, le faune di questi sedimenti sono stati spesso qualificati come equivalenti fossili delle attuali associazioni biocenotiche, soprattutto della biocenosi dei *Détritique Côtier* e delle *Sables Grossières* (sensu Pérès & Picard, 1964). Con questo metodo sono derivate ricostruzioni ecosistemiche in cui manca una lettura comprensiva che consideri anche le evidenti peculiarità tafonomiche e sedimentologiche di questi ecosistemi che non hanno equivalenti apprezzabili nel record olocenico del Mediterraneo.

Le biocalcareni di Capodarso, nel Bacino plio-pleistocenico di Caltanissetta, sono state oggetto dei principali studi di tipo sedimentologico e paleoecologico (Massari & D'Alessandro, 2008; 2012). Nelle sequenze trasgressive l'associazione biologica è considerata alloctona e paralloctona, i letti conchigliari di bivalvi epifaunali (*Aequipecten scabrella*, *Pecten flabelliformis*) hanno le valve a concavità rivolte sia verso l'alto sia il basso, gli accumuli scheletrici sono formati da frammenti

algali o da piccole rodoliti (ordine Corallinales), le forme epifaunali sono balani (*Concavus concavus*), brachiopodi (*Terebratula terebratula*), grossi briozoi (*Celleporaria palmata* forma simbiote del corallo *Culicia parasita* delle acque circalitorali superiori), rari coralli azooxantellati. Si rinvencono anche bivalvi semi-endobionti (*Modiolus* cf. *barbatus*) e infaunali (*Corbula gibba*) anche di contesti poco profondi (frammenti di cardidi). Interessante la presenza anche se rara di *Panopea glycimeris*, mollusco infaunale di ambiente circalitorale spesso in posizione di vita le cui tane sono troncate. Frequenti gli icnotaxa *Ophiomorpha* con tane anch'esse troncate. In confronto alle attuali biocenosi mediterranee (sensu Peres & Picard, 1964) l'associazione faunistica di queste sequenze deposizionali viene riferita alle *Sables Grossiers sous l'influence des Courants de Fond* (SGCF) o alle porzioni superiori delle *Détritique Côtier* (DC). Si ricostruiscono ambienti segnati dall'azione episodica di correnti di tempesta che trasportano la fauna in contesti di piattaforma profonda e fasi a flusso moderato che permette la vita a organismi epifaunali. Rispetto alle associazioni biologiche descritte, le sequenze trasgressive possono mostrare caratteristiche lievemente diverse. I letti conchigliari sono ugualmente formati da bivalvi epifaunali (*Pecten flabelliformis*, *Aequipecten opercularis*) ma con le valve saldamente embriciate rivolte soprattutto verso l'alto; le componenti scheletriche marginali sono le ostriche poco bioerose, i cirripedi, gli echinidi e i tubi di *Ditrupa arietina*. Queste associazioni, come le precedenti, sono relazionate ad ambienti equiparabili all'attuale biocenosi SGCF (*Sables Grossiers sous l'influence des Courants de Fond*) e SFBC (*Sables Fins Bien Calibres*) (sensu Pérès & Picard, 1964) interessati da correnti di tempesta che trasportano il detrito scheletrico in contesti di piattaforma profonda.

Alla base degli orizzonti pelitici si trovano successioni condensate attribuite ai sistemi deposizionali trasgressivi e relazionate ad ambienti stabili a bassa energia idrodinamica e scarsa sedimentazione (Massari & D'Alessandro, 2012). Le associazioni fossilifere sono dominate da pettinidi (*Aequipecten scabrella*, *A. opercularis*, *Mimachlamys varia*, *Talochlamys multistriata*, *Amusium*

cristatum, *Pecten jacobaeus*), caratteristici di ambienti circalitorali del tipo *Détritique Côtier* (DC), associati a frammenti arrotondati di alghe coralline e tubi abrasi di *Ditrupa arietina*. Molte conchiglie sono più o meno intensamente incrostate da briozoi e/o bioerose (*Entobia* sp.). Intervalli con facies analoghe sono interessate da numerosi scheletri di balani (*Concavus concavus*), brachiopodi (*Terebratula terebratula*), bivalvi seminafaunali (*Modiolus* spp.) e infaunali (*Cardidae*, *Venus nux*, *Pelecypora brocchii* e *Dosinia orbicularis*) oppure peliti segnate da letti a *Turritella tricarinata*, una facies relazionata alla biocenosi nota come *Vases Terrigenes Cotieres* (VTC, sensu Pérès & Picard, 1964). Questa sequenza sedimentaria essenzialmente pelitico-silicoclastica mostra verso l'alto una diminuzione nel numero di valve disarticolate dei taxa epifaunali, accompagnati da rari elementi di echinoidi endobionti e bivalvi infaunali autoctoni (*Panopea glycymeris*, *Lutraria* sp., *Venus* sp., *Solecurtus scopulus* e *Tellina serrata*). Le facies francamente pelitiche contengono una fauna autoctona dominata da *Venus nux*, in posizione di vita o con le valve disarticolate e *Nucula sulcata*, forma ritenuta paralloctona. La comunità biologica presente in questa facies viene relazionata anch'essa alla biocenosi mediterranea dei *Vases Terrigenes Cotieres* (VTC, sensu Pérès & Picard, 1964) in cui le ridotte condizioni idrodinamiche sono interrotte da eventi idraulici di limitata portata che risedimentano la macro- e microfauna bentonica. Le facies biocalcarenitiche che formano una cospicua frazione dei prismi progradanti, sono interpretate come formatesi durante la caduta relativa del livello del mare (*Falling Stage Systems Tract*: Massari & D'Alessandro, 2006; 2012). Le componenti biologiche risedimentate indicano inoltre che l'area sorgente del detrito fosse interna al *nearshore*. Gli ecosistemi immaginati vengono sommariamente equiparati agli attuali *seagrass*, in quanto i taxa rinvenuti appartengono a foraminiferi e briozoi epifiti equivalenti alle attuali forme legate per esempio alle prateria di *Posidonia*, anche se non esclusivamente. La presenza all'interno del detrito risedimentato biocalcarenitico, di conchiglie marine alterate, ricoperte da patina rossastra, suggerisce per i carbonati delle temporanee fasi d'emersione subaerea

seguite da processi d'erosione.

Il Bacino di Castell'Arquato, nell'Appennino Settentrionale, è considerato un'altra area storica per gli studi paleoecologici e sedimentologici delle biocalcareniti plio-pleistoceniche. L'area è nota inoltre per il ricco assortimento malacologico e per i primi studi stratigrafici sul Pliocene mediterraneo (Monegatti et al., 2001 e relativa bibliografia). All'interno di sequenze pelitiche e pelitico-sabbiose affiorano diversi sedimenti carbonatici di dimensioni metriche e decametriche, organizzati in *s* di 3-5 corpi. Come per il Bacino di Caltanissetta, gli studi paleoecologici effettuati sulla componente macrobentonica hanno fornito ricostruzioni secondo un approccio attualistico in funzione delle attuali biocenosi mediterranee (Pérès & Picard, 1964). Il corpo biocalcarenitico maggiormente studiato fin'ora è quello di Monte Falcone (2,6-2,7 Ma circa). Stratigraficamente sotto di esso si trovano sabbie fangose bioturbate con associazioni biologiche del circalitorale, riferibili alle biocenosi dei *Détritique Côtier* (DC sensu Pérès & Picard, 1964) e ai *Detritiques Envases* (DE sensu Pérès & Picard, 1964); l'intervallo batimetrico interpretato è compreso tra i 30 e 60 m di profondità (Monegatti et al., 1997; Monegatti et al., 2002). In prossimità della calcarenite si registrano nelle peliti un aumento di sabbia e di detrito scheletrico, si riconoscono nuovamente le biocenosi DC e DE e delle forme più costiere (*Spisula subtruncata*, *Ensis ensis*, *Tellina pulchella*) che suggeriscono una paleobatimetria inferiore (20-30 m di profondità; Monegatti et al., 2002). La biocalcarenite è marcata alla base da un'importante discordanza (MP *unconformity*; Roveri et al., 1998; Monegatti et al., 2001) e, secondo Monegatti et al., (2001), è composta da due corpi calcarenitici minori (subunità C1 e C3; Monegatti et al., 2002) caratterizzati da letti a pettinidi disarticolati (*Pecten flabelliformis*, *Aequipecten scabrella*) in cui è intercalato un intervallo pelitico (subunità C2; Monegatti et al., 2002) in cui si rinvencono molluschi tipici dei fondali fangosi e detritico costieri. In questo intervallo sono inoltre segnalate le scomparse di molluschi tipici di acque temperato-calde ad affinità tropicale (*Terebra* spp., *Conus* spp.; Monegatti et al., 1997; 2001;

2002), relazionate non a fattori edafici ma a variazioni climatiche a scala regionale caratterizzate dal deterioramento climatico al passaggio Piacenziano/Gelasiano. Gli studi finora condotti nel Bacino di Castell'Arquato tuttavia non hanno ancora esaminato attentamente la componente macrobiologica presente entro i corpi calcarenitici, compresi quelli inferiori di Monte Giogo. Mancano inoltre analisi quantitative esaustive che permettano di confrontare adeguatamente la composizione faunistica delle diverse facies bioclastiche e pelitiche che suggeriscono una storia deposizionale più complessa e legata a fattori climatici e sedimentologici ancora non chiari.

IL PLIOCENE NEL BACINO DEL MEDITERRANEO

Cronostratigrafia del Pliocene

Il Pliocene è la seconda delle due epoche geologiche che compongono il Neogene ed è compreso tra il Miocene e il Pleistocene. Esso è suddiviso in due piani, lo Zancleano e il Piacenziano. Il GSSP (*Global Stratigraphic Section and Point*) dello Zancleano si trova nella Sezione di Eraclea Minoa nel Bacino di Caltanissetta (Sicilia), alla base del primo ciclo litologico della Formazione Trubi che poggia in maniera concordante sul tetto della successione messiniana (membro Arenazzolo). Il limite è datato, secondo i riferimenti astrocronologici a 5,33 Ma, corrisponde al ciclo d'insolazione 510, all'interno del Crono Gilbert (C3n.4r) (Couvering et al., 2000). Il GSSP così definito corrisponde al ritorno nel Mediterraneo a condizioni marine stabili dopo l'evento di "Crisi di salinità del Messiniano" ed è considerato a scala di bacino un evento paleoceanografico sincrono che separa il Miocene dal Pliocene (Roveri et al., 2014).

Il GSSP del Piacenziano si trova nella Sezione di Punta Piccola nel Bacino di Caltanissetta (Sicilia) all'interno della Formazione di Trubi, alla base del ciclo carbonatico numero 77 di Hilgen (1991) corrispondente secondo i riferimenti astrocronologici al ciclo precessionale 347 datato a 3,6 Ma. L'inversione magnetica Gilbert-Gauss ha un'età astrocronologica di 3.596 Ma, registrata immediatamente sopra il GSSP, è considerato il principale strumento per il riconoscimento globale della base del Piacenziano (Castradori et al., 1998), mentre la scomparsa di *Globorotalia puncticulata* (3.57 Ma; Lourens et al., 1996; Sprovieri, 1993; Castradori et al., 1998; Lourens et al., 2004) e la fine del paracme di *Discoaster pentaradiatus* (3.56 o 3.61 Ma; Lourens et al., 1996; Castradori et al., 1998; Lourens et al., 2004) possono approssimare nella regione mediterranea questo limite.

Tramite una decisione ratificata nel 2009 dall'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) il Gelasiano, che costituiva l'ultimo piano del Pliocene, è stato collocato nel Pleistocene, abbassando

anche il limite tra Neogene e Quaternario (Gibbard et al., 2010; Gibbard & Head, 2012; Fig. 16). Il GSSP del Gelasiano è collocato nella Sezione di Monte San Nicola nel Bacino di Caltanissetta (Sicilia), appena sopra il sapropel MPR 250 del *cluster* sapropelítico “A”; l'età astrocronologica, corrispondente al ciclo precessionale 250, è di 2,588 Ma (Rio et al., 1998). Il limite magnetostratigrafico tra i crono Gauss e Matuyama è stato rilevato ad un 1 m sotto il GSSP, mentre l'ultima comparsa di *Discoaster pentaradiatus* e *D. surculus*, che ricade vicino allo stadio isotopico 99, avviene 10 m sopra tale limite.

La formalizzazione cronostratigrafica del Quaternario è stata a lungo controversa, anche se vi era abbastanza accordo a livello internazionale che tale ratifica nel record geologico dovesse corrispondere al primo e più importante raffreddamento globale del Neogene che, nel Bacino del Mediterraneo, ricade in un intervallo temporale compreso tra i 2,8 e i 2,5 Ma (Monegatti e Raffi, 2001; Roveri e Taviani, 2003). La base del Gelasiano corrisponde allo stadio isotopico MIS 103 (MIS, *Marine Isotopic Stage*) di Raymo et al. (1989), anticipando di circa 60 ka la fase fredda del MIS 100 nota come soglia climatica contrassegnata da diversi eventi fisici e biologici globali che testimoniano il primo e principale impulso d'espansione glaciale nell'emisfero settentrionale.

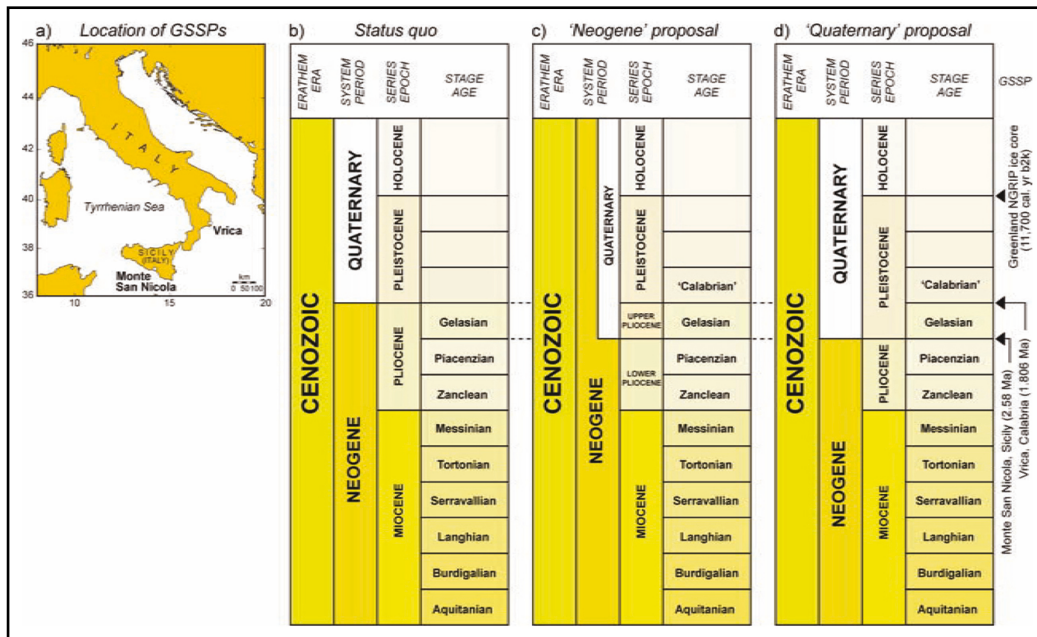


Figura 16. Situazione sulla formalizzazione cronostratigrafica del Quaternario: (A) posizione delle sezioni stratotipo; (B) precedente ratifica del Quaternario; (C) proposta di Neogene non approvata; (D) proposta ufficiale nel IUGS (Gibbard & Head, 2010).

Stratigrafia isotopica, paleoclimatologia e paleoceanografia del Pliocene

Tra i lavori pionieristici di stratigrafia isotopica si ricorda quello di Emiliani (1955), effettuato su carote dell'Atlantico settentrionale e dei Caraibi in cui, la curva di variazione del $\delta^{18}\text{O}$ ricostruita fu suddivisa in stadi isotopici. La disciplina ha avuto in seguito un largo sviluppo come metodo di correlazione indipendente per calibrare le scale bio- e magnetostratigrafiche, nonché come metodo di datazione relativa. Ulteriori sviluppi hanno approfondito il significato delle variazioni del segnale isotopico dell'ossigeno e del tenore in CaCO_3 dei sedimenti pelagici in relazione a cicli climatici con frequenze astronomiche (Bender, 2002).

Nel periodo Cenozoico il Miocene è considerato un'importante fase di transizione climatica con un minimo volume dei ghiacci continentali perdurato fino al Langhiano, piano nel quale si registra l'acme climatico noto come "*Mid-Miocene Climate Optimum*" (MMCO; Zachos et al., 2001; Miller et al., 2011). Durante il MMCO nel Mediterraneo trovano diffusione le associazioni carbonatiche tropicali e subtropicali ad alghe rosse e macroforaminiferi e si ha un incremento tassonomico dei coralli ermatipici (Esteban, 1996); tali condizioni si modificano nel Serravalliano/Tortoniano. Dalla curva isotopica dell'ossigeno si evince che durante il Miocene superiore il clima nell'area mediterranea tende verso temperature più fredde (Zachos et al. 2001). A determinare il deterioramento climatico del Tortoniano-Messiniano sono in primo luogo i cambiamenti nella circolazione oceanica globale e secondariamente i forzanti atmosferici in particolare le variazioni nella concentrazione di CO_2 (Shevenell et al., 2004).

A differenza del Miocene, nel Pliocene l'assetto oceanografico globale e del Mediterraneo risultano molto simili all'attuale (Rohling et al, 2009; Raymo et al, 2011;) come anche la composizione della biosfera. Inoltre il Pliocene è considerato un periodo cruciale per l'assetto climatico globale a causa della transizione da condizioni relativamente calde a quelle più fredde del Pleistocene (De Shepper et al., 2014). Questo ha portato il Gruppo Intergovernativo di Esperti sui Cambiamenti Climatici

(IPCC) a indicare il Pliocene medio come miglior analogo climatico del passato per testare l'efficacia dei modelli predittivi sul clima globale alla fine del 21° secolo (Jansen et al., 2007). Questo ha favorito negli ultimi 15 anni lo sviluppo di un elevato numero di ricerche interdisciplinari sul Piacenziano con lo scopo principale di verificare l'efficacia dei modelli climatici predittivi. Il crescente interesse deriva inoltre dalla buona equivalenza tra la concentrazione atmosferica della CO₂ del Piacenziano e quella attuale (390 ppmv misurata nel 2011; *Common Era*) ma comunque superiore ai livelli preantropogenici (280 ppmv) (Raymo et al., 2011; Miller et al., 2012).

Attualmente vi è sostanziale accordo nel descrivere per il Piacenziano un clima più caldo di oggi ed estrapolazioni ricavate da *proxy* biologici indicano che circa 3.0 Ma la media globale della temperatura superficiale fosse di 2-3 °C superiore ad oggi (Dowsett, 2007). L'optimum climatico Piacenziano, noto come MPWP (*Mid-Piacenzian Warm Period*; Raymo et al., 2011; Fig. 17) è un intervallo compreso tra i tra 3.264 e i 3.025 Ma segnato da un clima relativamente stabile che anticipa le prime importanti escursioni dei valori isotopici dell'ossigeno, espressione di un cambiamento verso condizioni più vicine a quelle odierne e segnate da cicli glaciali ed interglaciali (Raymo et al., 1989; Dowsett et al., 1994) controllati dal forzante astronomico dell'obliquità e dell'eccentricità (Dowsett et al., 2005; Lisiecki & Raymo, 2005). I parametri paleoambientali ricostruiti per il MPWP indicano una maggior diffusione globale di calore in confronto al dato medio registrato per il Quaternario (Miller et al., 2012) e, rispetto all'attuale, la distribuzione latitudinale delle principali fasce vegetali presenti indica spostamenti significativi dei biota verso i poli (Salzmann et al., 2009).

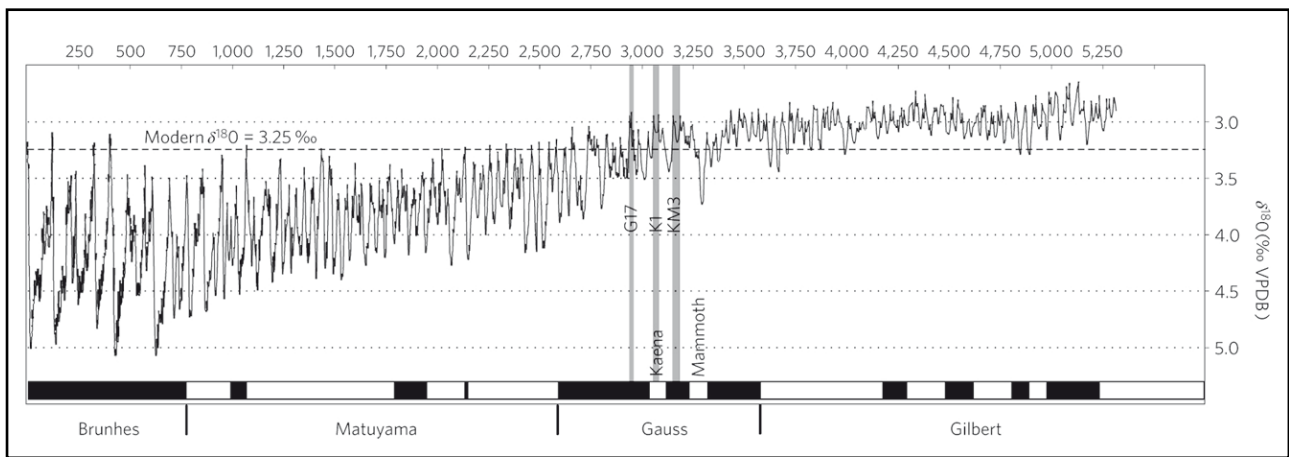
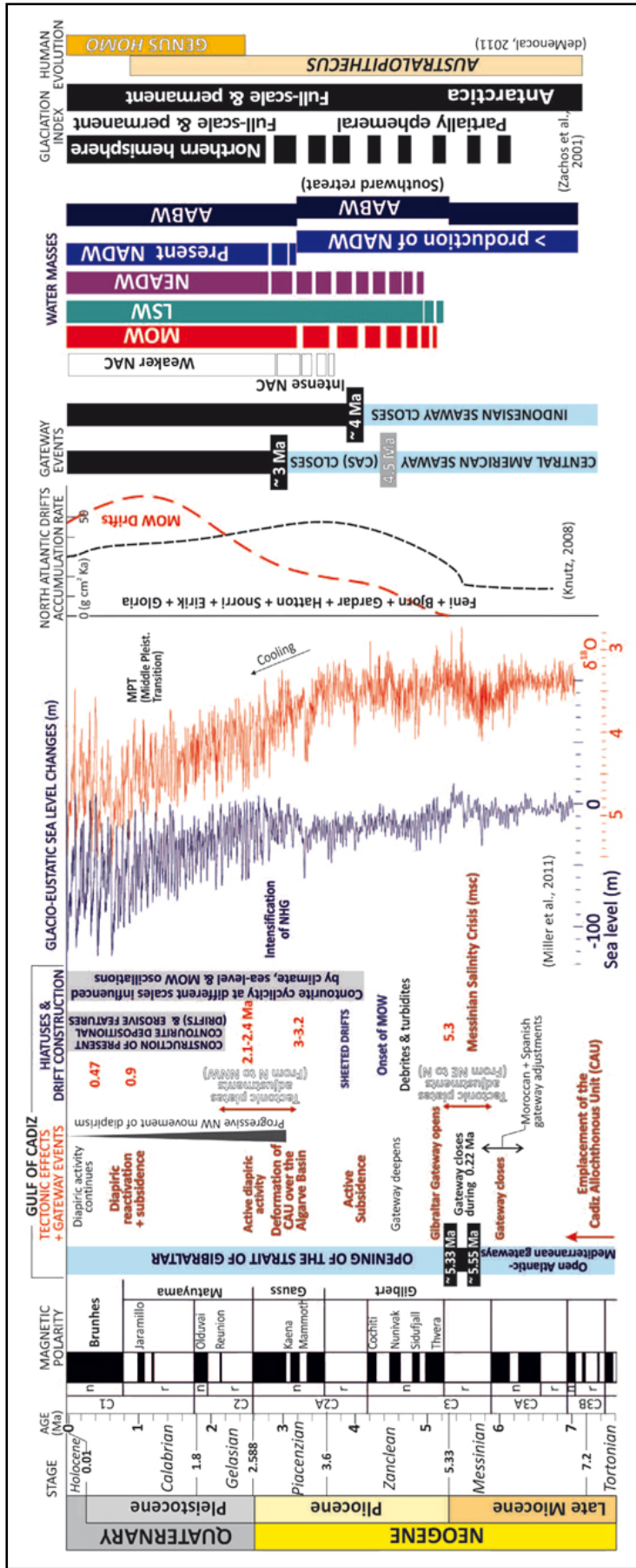


Figura 17. Identificazione dei principali eventi isotopici che rientrano nel MPWP (Raymo et al., 2011).

Attualmente le principali stime del livello del mare a scala locale durante il MPWP sono dedotte dalla posizione dei depositi litorali fossili (Raymo et al., 2011). I più accreditati modelli climatici tuttavia non permettono accurate definizioni sulle variazioni eustatiche a scala locale in funzione dello scioglimento delle calotte polari continentali. Nel MPWP la situazione globale del livello del mare risulta quindi complessa ma in generale è ampiamente accolta la stima che indica un valore eustatico medio superiore dell'attuale di circa 25 m (Raymo et al., 2009; Rohling et al., 2009). Lo scioglimento dei margini glaciali dell'Antartide orientale e della Groelandia sono considerati le principali sorgenti per l'innalzamento relativo del livello del mare durante il Piacenziano (Miller et al., 2011). Inoltre, le simulazioni paleoceanografiche indicano un aumento della circolazione termoalina globale e condizioni anomale di calore in contesti marini profondi (Dowsett et al., 2009). A scala del Mediterraneo, l'apertura o chiusura dello Stretto di Gibilterra è considerato un vincolo fisico cruciale per la caratterizzazione oceanografica del bacino marino durante il Neogene (Rogerson et al., 2012). La circolazione marina nota come *Mediterranean Outflow Water* (MOW; Hernandez-Molina et al., 2014; Fig. 18) è stata relativamente debole dallo Zancleano fino al Piacenziano terminale in cui avvenne un'interazione tra l'Atlantico e il Mediterraneo tramite

l'ingresso in quest'ultimo di acqua più fredda (Hernandez-Molina et al., 2014). Aumenti relativi del MOV sono registrati in corrispondenza di iati sedimentari d'origine tettonica o sedimentaria di cui uno registrato durante il MPWP (3.2 a 3.0 Ma) e un altro in corrispondenza dei primi significativi raffreddamenti del Pleistocene (2.4-2,0 Ma).

Figura 18. Principali eventi stratigrafici, paleoclimatici, paleoceanografici, tettonici e biologici nel golfo di Cadice e a livello globale (Hernandez Molina et al., 2014).



Le sequenze sapropelitiche del Mediterraneo

Secondo Kidd et al., (1978) i sapropel sono sedimenti contenenti un volume totale di carbonio organico in percentuali maggiori del 2% del loro peso; gli stessi autori definiscono depositi sapropelitici quelli con volume di carbonio organico compreso tra i 0,5 e 2%. Secondo una definizione più generica di Hilgen (1991) le sapropeliti sono “strati di sedimenti pelagici di colore marrone, frequentemente laminati e relativamente ricchi in carbonio organico”. Nelle sequenze sedimentarie del Mediterraneo i sapropel sono stati rinvenuti frequentemente nell'area orientale a profondità superiori ai 2000 m e intercalati a fanghi emipelagici; nelle aree occidentali del Mediterraneo questi sedimenti sono più rari. Gli spessori dei singoli sapropels variano da 4 m nelle zone profonde ai 20 cm nelle aree di alto morfologico. Essi si rinvengono in sequenze sedimentarie del Miocene Medio (Serravalliano; Hilgen et al., 2010) sino al sapropel S1 la cui base è datata a 8330 anni fa (Negri & Giunta, 2001).

L'origine dei sapropel dell'area mediterranea è stata largamente dibattuta con la produzione di diversi modelli genetici. Aspetto assodato da gran parte degli autori è la presenza di anossia al fondo che inibisce la decomposizione e quindi favorisce l'accumulo di sostanza organica (Demascin et al,1980). Rohling et al. (1991) suggeriscono una stratificazione della colonna d'acqua che non permette una completa ventilazione del fondo o un elevato apporto di materia organica dalla zona eufotica, che determina elevati consumi di ossigeno a seguito della decomposizione batterica. Non si esclude la combinazione contemporanea o conseguente di entrambi i processi. Un primo modello, ancora largamente accreditato per la formazione delle sapropeliti, è quello di Rohling & Gieskes (1989) (Fig. 19) realizzato a seguito di studi effettuati su carote quaternarie del Mediterraneo orientale. In esso si propone una lettura armonica e sequenziale con legami causa/effetto dei fattori ambientali ritenuti implicati nella formazione dei sapropel. Inizialmente, a causa di un aumento degli apporti di acqua dolce, si verifica una diminuzione della densità delle acque superficiali e una

conseguente risalita, nella zona eufotica, del picnoclino, il gradiente massimo di densità delle acque individuato tra le acque profonde e quelle superficiali. Queste condizioni, ritenuta anomala dagli autori, causa un'intensificazione della produttività primaria di origine algale planctonica che avviene nello strato di massima concentrazione di clorofilla il *Deep Chlorophyll Maximum* (DCM). La condizione di elevata eutrofia, favorita anche da maggiori nutrienti di origine continentale in seguito ad cospicui apporti fluviali, genera abbondante sostanza organica particellare che sedimenta al fondo. Sugli accumuli organici, la combinazione di elevati processi di decomposizione microbica abbinata alla stratificazione della colonna d'acqua, causa stati di anossia parziale o totale al fondo e accumulo di materia organica. Studi successivi hanno corroborato il modello affermando che le due dinamiche, stratificazione della colonna d'acqua ed elevata produttività primaria, si sarebbero verificate unitamente durante la deposizione dei sapropel (Warning & Brumsack, 2000).

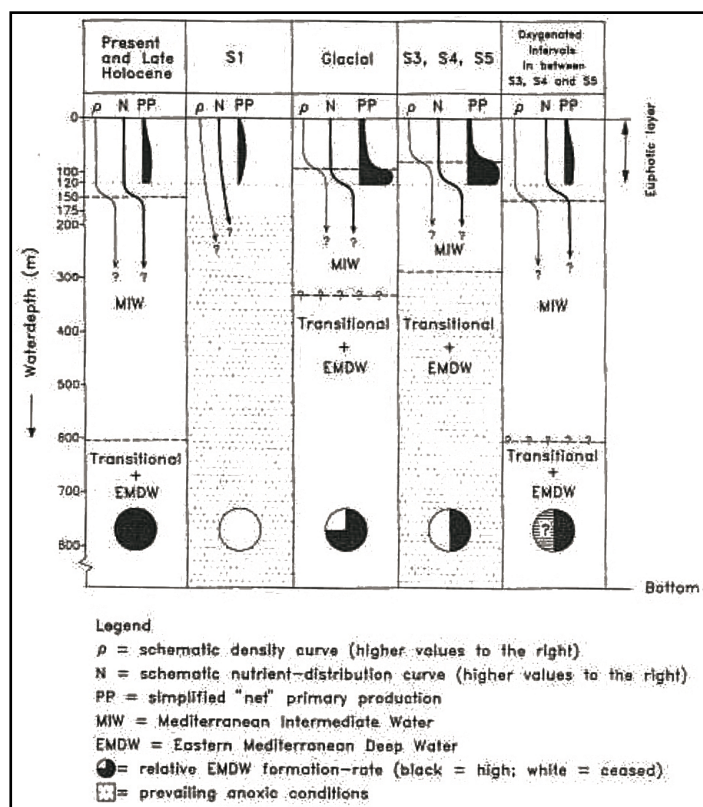


Figura 19. Rappresentazione schematica delle variazioni di profondità del picnoclino e del loro effetto sulla produttività primaria in funzione della formazione dei principali sapropels olocenici (Rohling & Gieskes, 1989).

Nel Mediterraneo l'origine della stratificazione marina viene messa in relazione ad un maggiore afflusso dal Nilo di acqua più fredda e densa in relazione ad accentuate manifestazioni monsoniche dell'Africa orientale (Rossignol-Strick, 1983; Rossignol-Strick, 1985; Cramp et al., 1988; Rohling e Hilgen, 1991). In funzione della stratificazione marina, l'importanza delle precipitazioni nette in mare è stata recentemente rivalutata come fenomeno equiparabile o anche superiore al *run-off* fluviale del Nilo, a condizione di una minor ventilazione delle acque profonde. L'elevata produttività primaria al tempo della deposizione dei sapropel è stata legata ad un maggiore flusso di sostanze organiche in acque continentali altamente produttive (Calvert et al., 1992). Questa assunzione deriva dalla considerazione che l'attuale assetto oligotrofico del Mediterraneo orientale non può sostenere gli elevati valori di carbonio organico totale che caratterizzano i saproples. La formazione dei sapropel del Mediterraneo orientale viene inoltre legata a condizioni di ridotta circolazione anti-estuarina, in contrapposizione all'attuale assetto oceanografico (Rohling, 1994, 2001; Myers & Rohling, 2000; Stratford et al., 2000) (Fig. 20).

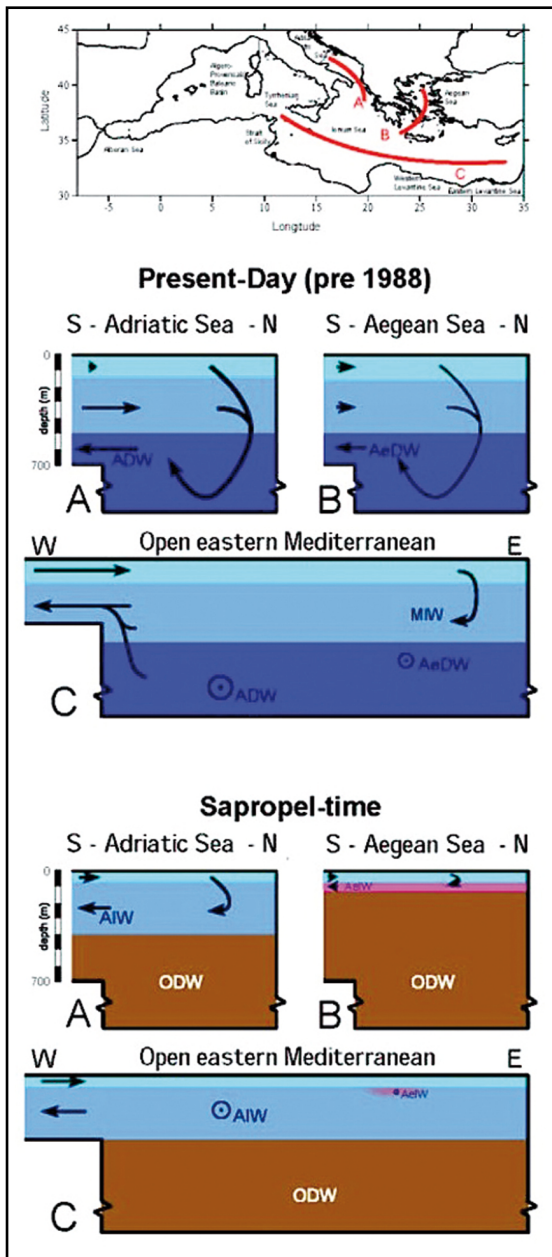


Figura 20. Rappresentazione schematica delle differenze tra l'attuale modello di circolazione profonda e quella indicata al tempo della formazione dei saproples. MIW: acque intermedie del Mediterraneo Intermediate Water; ADW: acque profonde dell'Adriatico; AeDW: acque profonde del Mar Egeo; AIW: acque intermedie dell'Adriatico; AeIW: acque intermedie del Mar Egeo; ODW: acque profonde isolate (Rohling, 2001).

Questione ancora non chiarita è l'entità e la dinamica nella formazione dello strato anossico/diossico lungo la colonna d'acqua. Si propone una formazione in prossimità della superficie marina (Meyers, 2006), un interessamento di una notevole massa d'acqua verticale (Stratford et al., 2000) o soltanto del sottile livello interposti tra acqua e sedimenti (Casford et al., 2003). Altra questione fondamentale è definire gli organismi responsabili dell'aumento della produttività

primaria. Nei modelli finora proposti sono implicati

principalmente i *bloom* stagionali a diatomee formati nelle stagioni estive in concomitanza degli elevati apporti di acque fluviali del Nilo; la combinazione sincrona di nutrienti e alghe abbondantemente accumulate al fondo causa un consumo d'ossigeno ad opera dei batteri. Ricostruzioni alternative imputano all'aumento dei nutrienti fluviali lo stimolo per l'elevata produttività algale con conseguente consumo d'ossigeno in ambito pelagico. Altri approcci basati su l'uso di modelli informatici non giustificano l'asfissia al fondo come conseguenza di variazioni oceanografiche e climatiche particolari; una ridotta circolazione termoalina assieme ad una

moderata attività microbica appaiono due condizioni sufficienti per formare i sapropels (Bianchi et al. 2006).

Le successioni sedimentarie caratterizzate da sapropeliti alternate ad argille massive sono ampiamente riconosciute come l'espressione sedimentaria di variazioni cicliche globali del clima, in scale temporali dell'ordine dei 10^3 - 10^4 anni (Hilgen, 1991). I forzanti che regolano le modificazioni climatiche sono i parametri orbitali terrestri. Il bacino del Mediterraneo è considerato un'area particolarmente adatta allo studio ciclostratigrafico delle sapropeliti, sia per la sua collocazione latitudinale sia per la sua configurazione e il suo relativo isolamento (Hilgen, 2004). Le sezioni plioceniche più note e meglio studiate, caratterizzate da successioni con alternanze cicliche di marne, carbonati e sapropel, si trovano nella Sicilia meridionale (Sezione composta di Capo Rossello presso Agrigento) e nella Calabria centro-orientale (Sezioni di Singa e Vrica). Gli studi condotti su queste sequenze sapropelistiche del Plio-Pleistocene, appartenenti alla Formazione di Monte Narbone, hanno evidenziato come i singoli sapropel e i gruppi di sapropel, a piccola e grande scala, siano correlabili ai parametri astronomici: i singoli orizzonti sono correlabili ai cicli precessionali (periodicità di 19-21 Ka), mentre i gruppi di sapropel a piccola e grande scala si correlano rispettivamente con i massimi dei cicli a 100Ka e 400Ka dell'eccentricità (Hilgen, 1991; Lourens et al., 1996; Sprovieri et al., 2006) (Fig. 21).

La registrazione dal medio-tardo Miocene al Quaternario dei singoli sapropel è correlabile ad un ben definito ciclo di precessione (Hilgen et al., 1995). Le variazioni orbitali determinano fluttuazioni climatiche ripetitive che si esprimono con variazioni nella distribuzione globale, stagionale e latitudinale della radiazione solare. Nell'emisfero settentrionale la deposizione di ogni sapropel, avvenuta durante i minimi precessionali, corrisponde a fasi di massima insolazione estiva e, nella regione mediterranea, ad un clima relativamente più umido (Hilgen et al., 1995). La datazione assoluta dei singoli strati sapropelatici è stata calcolata considerando un probabile ritardo

della risposta sedimentaria alle variazioni orbitali di circa di 3000 anni (*time lag*; Becker et al., 2005). Il parametro astronomico dell'obliquità influisce sui processi climatici soprattutto alle alte latitudini e la sua azione sarebbe poco pronunciata nel bacino del Mediterraneo. L'alternanza nello spessore dei sapropel (spessi e sottili) o di cicli estesi composti da cicli extra privi di espressione sedimentaria, sarebbero quindi dovuti all'interferenza dell'obliquità nei cicli della precessione. La correlazione tra gli eventi sapropelitici e le frequenze orbitali in combinazione con altre evidenze stratigrafiche ha inoltre migliorato la taratura cronologica di eventi bio-magnetici a scala regionale e globale, la stima dei tassi di sedimentazione in ambito di bacino profondo e il confronto paleoclimatico e paleoambientale tra sezioni in contesti oceanografici diversi. Nei sapropel olocenici del Mediterraneo orientale (S5 e S6) si riconoscono inoltre fluttuazioni climatiche interne millenarie presumibilmente di frequenza sub-milankoviciana (Schmiedl et al., 2003).

Figura 21. Correlazione della Sezione di Punta Piccola tra record litologico, fluttuazioni delle abbondanze dei Globigerinoides spp. e le curve astronomiche e dell'irraggiamento solare di Laskar et al. (2004). S indica gli strati sapropelitici dei cluster "0" e "A" (Sprovieri et al., 2006).

Le successioni sedimentarie plioceniche formate da argille massive alternate a sapropeliti si ritrovano anche nell'Appennino settentrionale, in particolare nell'area romagnola. In Val Marecchia (Rio et al., 1997) (Fig. 22) e nelle colline tra Cesena e Forlì (Capozzi & Picotti, 2003; Capozzi et al. 2006) i dati cronostratigrafici emersi hanno permesso di correlare questi sedimenti ai *Clusters* "0", "A" e "B" (Hilgen, 1991; Lourens et al., 1996; Sprovieri et al., 2006) e di confrontare questa sezioni con quelle sincrone dell'Italia meridionale. I dati delle sezioni romagnole, riferiti all'intervallo temporale compreso tra i 3.0 e i 2.1 Ma, indicano una sostanziale uniformità paleobatimetrica di questa parte del bacino padano in cui, in corrispondenza delle fasi anossiche, si registravano elevati apporto di *run-off* fluviale (Rio et al., 1997).

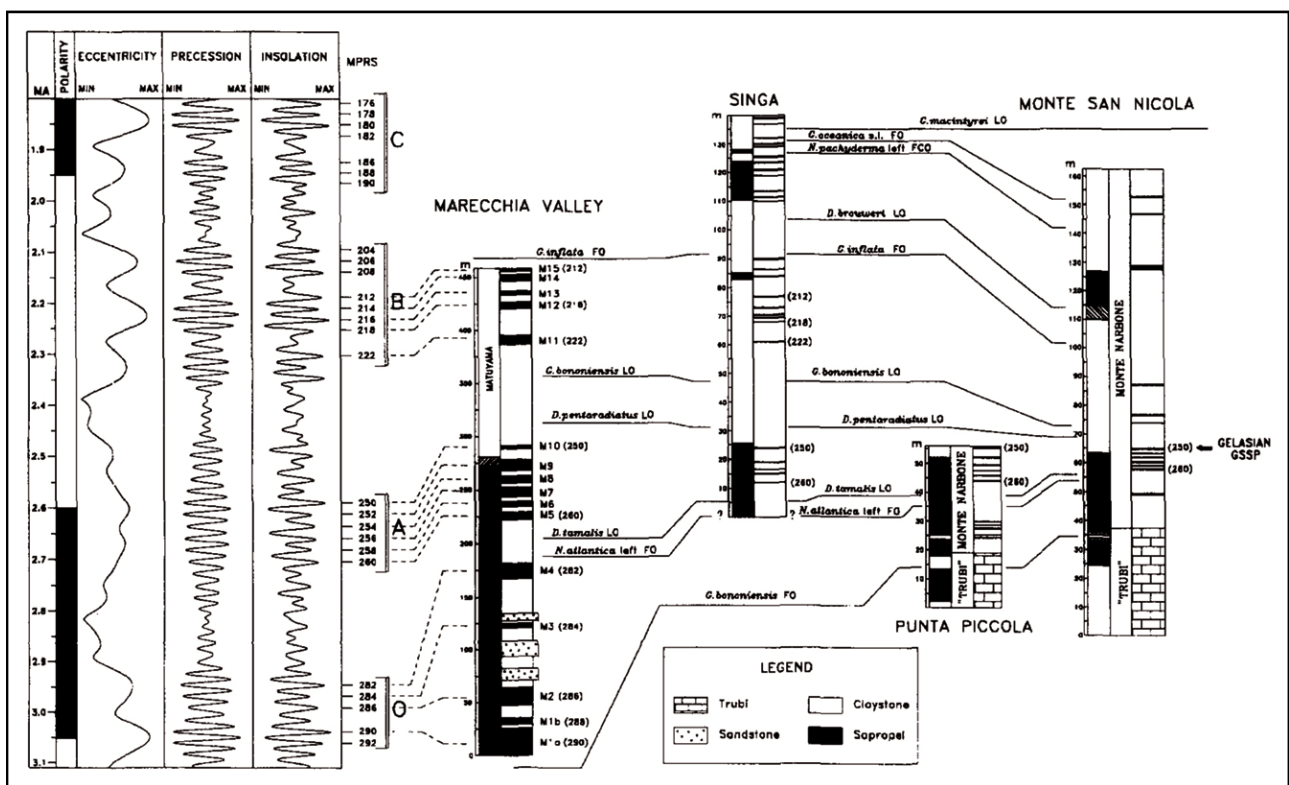


Figura 22. Correlazione bio- magnetostratigrafica tra la Sezione della Val Marecchia e le sezioni sapropelitiche dell'Italia meridionale (Singa, Monte San Nicola e Punta Piccola); sono mostrate anche le correlazioni tra i sapropels e le curve dei parametri astronomici di Laskar et al. (1993) (Rio et al., 1997).

Nei Bacino di Castrocaro Terme e Meldola i forzanti di tipo tettonico ed eustatico hanno conformato le principali sequenze sedimentarie (Capozzi & Picotti, 2003). Durante una fase trasgressiva piacentiana avvenuta tra i 2.9 e 3.2 Ma, in corrispondenza di condizioni oceanografiche favorevoli ad alta produttività primaria, si registra la deposizione dei cicli sedimentari anossici in mare profondo e di depositi biocalcarenitici di piattaforma in condizione di alto strutturale (Capozzi & Picotti, 2003). Nei sapropel della Sezione di Fiumana (Capozzi et al., 2006) i dati paleoecologici e geochimici permettono di riconoscere un'alternanza ritmica, di altissima frequenza presumibilmente annuale, di lamine millimetriche chiare ad elevata densità planctonica (diatomee e/o nannoplancton) e scure formate da sostanza organica amorfa e pirite (Fig. 23). L'elevata produttività primaria viene relazionata non tanto all'apporto di nutrienti fluviali ma alla intensa radiazione solare in corrispondenza dei massimi d'insolazione. Strutture sedimentarie millimetriche dall'analogo significato paleoceanografico si riconoscono anche nella Sezione del torrente Savena (D'Onofrio et al., 1989).

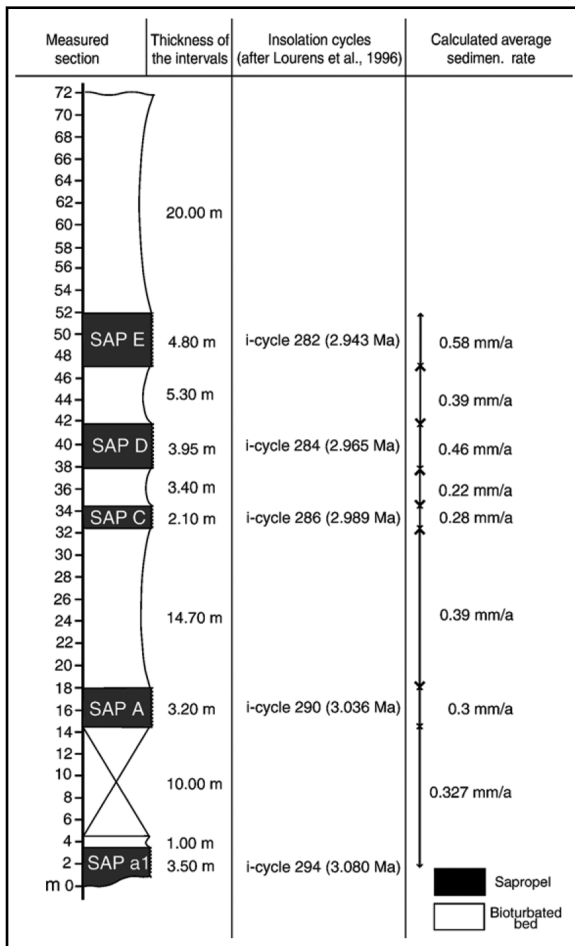


Figura 23. Sezione di Fiumana e correlazione dei singoli cicli sapropelitici con i parametri astronomici di Lourens et al. (1996). Nella colonna a destra i tassi medi di sedimentazione di ogni sapropel in funzione del numero delle lamine (Capozzi et al., 2006).

Le microfaune sia planctoniche sia bentoniche delle diverse sequenze anossiche plioceniche formano associazioni peculiari dal chiaro significato paleoceanografico e climatico. Tra i foraminiferi

bentonici in generale si osserva una alternanza ritmica di associazioni oligotipiche dominate da forme ecologicamente opportuniste e tolleranti condizioni di scarsa ossigenazione (fasi laminate semi-anossiche; Verhallen, 1991; Jorissen et al., 1995; Jorissen, 1999; Sgarrella et al., 2012) e forme non tolleranti le medesime condizioni e adattate a vivere in contesti stabili ben ossigenati (fasi pelitiche o marnose omogenee; Jorissen, 1999; Sgarrella et al., 2012) le quali configurano associazioni ben differenziate. Inoltre, nei sedimenti ipossici sono state riconosciute diverse forme attuali in grado di utilizzare immediatamente le coperture algali primaverili a diatomee (Gooday, 1993; Jorissen, 1999). Nei sedimenti ossigenati si riconoscono taxa infaunali caratteristici di ecosistemi segnati da processi di resilienza o di degrado (Jorissen, 1999; Schmiedl et al., 2003) e le faune precedenti o successive i livelli anossici possiedono caratteristiche biologiche molto simili, indicando un recupero ecosistemico completo (Schmiedl et al., 2003). Frequenti nei livelli marnosi

le associazioni bentoniche di ambienti ossigenati ricche di detrito vegetale grossolano (*Uvigerina peregrina*; Jorissen, 1999).

Durante il Plio-Pleistocene, le associazioni a foraminiferi bentonici mostrano importanti estinzioni in corrispondenza dei periodi glaciali con parziali recuperi delle forme temperato-calde durante gli interglaciali (Hayward, 2002; Hayward et al., 2006; 2007; O'Neill et al., 2007; Thomas, 2007). I cambiamenti nelle associazioni microbentoniche mediterranee sono registrati anche durante i principali sapropelitici, legando questi eventi biologici al basso o assente contenuto d'ossigeno al fondo (Verhallen, 1987; Sprovieri, 1986) e in particolare in corrispondenza degli eventi asfittici datati a 3,1 e 2,7 Ma (Hayward et al., 2009). In generale le faune microbentoniche della Sezione di Punta Piccola presentano transizioni cicliche da condizioni al fondo stabili e prevalentemente oligotrofiche a instabile e mesotrofe (Sgarrella et al., 2012). Confrontando i *clusters* sapropelitici "0" e "A" si desume una stratificazione delle acque e delle condizioni al fondo eutrofiche e ipossiche più marcate nel "A"; si riscontra inoltre un aumento delle forme planctoniche legate ad acque freddo-fresche (*Turborotalita quinqueloba*; FO di *Neogloboquadrina atlantica*; Sprovieri et al., 2006) e un graduale declino di *Globorotalia bononiensis*, forma abbondante nei livelli sapropelitici in contesti di acque temperato-calde eutrofiche. Nell'intervallo sapropelitico del "0" della Sezione di Punta Piccola, le frequenze delle associazioni a foraminiferi planctonici indicano una stretta corrispondenza con i parametri paleoceanografici e, in maniera indiretta, alle variazioni climatiche di frequenza milankoviciana (Sprovieri et al., 2006). In particolare emergono fluttuazioni cicliche del gruppo dei Globigerinoides con cadenza analoga a quella del parametro astronomico dell'eccentricità (100 e 400 ka). Durante la deposizione sapropelitica gli assemblaggi a foraminiferi bentonici indicano che nel *cluster* "0" le condizioni marine al fondo non hanno mai raggiunto la completa anossia e l'abbondanza di *Uvigerina peregrina* indica un aumento della produttività primaria al fondo (Sgarrella et al., 2012) (Fig. 24 e 25).

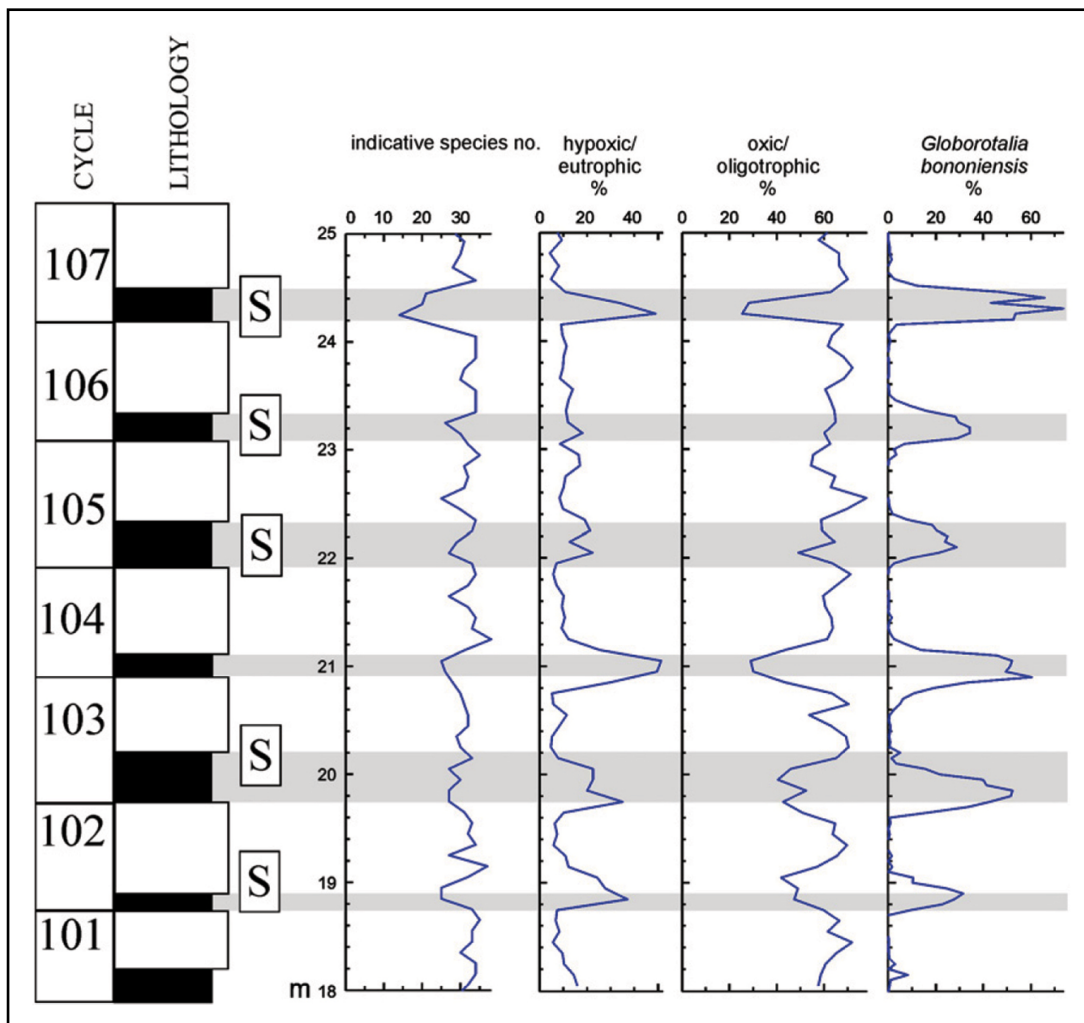
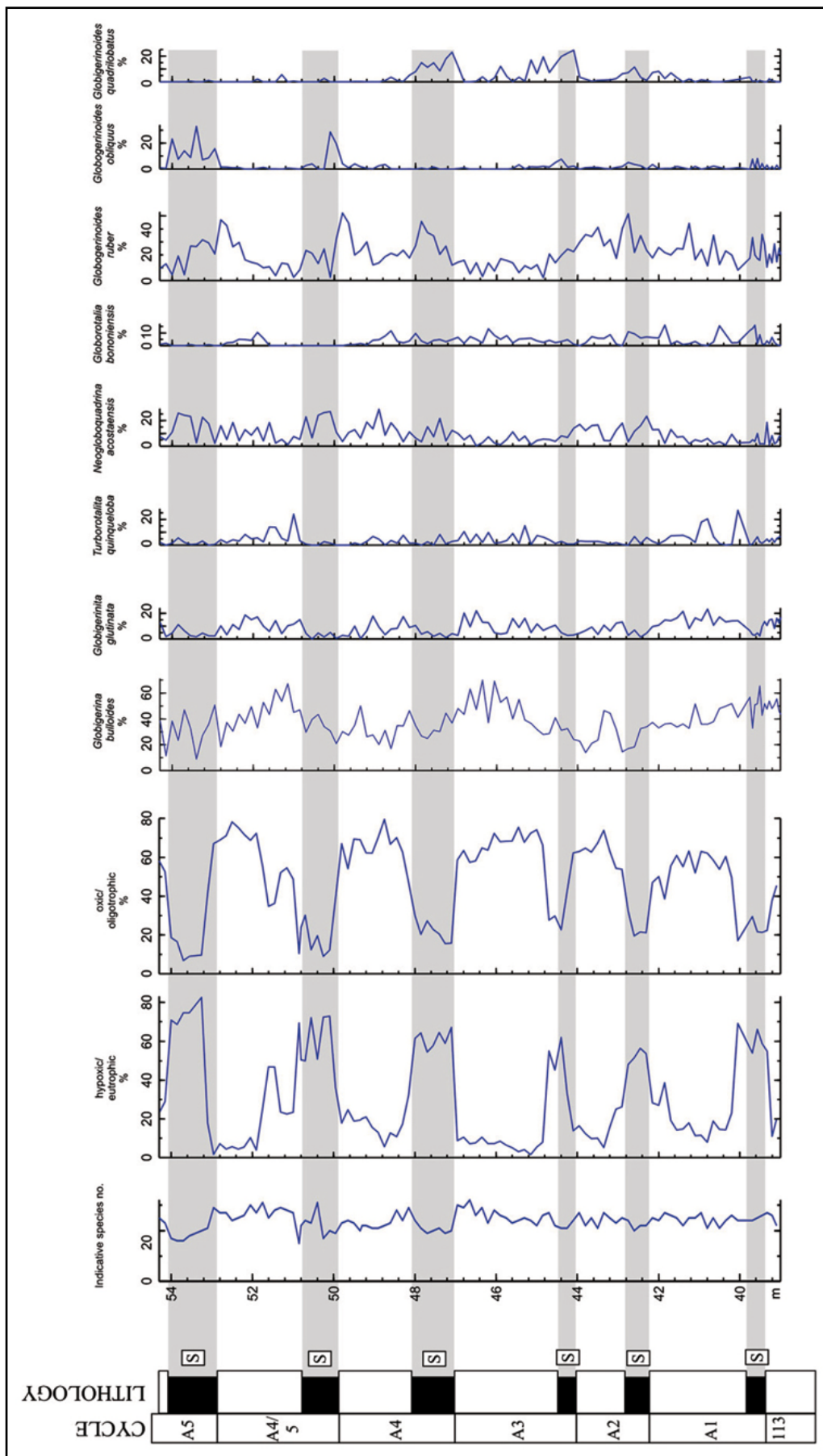


Figura 24. Distribuzione lungo i sapropels del cluster "0" della Sezione di Punta Piccola del numero di specie, del rapporto tra forme ipossiche/eutrofiche ed ossiche/oligotrofiche e della abbondanza relativa di *Globorotalia bononiensis* (Sgarella et al., 2012).

Figura 25. Distribuzione lungo i sapropels del cluster "0" della Sezione di Punta Piccola del numero di specie, del rapporto tra forme ipossiche/eutrofiche ed ossiche/oligotrofiche e della abbondanza relativa dei taxa planctonici più rappresentativi (Sgarella et al., 2012).



Lo sviluppo ciclico di biocalcareniti e sapropel

I corpi biocalcarenitici pliocenici del Mediterraneo mostrano caratteristiche sedimentologiche e biologiche comuni. Le informazioni paleoambientali suggeriscono per questi depositi un'origine in contesti di piattaforma aperta, spesso in condizione di scarsa sedimentazione su morfologie di alto strutturale distanti dal continente (Colella & Vitale, 1998; Pomar & Tropeano, 2001; Capozzi & Picotti, 2003; Roveri & Taviani, 2003). Le successioni sedimentarie consistono in una ritmica ripetizione verticale di coppie biocalcareniti-peliti. Nelle fasi bioclastiche i principali componenti organici sono resti scheletrici di organismi epifaunali e l'assenza d'indicatori biologici di spiaggia esclude per questi corpi la loro formazione in ambito litorale (Roveri & Taviani, 2003).

Secondo diversi autori, l'impilamento della successioni biocalcarenitiche riflette la risposta del sistema deposizionale ai cambiamenti dei parametri eustatici in funzione di variazioni di forzanti climatici-orbitali a frequenza milankoviciana (Lickorish & Butler, 1996; Colella & Vitale, 1998; Vitale, 1998; Roveri & Taviani, 2003; Massari & Chiocci, 2006; 2012). Per i carbonati pliocenici neozelandesi la ciclicità litologica viene correlata all'obliquità, parametro che regola le variazioni cicliche glacio-eustatiche in contesti marini macrotidali con frequenza temporale di 41 ka (Naish & Kamp, 1997). Anche per il Bacino di Caltanissetta le successioni cicliche biocalcarenitiche sono attribuite al forzante climatico-astronomico dell'obliquità (Massari & Chiocci, 2006; 2012). Per chiarire le geometrie e le superfici interne ai corpi, in funzione di processi di accomodamento dei prismi calcarenitici entro le dinamiche di sviluppo della piattaforma, sono presi in considerazione forzanti climatico-eustatici a frequenza più elevata (Massari & Chiocci, 2012). Nel Bacino di Caltanissetta, il passaggio dal sistema silicoclastico della Formazione di Enna a quello carbonatico della Formazione di Capodarso viene correlato con l'episodio di riscaldamento dell'emisfero settentrionale compreso tra i 2,35 a 2,094 Ma che coincide con l'aumento nell'ampiezza dei cicli precessionali e d'insolazione (Lourens et al. 1996). Nei contesti di bacino profondo del

Mediterraneo questo intervallo temporale corrisponde alla formazione di sedimenti asfittici sapropelitici del “B” derivanti ad un aumento delle precipitazioni e del deflusso fluviale nel Mediterraneo (Lourens et al. 1996). Nel bacino la transizione stratigrafica alla Formazione di Capodarso è relazionata al significativo abbassamento del livello del mare corrispondente allo stadio isotopico marino 100 (MIS 100; Raymo et al., 1989) che segna un aumento delle evidenze glaciali nell'emisfero settentrionale (Mudelsee & Raymo 2005; Sprovieri et al. 2006).

L'alternanza di fasi climatiche fredde-asciutte e caldo-umide con periodicità di 41 Ka osservate per la vegetazione mediterranea tardo piacentiana (tra i 2.8 e i 2.3 Ma; Versteegh, 1997) ma anche per le frequenze glaciali/interglaciali pleistoceniche (Bertini 2001; 2003; Bertini et al., 2010 e relativa bibliografia) viene assunto come modello per giustificare la ciclicità sedimentologica delle biocalcareni di Capodarso (Massari & Chiocci, 2012). La maggiore efficienza delle *factory* carbonatiche si ebbe durante gli emicicli glaciali segnati da fasi più fredde e aride (sequenze bioclastiche condensate) (Massari & Chiocci, 2012), mentre la transizione a climi più caldi e umidi, caratterizzati da forti contrasti stagionali, causò un maggior deflusso fluviale di sedimenti e una più lenta circolazione termoalina. Queste condizioni determinarono nel bacino marginale il collasso delle associazioni *Heterozoan*, una diminuzione dell'energia idrodinamica e la sedimentazione di intervalli pelitici (Massari & Chiocci, 2012). Una modulazione climatica simile è stata assunta anche per la formazione di analoghi sistemi carbonatici in contesti oceanografici macrotidali (depositi australiani; Ferland & Roy, 1997; Lukasik et al., 2000).

Secondo Roveri & Taviani (2003) l'evidente comparsa in intervalli temporali coevi dei *s* calcarenitici e sapropelitici ne suggerisce un legame genetico a seguito di forzanti climatico-astronomici (Fig. 25). All'interno dei *clusters* il numero dei singoli corpi carbonatici mostra buona concordanza con quello dei principali episodi asfittici dei *s* sapropelitici; questo può indicare una periodicità dei cicli calcarenitici-pelitici di tipo precessionale e una formazione a seguito di forzanti

Tuttavia, le ampiezze medie delle variazioni eustatiche calcolate per questo intervallo (30-40 m) appaiono poco rilevanti per determinare variazioni sostanziali dei sistemi deposizionali; questo anche in confronto delle maggiori fluttuazioni glacio-eustatiche tardo pleistoceniche (120 m). Inoltre un segnale eustatico chiaro è probabilmente non facilmente rilevabile in mare aperto, soprattutto in sequenze sviluppate su margini di bacini tettonicamente attivi come quello di Caltanissetta e in generale del margine Appenninico (Roveri & Taviani, 2003).

Una caratteristica comune delle biocalcareniti sono gli evidenti segni di forte elaborazione al fondo dei letti conchigliari (Massari & D'Alessandro, 2006). Essi possono essere interpretati come l'azione di potenti correnti da tempesta durante periodi di scarso *input* fluviale e scarsa sedimentazione. Secondo i modelli più accreditati, la formazione dei sapropel implica dinamiche opposte, ossia un elevato flusso fluviale nel bacino, stratificazione della colonna d'acqua e alta produttività primaria (Rossignol-Strick, 1983; 1985; Cramp et al., 1988; Rohling e Hilgen, 1991; Strohle e Krom, 1997; Emeis et al., 2000; Warning e Brumsack, 2000; Kemp et al., 1999). Applicando le assunzioni suddette, una lettura climatico-astronomica di frequenza precessionale implicherebbe che i depositi calcarenitici e quelli sapropelitici si formerebbero in fasi opposte dello stesso ciclo di Milankovic (emicieli ad alta e bassa insolazione; Roveri & Taviani, 2003).

Uno scenario alternativo è quello proposto da Dominici (2001) e parzialmente derivato da Mutti et al. (1996), per i depositi del Pleistocene emiliano (Sezione Arda e Stirone), e, implicherebbe uno sviluppo contemporaneo degli accumuli bioclastici risedimentati e dei sapropel. Durante le fasi climatiche segnate da frequenti piene catastrofiche si determina l'ipossia nei bacini profondi e, simultaneamente sulla piattaforma, i flussi iperpicnali causano la rielaborazione e l'accumulo del detrito scheletrico derivato da precedenti fasi climatiche segnate da elevata produzione carbonatica. In questo caso, biocalcareniti e sapropels sarebbero sincroni e geneticamente collegati e rappresenterebbero, in contesti bacinali differenti, la manifestazione litologica delle fasi climatiche

durante i massimi precessionali.

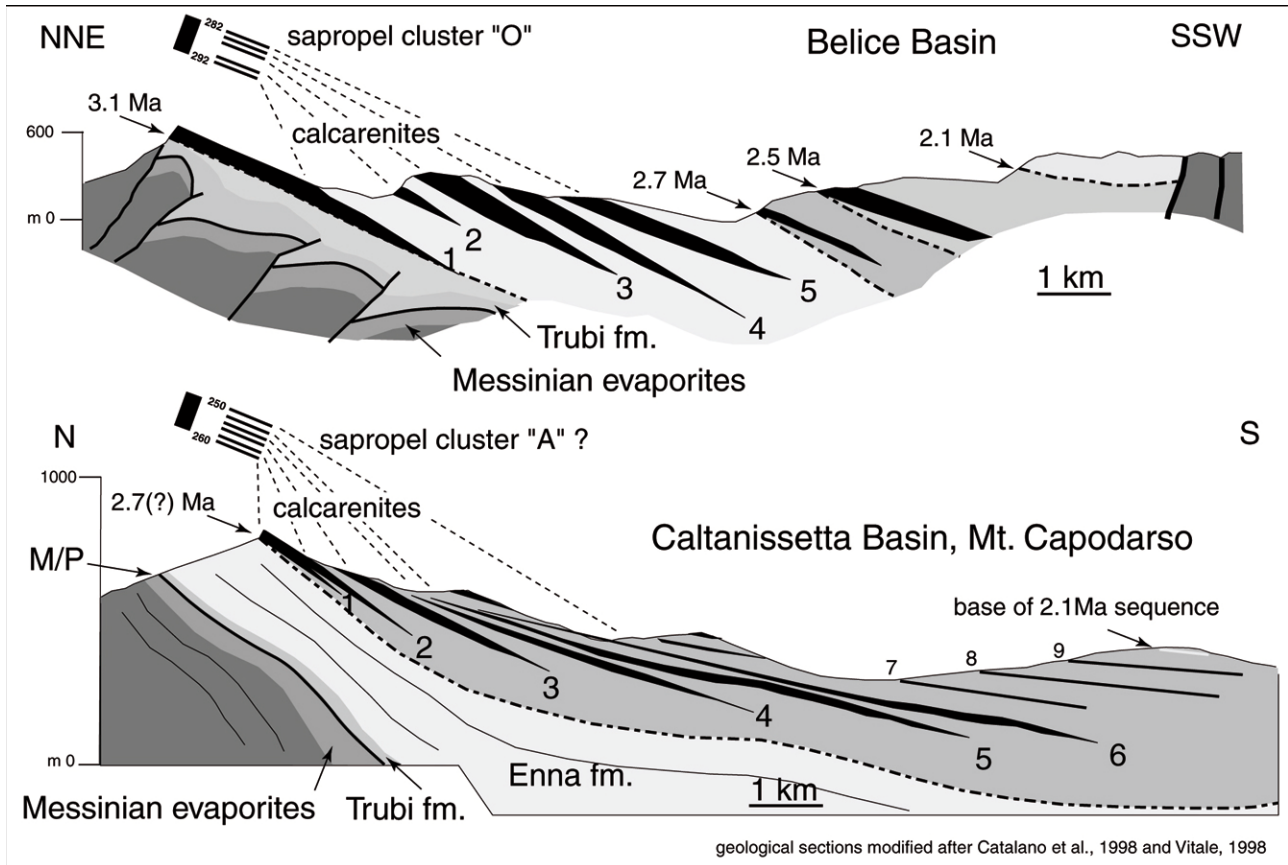


Figura 27. Sezioni geologiche delle sequenze plioceniche del Bacino di Caltanissetta e Belice (Sicilia) in cui si nota la ciclicità litologica dei corpi calcarenitici (Roveri & Taviani, 2003).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRATIGRAFIA DELLE AREE STUDIATE

Bacino di Castell'Arquato: lavori precedenti

Il Bacino di Castell'Arquato (BCA) si trova nel settore piacentino dell'Appennino settentrionale (Fig. 27). E' l'area maggiormente studiata in questo lavoro ed è nota per aver fornito la prima oggettiva definizione di Pliocene (Mayer, 1858; Pareto, 1865), del Piacenziano (Raffi e Monegatti, 1986) e una ricca collezione di faune fossili (Brocchi, 1814).

Il riempimento del bacino, che rappresenta un segmento dell'avanfossa appenninica, è costituito da una successione tardo messiniana-pleistocenica organizzata in una megasequenza trasgressivo-regressiva controllata principalmente da eventi tettonici e caratterizzata dallo sviluppo di ambienti deposizionali marini batiali che passano verso l'alto ad ambienti infra-circalitorali e continentali (Raffi & Monegatti, 1996; Monegatti et al., 2001 e relative bibliografie).

La tettonica compressiva sinsedimentaria crea una articolazione morfostrutturale che si riflette nello sviluppo e nella distribuzione areale degli ambienti e dei relativi sistemi deposizionali; i depositi biocalcarenitici, in particolare, si sviluppano sui fianchi dell'alto strutturale di Salsomaggiore (una anticlinale di rampa ad andamento appenninico). Grazie a studi di superficie e dati di sottosuolo è stato proposto un modello stratigrafico ed evolutivo del bacino durante il Pliocene (Roveri et al, 1998; Monegatti et al, 2001; Roveri e Taviani, 2003). La successione plio-pleistocenica è caratterizzata da tre discontinuità stratigrafiche di ordine maggiore che registrano le più importanti fasi di deformazione tettonica regionale (Fig. 28) e che delimitano quattro unità stratigrafico-fisiche (da UBSU1 a UBSU2).

I depositi biocalcarenitici presenti nel BCA sono di due tipi: 1) corpi a scala ("biocalcareniti minori") di spessore metrico, caratterizzati da una evidente organizzazione ciclica ad alta frequenza, verosimilmente di tipo astronomico-climatico (Cigalla, 2008); 2) corpi a scala di spessore decametrico ("biocalcareniti maggiori") che si sviluppano alla base di tre sequenze deposizionali

delimitate dalle discontinuità datate a 3,1, 2,7 e 2,1 Ma (Roveri et al., 1998; Monegatti et al, 2001; Roveri e Taviani, 2003). La loro particolare posizione cronostratigrafica suggerisce una formazione legata a forzanti astronomico-climatici (Roveri e Taviani, 2003) e una correlazione precisa con i *clusters* sapropelitici che si sviluppano in ambito epibabiale (Fig. 29).

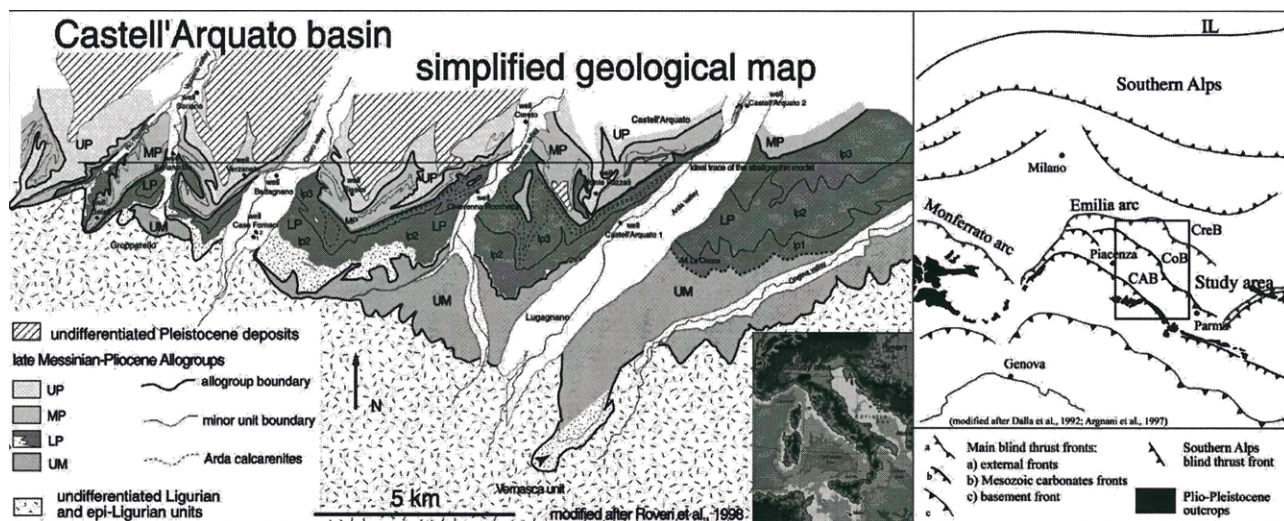
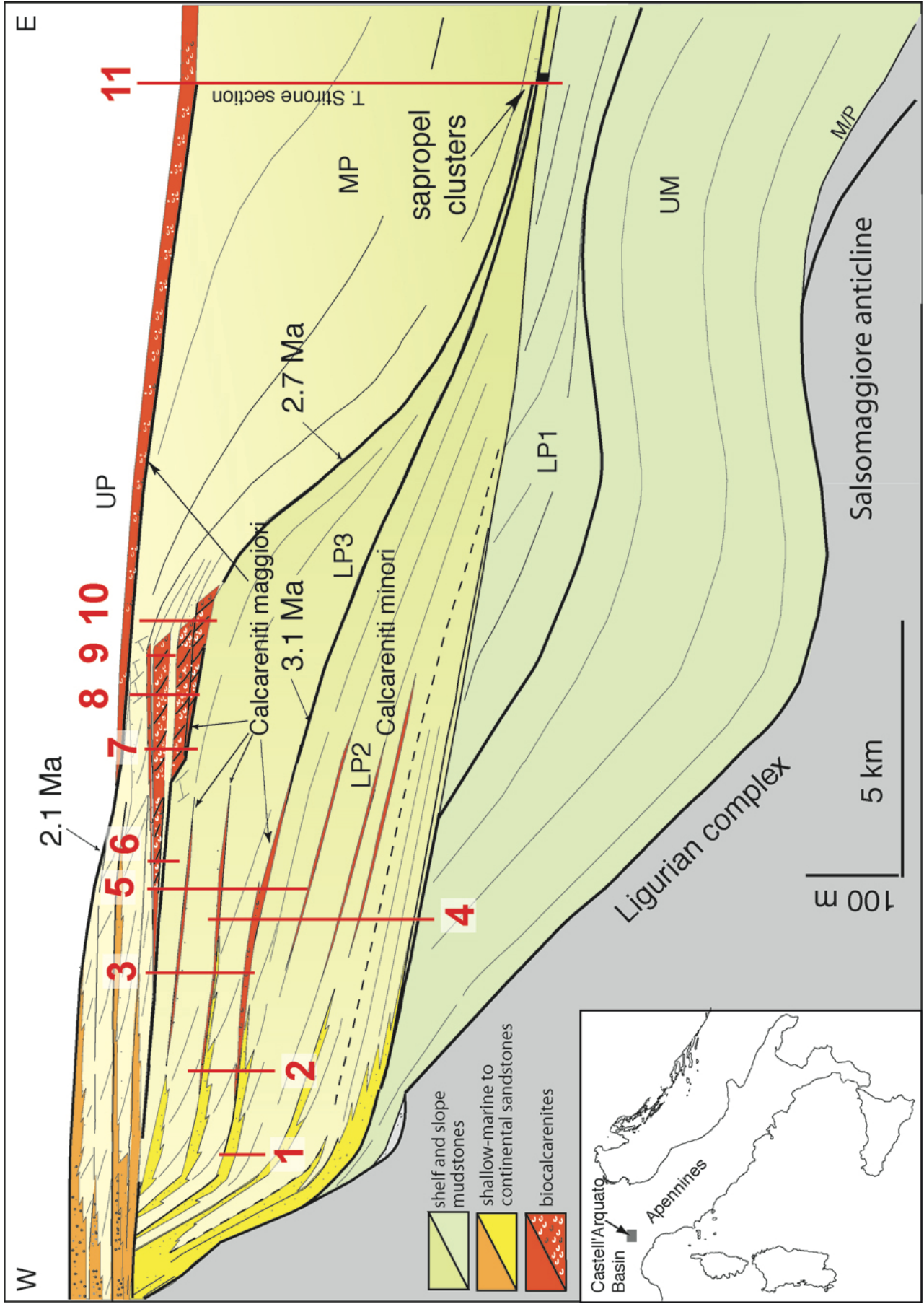
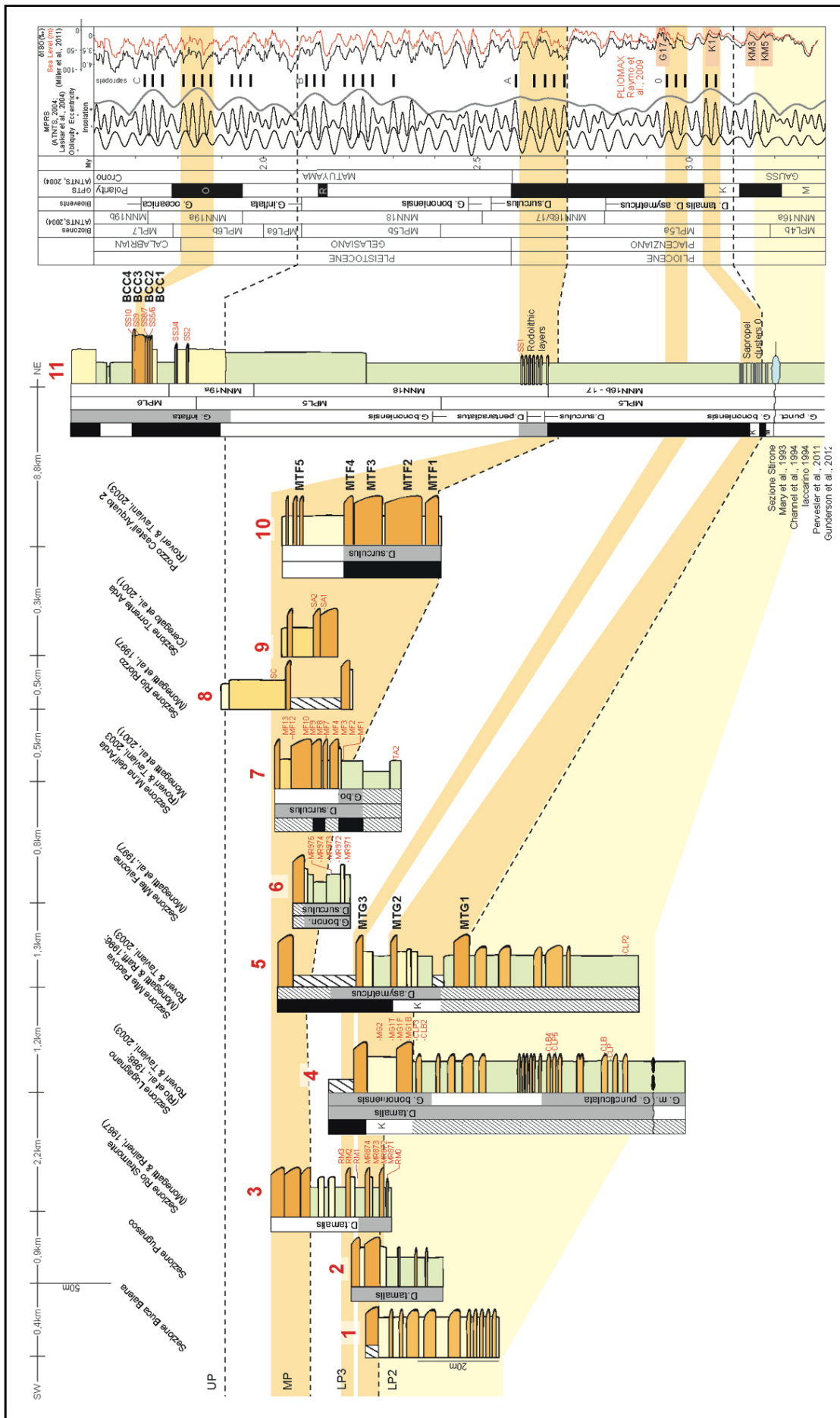


Figura 27. Carta geologica semplificata del bacino Castell'Arquato. La carta geologica mostra le principali unità allostratigrafiche riconosciute all'interno delle successioni plio-pleistoceniche (da Monegatti et al., 2001).

Figura 28. Modello stratigrafico del Bacino di Castell'Arquato, modificato da Roveri & Taviani 2003. In rosso le sezioni studiate.

Figura 29. Sezioni studiate nel Bacino di Castell'Arquato ed inquadramento cronostratigrafico. I campioni per l'analisi macrobentonica sono le sigle di colore rosso.





Biocalcareniti minori

La Sezione di Lugagnano misura circa 180 m (Fig. 30) ed è in gran parte formata da sedimenti pelitici in cui si intercalano corpi biocalcarenitici dello spessore massimo di 3 m. La sezione termina con la prima biocalcarenite maggiore (calcareniti di Monte Giogo 1 - MTG1). La successione è stata storicamente studiata per la ratifica dello stratotipo del Piacenziano che permise di ricavare un cospicuo insieme di dati micropaleontologici a foraminiferi e nannoplancton (Rio et al., 1988; Monegatti & Raffi, 1996; Monegatti et al., 2001 e bibliografia relativa). L'analisi sui foraminiferi bentonici suggerisce per i primi 20 m di sezione una paleobatimetria degli ambienti sedimentari attorno ai 150-200 m (neritico esterno-epibatiale superiore; Rio et al., 1988). A 20 m dalla base è riconosciuto, su base biostratigrafica, una importante lacuna sedimentaria che mette a contatto le biozone a foraminiferi planctonici MPL3 e MPL4 (Cita, 1975) e quelle a nannofossili a *Amarolitus tricorniculatus* e *Discoaster tamalis* (NN12 e NN16a; Rio et al., 1990) (Rio et al., 1988; Monegatti et al., 2001). La superficie di discontinuità è marcata da un orizzonte pelitico ben cementato perforato da litodomi (Raffi et al., 1989). Nel tratto compreso tra la discontinuità e la base della biocalcarenite MTG1, si osserva una alternanza ritmica di corpi biocalcarenitici e pelitici; le coppie biocalcareniti-peliti definiscono una chiara ciclicità litologica a scala metrica che viene informalmente indicata in questo lavoro come ciclicità "minore". Spostandoci verso le aree marginali del bacino, le successioni calcarenitico/pelitiche minori si riconoscono in altre sezioni (Sezione Pugnasco e Buca della Balena; Fig. 31) mantenendo i principali rapporti stratigrafici fisici esposti nella Sezione di Lugagnano tuttavia in facies più sabbiosa. Le associazioni a foraminiferi bentonici presenti in questo intervallo indicano ambienti deposizionali compresi tra il circolitorale medio e il superiore (piattaforma interna) sempre interessati da substrati ben ossigenati e scarsamente vegetati. Le associazioni malacologiche riconosciute sono attribuite per analogia alle

biocenosi mediterranee dei VTC, dei DE, dei DC e dei PE (Raffi et al., 1989; Monegatti & Raffi 1996) documentando dunque ambienti sedimentari del piano circalitorale (Raffi et al., 1989).

Una prima descrizione dettagliata dei cicli biocalcarenitici-pelitici è stata fornita da Cigalla (2008) che ha contato 18/19 cicli, confermati anche in questo e indicati in maniera progressiva da BM1 a BM18. Le caratteristiche sedimentologiche e tafonomiche degli emicicli pelitici indicano una forte bioturbazione con bioclasti distribuiti uniformemente, fauna soprattutto infaunale sia in posizione fisiologica sia rimaneggiata, raramente abrasa e con scarsi segni di dissoluzione. Le biocalcareniti minori sono formate da densi accumuli di bioclasti rimaneggiati e abrasati, distribuiti in modo uniforme, senza gradazioni nelle dimensioni dei bioclasti. Rare le tasche e i letti conchigliari formati da grossi biosomi embricati con le concavità rivolta soprattutto verso il basso. Da queste osservazioni emerge che per ogni ciclo la componente arenitica rappresenta una fase al fondo segnata da prolungato ed elevato idrodinamismo con rimaneggiamento in più direzioni, con abrasioni conchigliari su tutta la componente biologica (sia alloctona sia autoctona) seguita dal ritorno a condizioni idrodinamiche stabili a sedimentazione pelitica.

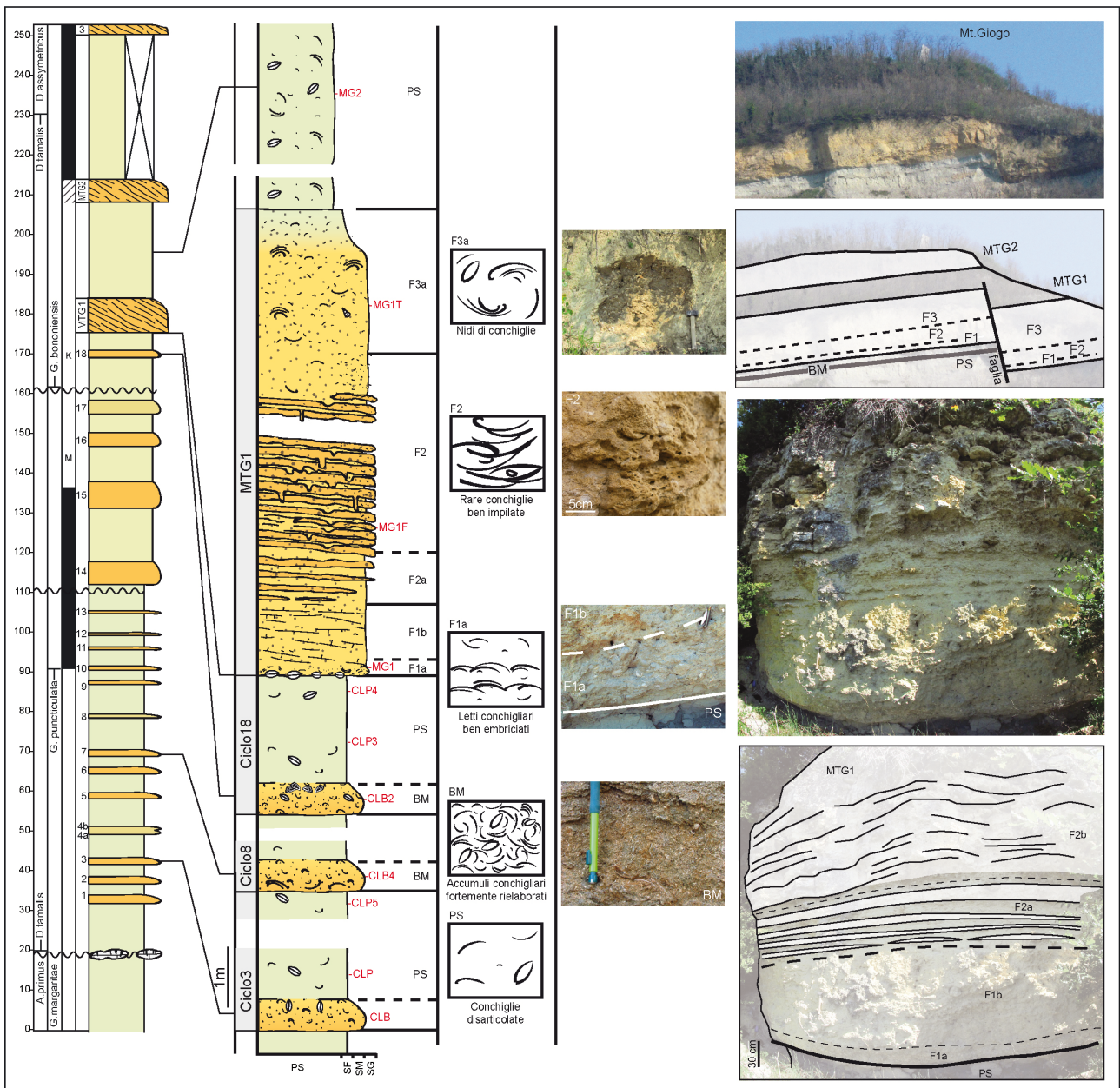


Figura 30. Sezione di Lugagnano e di Monte Giogo I. I campioni analizzati sono le sigle di colore rosso. Per le indicazioni vedere la tabella delle facies.

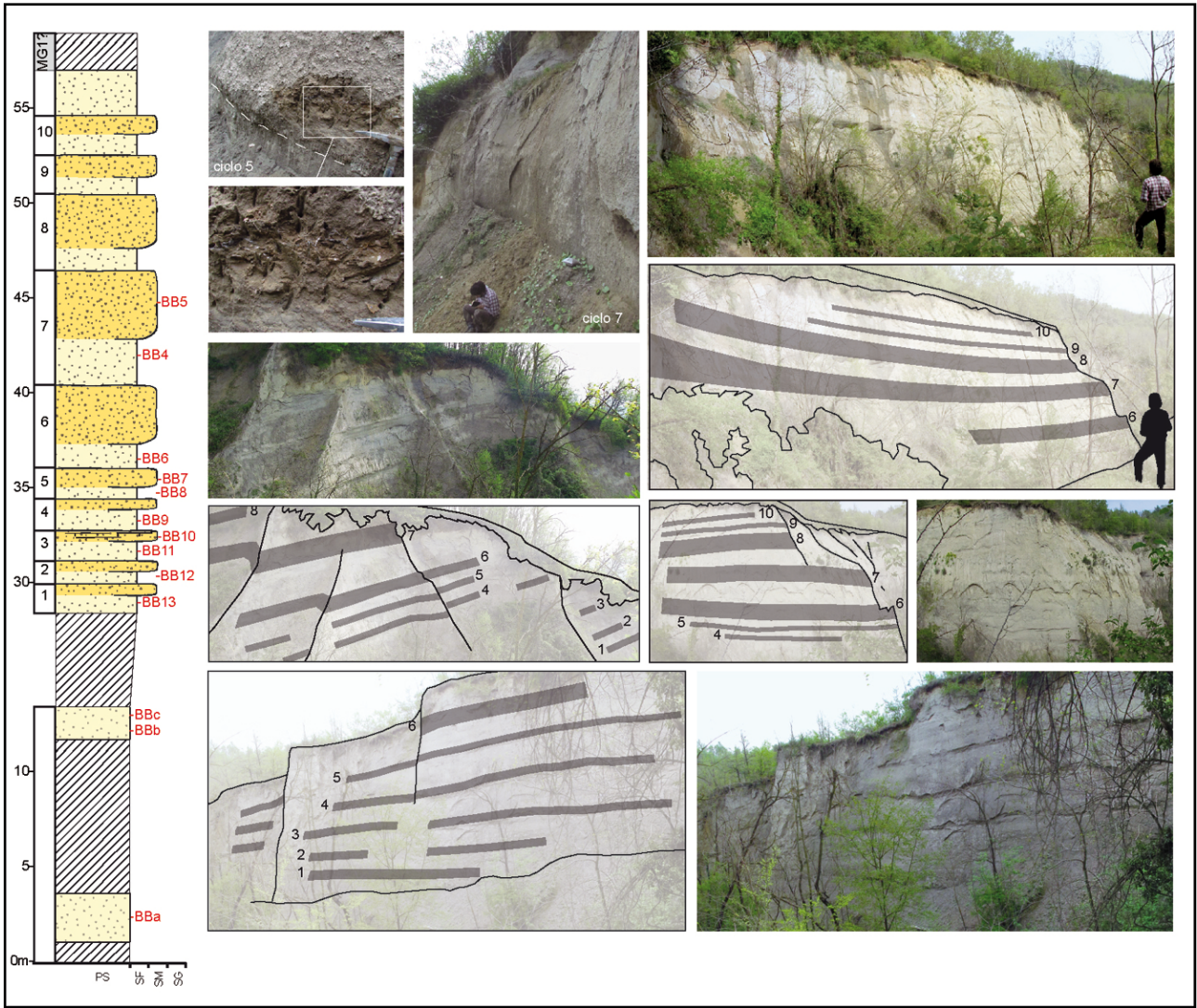


Figura 31. Sezione Buca della Balena. I campioni analizzati sono le sigle di colore rosso.

Biocalcareniti maggiori di Monte Giogo e Monte Falcone

Nel BCA il primo corpo biocalcarenitico di spessore decametrico è quello di Monte Giogo 1 (MTG1) (Fig. 30). Nel bacino si riconoscono tre biocalcareniti maggiori raggruppate nell'unità di Monte Giogo (MTG1, MTG2, MTG3) e 5 nell'unità di Monte Falcone (da MTF1 a MTF5; Fig 32 e 33) separate da intervalli pelitici o pelitico-sabbiosi. Alcuni corpi biocalcarenitici mostrano in alcuni casi geometrie sigmoidali, tipiche di un assetto progradazionale; in questi casi i corpi sono caratterizzati da tre diverse facies con precise caratteristiche sedimentologiche e tafonomiche che ne identificano la base (*bottomset*), il pendio (*foreset*) e il tetto (*topset*).

Le facies dei *bottomset* sono formate da sabbie bioclastiche con conchiglie debolmente rimaneggiate e abrase. Si osserva una ricca fauna a bivalvi e gasteropodi (MTG1) oppure dominata da molluschi epifaunali (es. *Anomia ephippium*; MTF1). I biosomi possono organizzarsi lungo letti di trazione: in MTG1 si osservano letti con grossi individui di bivalvi *Corbula gibba* e *Acanthocardia echinata* gr., mentre in MTF1 e MTF3 si trovano soprattutto pettinidi (*Aequipecten opercularis*, *A. scabrella*, *Pecten flabelliformis*).

La facies dei *foreset* è formata principalmente da sabbie medie-grossolane in strati inclinati (clinoformi), a volte oblitterati da bioturbazione e organizzati in pacchi decimetrici alternativamente bioclastici più cementati o silicoclastici meno cementati o sciolti. I grossi biosomi, esclusivamente di bivalvi epifaunali (pettinidi e ostreidi), si trovano sparsi o formano letti di trazione a concavità rivolta soprattutto verso il basso. A MTG1 all'interno delle sabbie medio-fini ben cementate si riconoscono superfici colonizzate da grossi balani. A MTF1 e MTF2 è riscontrata la marcata dominanza di *Anomia ephippium* con valve centimetriche fittamente impilate assieme a rari pettinidi, ostreidi, cirripedi rimaneggiati e/o fortemente abrasi o bioerosi (*Entobia* isp.?). In questa facies è possibile rinvenire intervalli di sabbie poco cementate di spessore metrico che sostituiscono i clinoformi (Sezione Torrente Arda); in esse si trovano biosomi fortemente abrasi. Frequenti sono

gli icnofossili con tane verticali o orizzontali di pochi centimetri di diametro riferibili agli icnogeneri *Ophiomorpha* e *Thalassinoides*. Al tetto della sequenza di facies dei *foreset* può svilupparsi uno strato ben cementato di circa 20-30 cm di spessore, formato da sabbie grossolane e bioclasti (sezioni Madonna dell'Arda e Torrente Arda).

Le facies dei *topset* sono formate da sabbie bioclastiche poco cementate con biosomi non abrasati, spesso biocolonizzati (coralli aermatipici, brachiopodi, briozoi e balani). La componente biologica è molto diversificata con organismi raramente in posizione fisiologica e frequentemente rimaneggiati, senza geometrie preferenziali tranne rari nidi di pettinidi (sensu Kidwell, 1986).

La sequenza di facies descritta per i corpi biocalcarenitici non è sempre completamente sviluppata e in molti casi i corpi biocalcarenitici a geometria tabulare che si osservano possono corrispondere a facies di *topset*. Un esempio è la biocalcarenite di MTG3 che affiora sotto Monte Padova. Il corpo biocalcarenitico è formato alla base (circa 2 m di spessore) da sabbie medio-grossolane malamente stratificate. I biosomi consistono di molluschi epifaunali (*Mytilus* spp., *Aequipecten* spp e *Anomia ephippium*) poco abrasati e bioerosi e macroforaminiferi (*Amphistegina* cf.). Frequenti sono gli icnofossili con tane verticali o orizzontali (icnogeneri *Ophiomorpha* e *Thalassinoides*). La parte superiore invece è composta da sabbie bioclastiche omogenee bene cementate ricche in icnofossili.

Gli orizzonti pelitici o pelitico-sabbiosi dei cicli maggiori sono fortemente bioturbati con bioclasti distribuiti uniformemente nel sedimento. La fauna, sia in posizione fisiologica sia rimaneggiata è scarsamente abrasata e formata principalmente da molluschi infaunali. Nell'orizzonte pelitico-sabbioso tra MTG1 e MTG2 si registra già in affioramento una evidente dominanza del bivalve *Corbula gibba* spesso con individui articolati. Nell'intervallo siltoso-sabbioso sottostante la biocalcarenite MTF1 si rinvengono biosomi rimaneggiati, privi di abrasione e caratterizzati, raramente, da parziale dissoluzione.

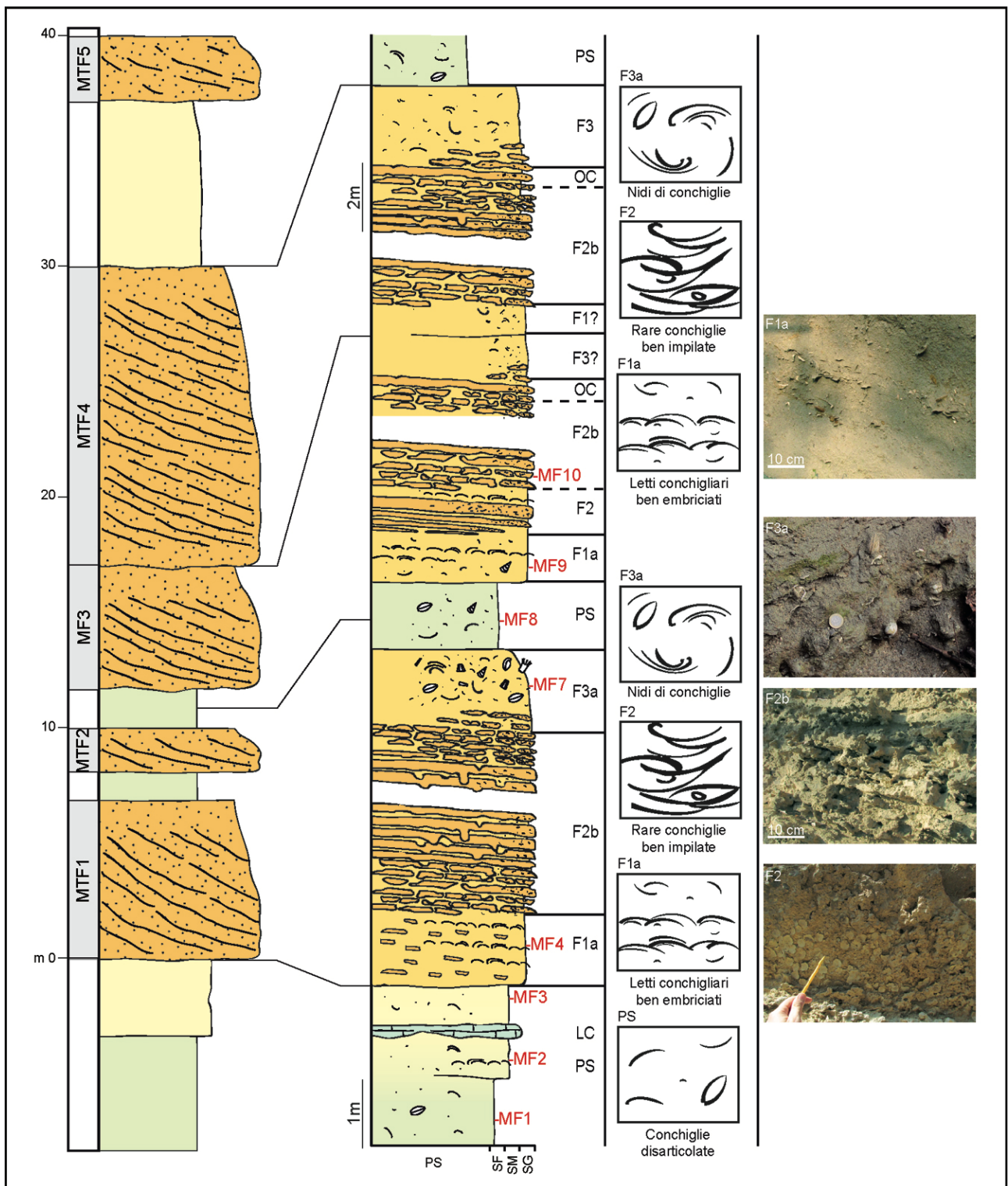


Figura 32. Sezione Madonna dell'Arda. I campioni analizzati sono le sigle di colore rosso. Per le indicazioni vedere la tabella delle facies.

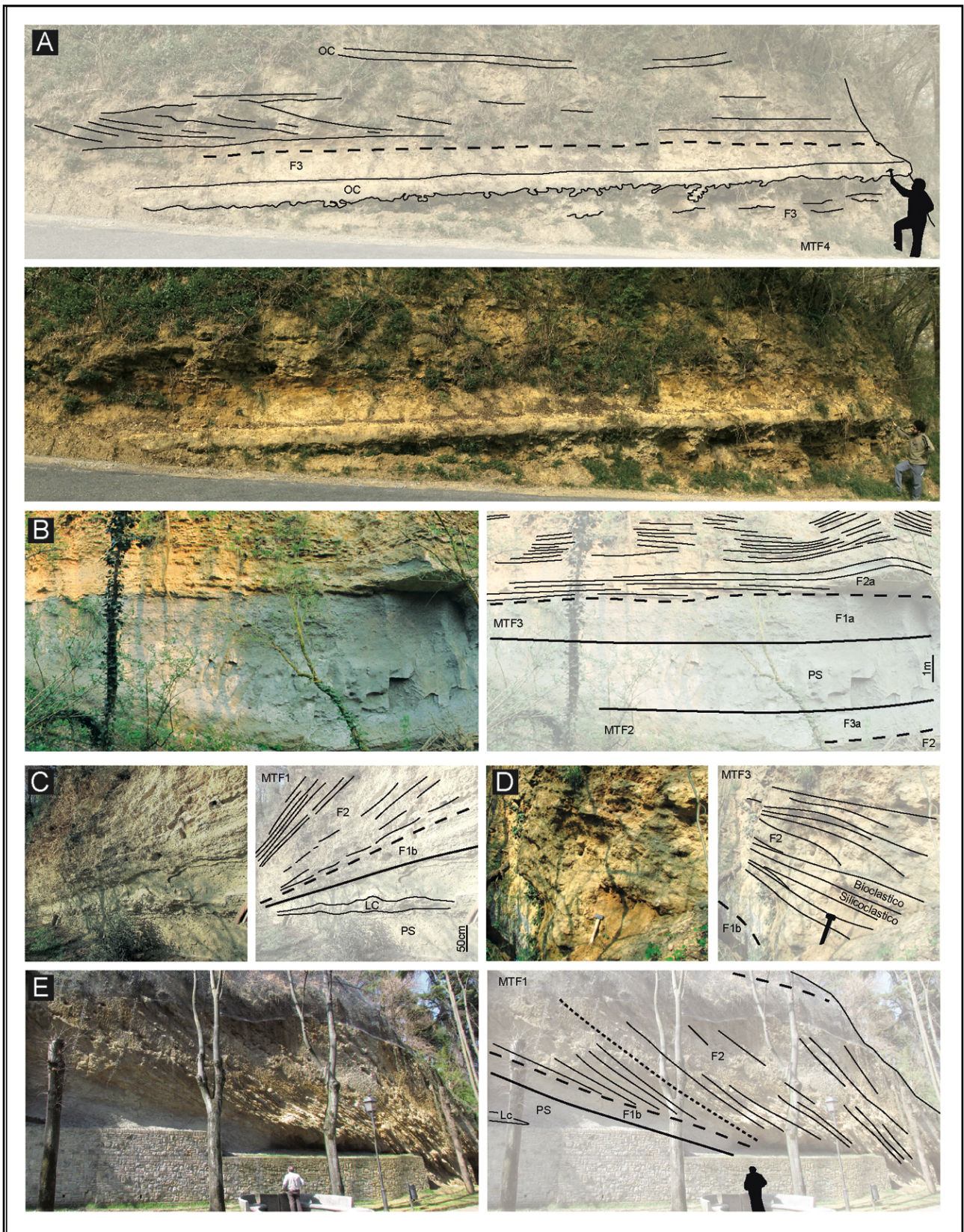


Figura 33. Biocalcarenite di Monte Falcone. A,B,C) Sezione della Madonna dell'Arda; E,F) Affioramenti presso il paese di Castell'Arquato. Per le indicazioni vedere la tabella delle facies.

Sezione Stirone: peliti con sapropels, depositi rodolitici e biocalcarenite di S. Nicomede

La Sezione Stirone affiora lungo l'alveo dell'omonimo torrente (Fig. 34). La successione plio-pleistocenica inizia all'altezza di Scipione Ponte, al di sopra di conglomerati e arenarie messiniane e prosegue per circa 800m con peliti e arenarie marine organizzate in un trend generale di tipo regressivo.

Il primo lavoro condotto sulla sezione è di Papani e Pelosio (1963) ed esamina principalmente le caratteristiche sedimentologiche e il contenuto fossilifero dell'affioramento plio-pleistocenico. Seguono studi di tipo paleontologico sulle faune tortoniane degli affioramenti epiliguri (Marasti, 1973) e sulla formazione clastica continentale messiniana affiorante presso Scipione Ponte (Iaccarino & Papani, 1980). In Iaccarino e Pugliese (1988) viene presentato uno studio preliminare di tipo stratigrafico e paleoecologico sulla porzione zancleana/piacenziana caratterizzata da calcari metanogenici (Taviani et al., 1997; Monegatti et al., 2001; Cau et al., sottomesso) e sedimenti asfittici (sapropels). Il lavoro, conseguente a diverse tesi di laurea effettuate sulla porzione pliocenica (Capotondi 1990; Turco, 1991; Paperi, 1991), individua cinque intervalli stratigrafici caratterizzati da associazioni a foraminiferi e ostracodi di ambiente batiale (piattaforma esterna) e vengono riconosciute le biozone a *Globorotalia puncticulata* e *G. aemiliana*. È inoltre riconosciuta in corrispondenza dell'orizzonte carbonatico metanogenico, una lacuna stratigrafica compresa tra i 3.82 e 3.10 Ma. Secondo Capotondi (1990), l'orizzonte sapropelítico ha uno spessore generale di circa 15 m e la sua formazione sarebbe legata a condizioni di anossia al fondo a seguito della stratificazione della colonna d'acqua. All'altezza del corpo calcareo metanogenico fu collocato il passaggio Zancleano-Piacenziano (Iaccarino, 1996).

In Mary et al. (1993), basandosi su un'analisi magnetostratigrafica e biostratigrafia di tutta la parte pliocenica della sezione, furono confermate la lacuna e il passaggio Zancleano-Piacenziano all'altezza del carbonato metanogenico; venne inoltre riconosciuta un'inversione di polarità

all'altezza del calcare (passaggio tra le subcrome C2Ar e il crono C2An.ln) e la sezione fu correlata con altre successioni coeve del Mediterraneo. In Channel et al. (1994) si confermano le osservazioni di Mary et al. (1993) e si ipotizza che il livello asfittico della Sezione Stirone sia correlabile all'evento sapropelítico del *cluster* "A" del mediterraneo (Hilgen, 1991; Lourens et al., 1996). Nella mia tesi di laurea (Cau, 2008) questa ipotesi viene messa in discussione e, tramite un approccio stratigrafico integrato (bio-magnetostratigrafia), parte dei livelli asfittici della Sezione Stirone vengono correlati agli eventi precessionali e d'insolazione del *cluster* sapropelítico "0" definiti da Lourens et al., 1996. L'assetto paleomagnetico dell'intervallo stratigrafico del Piacenziano e del Gelasiano è stato inoltre ulteriormente precisato in Gunderson et al. (2012).

Recentemente la Sezione Stirone è stata inclusa nel modello stratigrafico del Bacino di Castell'Arquato (BCA), di cui ne rappresenta la porzione più bacinale (Monegatti et al., 2001; Roveri & Taviani, 2003). Studi paleoecologici quantitativi in cui si affrontano analisi paleoecologiche, tafonomiche e sedimentologiche con l'utilizzo di inferenza statistica sono stati proposti da Dominici (2001; 2003) e da Pervesler et al. (2011) esclusivamente sulla porzione gelasiana-calabriana della sezione. Dominici (2001; 2003) confrontando le caratteristiche biologiche e sedimentologiche della sezione Stirone con la vicina e coeva sezione del Torrente Arda, propone per la formazione dei cicli pelitico-sabbiosi un modello deposizionale di tipo climatico-eustatico. In Pervesler et al. (2011) uno studio icnologico quantitativo ha permesso di confermare osservazioni sedimentologiche e paleoambientali di lavori precedenti utilizzando nuove evidenze biologiche.

La sequenza sapropelítica del Torrente Stirone è posta a circa 400 m sopra il contatto Mio-Pliocene, pochi metri sopra il calcare metanogenico (Fig. 35). Essa ha uno spessore di 25 m è formata da 12 livelli più o meno scuri e di spessore variabile (da pochi decimetri ad un massimo di 1,5 metri) caratterizzati da lamine chiare, non sempre evidenti, frustoli di legno, foglie e rari pesci. Nella sapropelite principale si osservano intervalli bioturbati con tane di pochi centimetri di

lunghezza che attraversano le lamine millimetriche. I sapropels sono alternati a fasi pelitico-marnose massive. Nella sequenza affiorano corpi carbonatici metanogenici con associazioni macrobentoniche oligotipiche dominate da molluschi chemiosimbionti (*Lucinoma* sp. e *Megaxinus* sp.; Taviani et al., 1997; Monegatti et al., 2001) o composte da epifauna dei substrati duri esumati (*Neopycnodonte* sp., *Chama* sp. e coralli scleractini; Taviani et al., 1997; Monegatti et al., 2001). Gli intervalli scuri ben laminati sono privi di macrofauna bentonica. I livelli scuri non laminati possono presentare associazioni oligotipiche a *Delectopecten vitreus*, piccolo pettinide dei substrati fangosi profondi che può tollerare anche modeste concentrazioni d'ossigeno disciolto e rari individui articolati del bivalve chemiosimbionte *Acharax doderleini* (Taviani et al., 2011). Negli intervalli massivi si trovano taxa macrobentonici riferibili a substrati fangosi ben ossigenati della piattaforma esterna con paleobatimetria compresa nel circolitorale profondo (*Korobkovia oblonga*, *Jupiteria concava*, *Nucula sulcata*, *Anadara diluvi*, *Limopsis aurita*, *Cochlys pseudopiglottina* e *Turris rotata*).

A circa 550 m della sezione, all'interno della successione pelitico-sabbiosa pliocenica si trovano 6-7 strati decimetrici lenticolari formati da sabbie grossolane non cementate, molto bioclastiche con biosomi di molluschi e rodoliti. Aspetto macrofaunistico interessante è la ricchezza nel sedimento di taxa erbivori (famiglia Rissoidae e *Bittium reticulatum*). Gran parte dei corpi algali rodolitici non presenta dimensioni superiori ai 5 cm. Dai riferimenti stratigrafici (Mary et al., 1993; Iaccarino 1996; Gunderson et al., 2012) l'intervallo in questione ricade tra le biozone a nannoplancton MNN16b/17 e MNN18 (ATNTS, 2004) e all'interno della biozona MPL5a a foraminiferi (ATNTS, 2004). Utilizzando i dati magnetostratigrafici, i livelli rodolitici della Sezione Stirone ricadrebbero in un intervallo temporale compreso tra i 2,6 e i 2,8 Ma.

La biocalcarenite di S. Nicomede affiora a circa 770 m della Sezione Stirone (Fig. 36). Essa è formata da 4 corpi calcarenitici maggiormente cementati separati da fasi sabbiose più pelitiche;

l'ultimo corpo, il principale, ha uno spessore di circa 13 m. Le fasi carbonatiche sono formate da sabbia conchigliari ricche in bioclasti di molluschi, brachiopodi, noduli algali, briozoi (Iaccarino, 1996; Monegatti et al., 2001; Dominici, 2001). Nelle arenarie medio-fini o medio-grossolane si riconoscono strutture ad *hummocky cross stratification*. Sopra la biocalcarenite sono stati rinvenuti i primi esemplari di *Arctica islandica* (Monegatti et al., 2001). L'interpretazione paleoambientale della biocalcarenite di S. Nicomede è stata a lungo controversa.

L'associazione macrofaunistica è dominata da *Glycymeris inflata*, *G. glycymeris*, *Pecten jacobaeus*, *Aequipecten opercularis*, *Lutraria lutraria* e *Diloma patula*, raramente in posizione di vita che suggerisce di relazionare questa comunità residua e semialloctona alle biocenosi mediterranee dei DC e SGCF di Pérès & Picard (1964) (Monegatti et al., 2001). La situazione paleoambientale della biocalcarenite è quindi attribuita a contesti di piattaforma interna (Iaccarino, 1996; Monegatti et al., 2001). In Dominici (2001), tramite un approccio paleobiologico quantitativo, i sedimenti della biocalcarenite sono attribuiti alla *Bittium paleocommunity*, una biocenosi caratterizzata da gasteropodi erbivori e detritivori epifaunali legati alle coperture algali (diatomee e dinoflagellati) dei substrati duri della piattaforma interna, a profondità di 30-60 metri in ambienti interessati da scarso *input* terrigeno e periodico disturbo idraulico ad opera di correnti profonde. Dai riferimenti stratigrafici l'intervallo biocalcarenitico ricadrebbe nella biozone a foraminiferi MPL6 e nannoplancton MNN19a (ATNTS, 2004) e nel crono paleomagnetico normale Olduvai (Gunderson et al., 2012). Secondo il modello stratigrafico sequenziale del BCA di Roveri et al. (1998) la biocalcarenite di S. Nicomede appoggia sull'*unconformity* che separa i sistemi deposizionali MP (Gelasiano) da quello UP (Calabriano) che segna un importante fase di sollevamento tettonico a scala regionale (Roveri & Taviani, 2003) e la sua comparsa parrebbe essere coeva al sapropelitico "C" del Mediterraneo (Monegatti et al., 2001; Roveri & Taviani 2003).

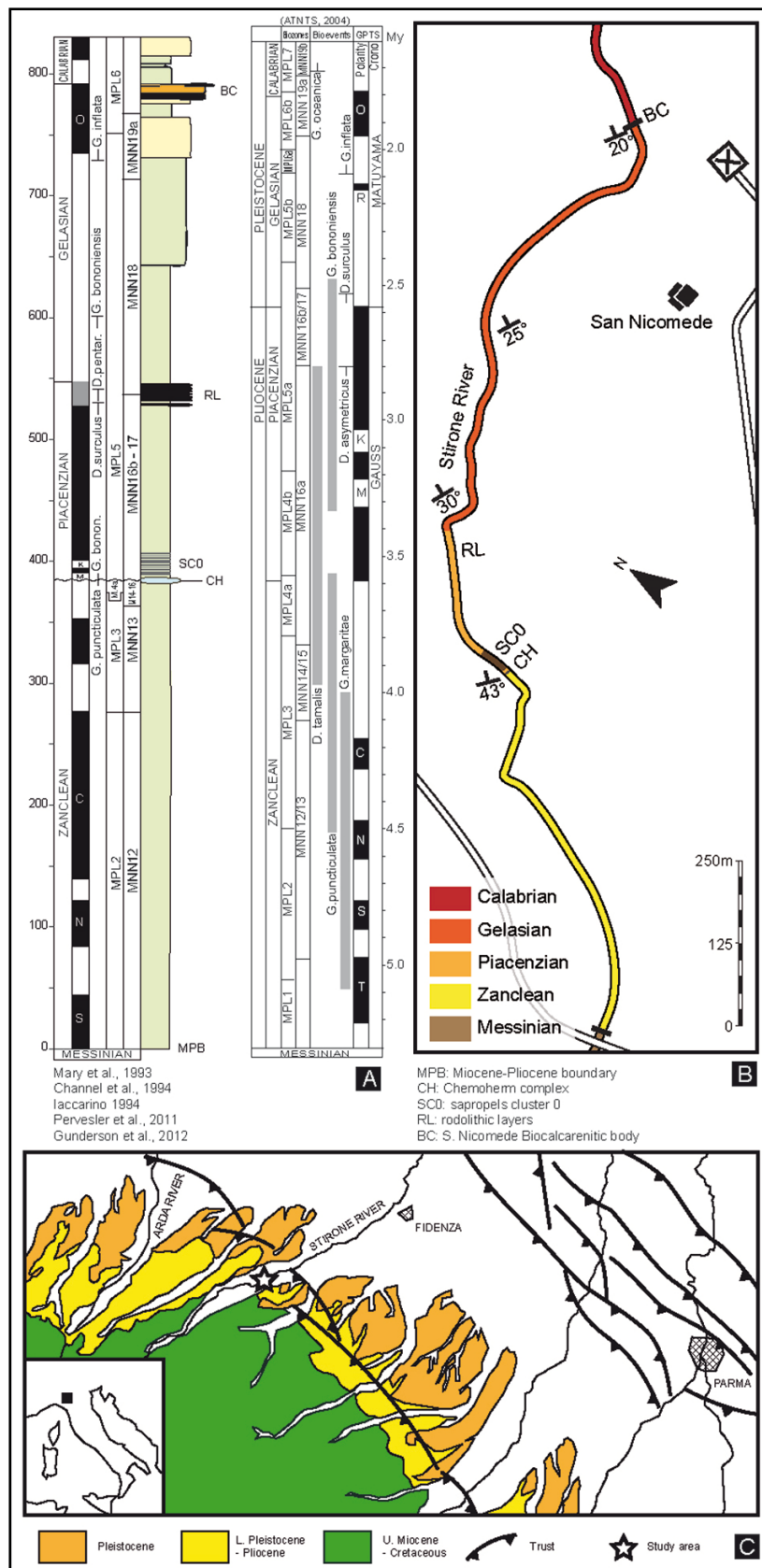


Figura 34. A) Inquadramento cronostratigrafico della Sezioni Stirone; B) mappa sintetica dell'affioramento plio-pleistocenico; C) mappa geologica sintetica dell'area (da Cau et al., sottomesso)

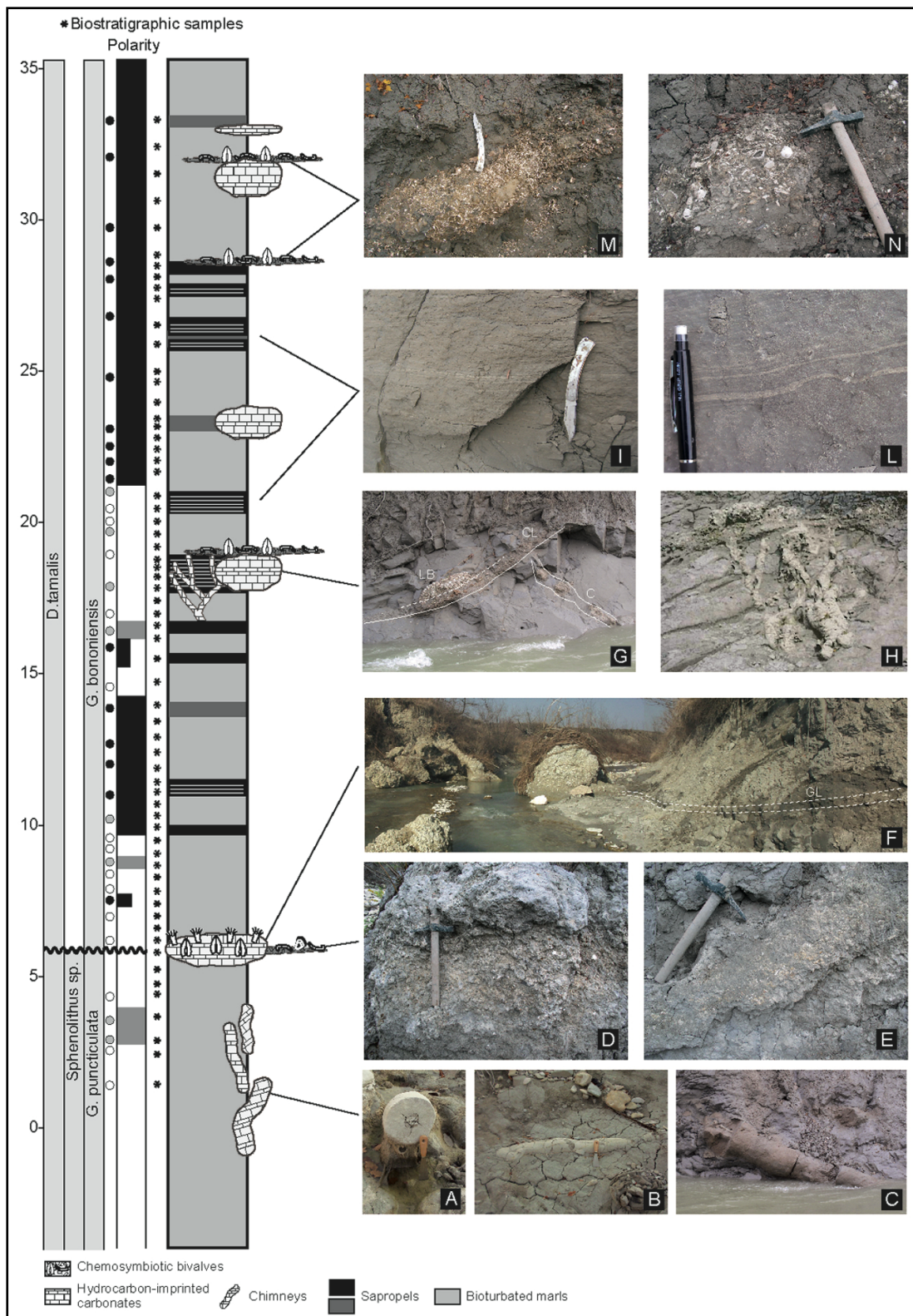


Figura 35. Sezioni Stirone: risultati dell'analisi bio-magnetostratigrafici di Cau et al., sottomesso. A,B,C) camini carbonatici metanogenetici; D) calcareo metanogenico; E) orizzonte glauconitico; F) veduta del complesso carbonatico chemiosintetico; orizzonte glauconitico (GL); G,H) camini metanogenici (C) e letti a *Lucinoma sp.*(LB); I,L) sapropels; M,N) dettaglio dei letti a *Lucinoma sp.*

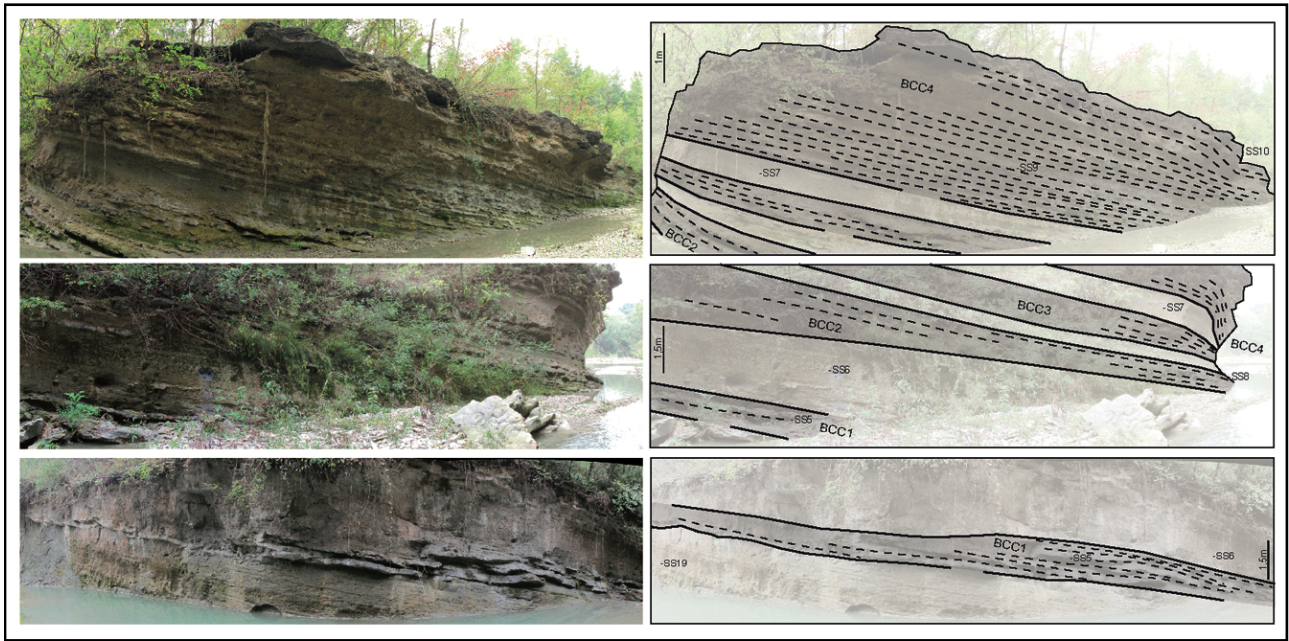


Figura 36. Biocalcarenite di San Nicomede nella Sezione Stirone; sequanza di 4 corpi biocalcarenitici (BCC) e campioni prelevati (SS).

Bacino di Castrocaro Terme: biocalcarenit organogene, risedimentate e problemi aperti

Nel settore pedeappenninico romagnolo tra i fiumi Lamone e Bidente, all'interno delle sequenze plioceniche argillose di *offshore* del Bacino di Castrocaro Terme (BCT) e di Meldola (BMD), affiorano depositi biocalcarenitici formati da resti scheletrici di organismi bentonici, principalmente briozoi, foraminiferi e molluschi. Conosciuto come “Spungone” questo deposito è stato calibrato al passaggio Zancleano-Piacenziano (biozone a *Globorotalia puncticulata* e *G. bononiensis*; Cremonini et al., 1982; Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti, 2003) e mostra facies organogene (Sezioni di Castrocaro e Rio dei Cozzi), canalizzate, detritiche e rimaneggiate (Sezioni del Torrente Samoggia e Ceparano)(Cremonini et al., 1982; Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti, 2003).

Nei Bacino BCT e BMD, all'interno di sequenze pelitiche profonde, affiorano anche sedimenti scuri laminati sapropelitici. Le migliori esposizioni si trovano nelle sezioni del Rio Albonello (Cimatti, 1982; Conti, 2014) e di Fiumana (Capozzi & Picotti, 2003; Capozzi et al., 2006a; 2006b); i dati bio- e magnetostratigrafici finora ricavati correlano questi episodi asfittici al *cluster* sapropelitico “0” (Lourens et al., 1996; Sprovieri et al., 2006).

Ad oggi esistono alcuni modelli stratigrafico-strutturali o -sequenziali che descrivono la formazione delle diverse facies dello Spungone (facies organogena, detritica o olistolitica) in funzione di forzanti eustatico-climatici e/o tettonici (Cremonini et al., 1982; Capozzi & Picotti, 2003) (Fig. 37).

Le piattaforme carbonatiche di facies organogena si trovano su rilievi morfostrutturali pliocenici (alti di Bertinoro e Castrocaro) e il loro sviluppo è relazionato a fasi climatiche (3,75 Ma e 3,2-3,0 Ma; Capozzi & Picotti, 2003) idonee per la crescita delle comunità biologiche fotofile (fabbriche carbonatiche sensu Pomar, 2001). Secondo un'interpretazione largamente condivisa i corpi detritici deriverebbero da eventi di smantellamento dei carbonati organogeni in concomitanza alle riattivazioni degli alti strutturali (Capozzi & Picotti, 2003).

Gli studi sedimentologici e stratigrafici citati non hanno tuttavia chiarito la formazione dei corpi

carbonatici, marcati da evidente ciclicità litologica, ai forzanti climatico-astronomici di frequenza milankoviciana e, come per altre aree relativamente coeve ed interessate da sequenze calcarenitiche e sapropelitiche, il plausibile legame genetico tra sequenze bacinali marginali e profonde non è stato adeguatamente affrontato.

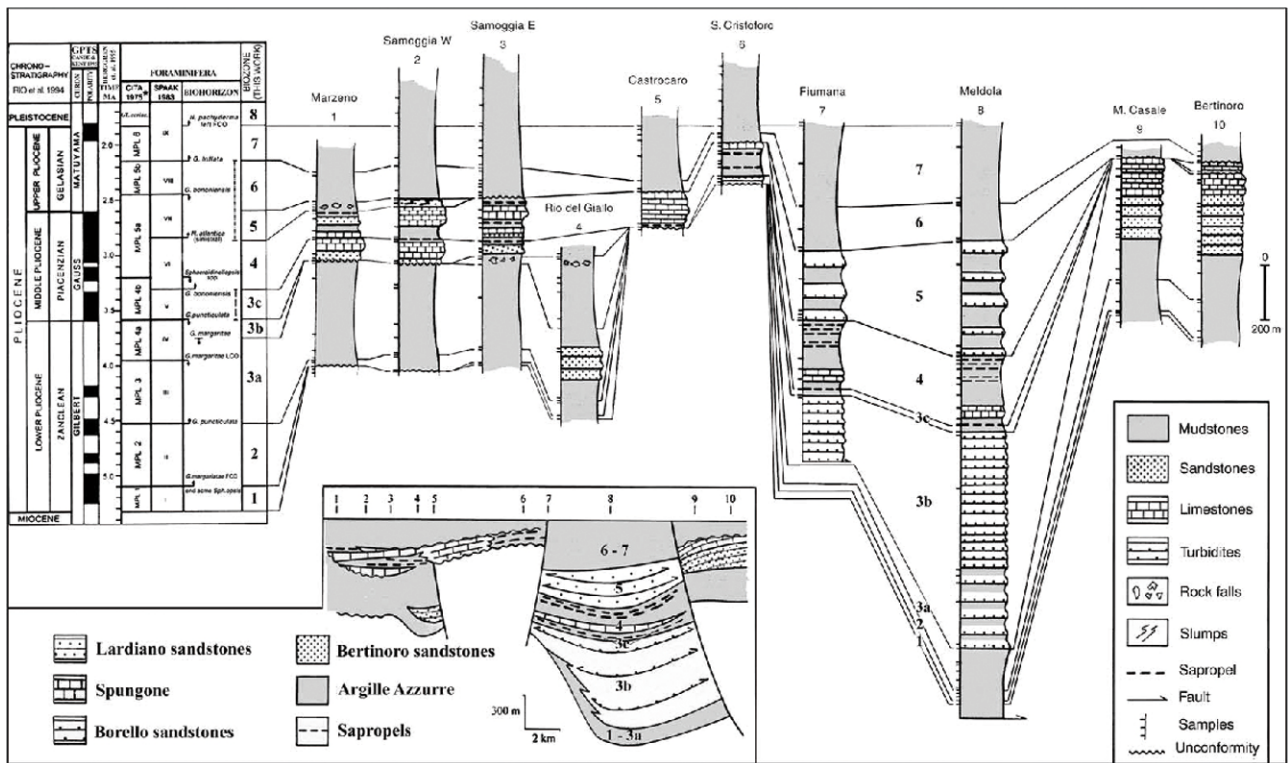


Figura 37. Correlazioni biostratigrafiche delle Sezioni dei Bacini di Castrocaro Terme e di Meldola (Capozzi & Picotti, 2003).

Sezioni di Castrocaro Terme, Rio dei Cozzi, Torrente Samoggia e Torre di Ceperano

I corpi biocalcarenitici pliocenici in facies detritica presenti nel margine appenninico romagnolo affiorano trasversalmente entro il Bacino di Castrocaro Terme (BCT), sviluppandosi dal Fiume Montone ad est (Sezione Samoggia) fino al Fiume Marzeno ad ovest (Sezione Torre Ceperano). Le facies organogene si trovano in corrispondenza dell'alto strutturale di Castrocaro Terme collocato nei pressi dell'omonimo paese (Sezioni Rio dei Cozzi e Castrocaro Terme).

Nei lavori precedenti finora consultati l'evidente ciclicità litologica di questi carbonati, sia detritici sia organogeni, non è stata adeguatamente chiarita; i corpi vengono sommariamente indicati come 2/3 depositi separati da fasi pelitiche e mostrando uno sviluppo laterale discontinuo entro il bacino (Cremonini et al., 1983; Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti, 2003). In questo lavoro di dottorato, incrociando i dati stratigrafici bibliografici, cartografici e di campagna sono stati riconosciuti nelle aree bacinali 4 corpi detritici canalizzati di spessore metrico e decametrico e nell'area di piattaforma 5 cicli carbonatici organogeni composti da un emiciclo più grossolano detritico ed uno più massivo e ricco di matrice fine. Tutti i depositi sono riccamente fossiliferi: i frammenti appartengono ad alghe calcificanti, echinidi, briozoi, foraminiferi bentonici (*Amphistegina*) e molluschi epifaunali (pettini, ostriche) i cui biosomi sono spesso embriciati, bioerosi e/o biocolonizzati.

Le Sezioni di Castrocaro Terme e Rio dei Cozzi offrono una buona esposizione dei carbonati organogeni formati in zone di alto morfostrutturale. A Castrocaro Terme, sotto le mura del castello, sono esposti circa 10 m di sezione di calcareniti progradanti verso est, ricchi in letti di trazione ad ostriche e pettinidi, con contatto tipo *onlap* su carbonati fini ad *Amphistegina* spp. ed *Elphidium* spp. (Capozzi & Picotti, 2003). Analogo rapporto stratigrafico si trova nella vicina località di Cave di Bagnolo, in un affioramento purtroppo non più esposto ma documentato da Barchiesi (1988) (Fig. 39).

La Sezione di Rio dei Cozzi permette di analizzare circa 25 m di successione carbonatica in posto sviluppata sull'alto morfostrutturale di Castrocaro. Capozzi & Picotti (2003) ricostruiscono lo sviluppo delle facies in contesti paleoambientali di piattaforma interna (*inner ramp*; sensu Pomar, 2001) formati in ambienti dominati da regimi di onda da tempesta (Fig. 38). La sequenza appoggia in discordanza angolare su torbiditi silicoclastiche tortoniane (Formazione Marnoso-Arenacea; Cremonini et al., 1983); il contatto è erosivo e formato da un livello decimetrico di detrito sabbioso grossolano ricco in frammenti litici sabbiosi, bioclasti (bivalvi epifaunali) e grosse rodoliti (diametri massimi di 10 cm). Nella successione di Rio dei Cozzi si riconoscono 4 cicli carbonatici organogeni formati da 2 emicicli più e meno detritico/bioclastico. Nei livelli detritici si riconoscono strutture sedimentarie decimetriche incrociate o tabulari scheletriche (strati, letti e tasche conchigliari); nei livelli costituiti da una maggior componente pelitica la facies risulta più massiva e meno bioclastica. All'interno dell'ultimo emiciclo pelitico si osservano una frequenza di livelli alternativamente più o meno scuri riferibili ad una maggior o minor frazione pelitica silicoclastica.

L'associazione macrobentonica di Rio dei Cozzi, già studiata da Foresti (1876), è dominata dai molluschi epifaunali dei substrati conchigliari o rigidi: *Aequipecten opercularis*, *A. scabrella*, *Pecten jacobaeus*, *Chama* spp., *Neopychnodonta cochlear* e brachiopodi (*Terebratula* sp.). Foresti (1876) segnala la presenza nei carbonati di Rio dei Cozzi di *Spondylus crassicosta*, *S. gaederopus*, *Crassatina concentrica*, *Gigantopecten latissimus*, *Hinnites crispus*, *Limea strigilata* e *Pecten bipartitus*, quest'ultimo raccolto anche in questo lavoro. Questi sono taxa legati ad acque calde tropicali (*senegalese taxa* sensu Monegatti & Raffi, 2001) di valore biostratigrafico ed estinti nel Mediterraneo circa 2,9-3,0 Ma a seguito di variazioni climatiche a scala globale (biozona MPMU1; *Mediterranean Pliocene Mollusc Units*, Monegatti & Raffi, 2001). La componente algale calcificante e biocostruttrice è rappresentata da frammenti e rodoliti di taxa attribuibile al phylum

Rhodophyta (generi *Lithothamnium* e *Lithophyllum*; Poluzzi et al., 1988). I briozoi sono ben diversificati, rappresentati principalmente dalle forme ramificate rigide Celleporiformi (*Tessarodoma boreale* e *Tervia irregularise*; Poluzzi et al., 1988) indicatori di ambienti ad elevato idrodinamismo e ridotto carico particellare silicoclastico (Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti, 2003). L'inquadramento cronostratigrafico della biocalcarenite di Castrocaro-Rio dei Cozzi è stato fin'ora affrontato principalmente da Poluzzi et al. (1988) e Capozzi & Picotti (2003) che, tramite riferimenti biostratigrafici a foraminiferi, indicano lo sviluppo della piattaforma organogena al passaggio delle biozone MPL4b e MPL5a di Cita (1975). L'intervallo temporale suggerito è noto per essere immediatamente successivo ad una fase climatica significativa per il Piacenziano (*Mid-Piacenzian Warm Period*; Dowsett et al., 2011) e i carbonati organogeni dello Spungone sarebbero relativamente coevi allo sviluppo in contesti bacinali profondi dei sedimenti asfittici del *cluster* sapropelitico “0” (Lourens et al., 1996).

Le Sezioni Rio Giallo, Samoggia e Torre di Ceparano offrono una buona esposizione delle fasi deposizionali interessate dai corpi biocalcarenitici canalizzati progradanti (Fig. 40). La Sezione Samoggia è spessa circa 200 m. Gli studi stratigrafici finora effettuati sono di Marabini (1982) e Capozzi & Picotti (2003) che, a seguito di analisi biostratigrafica a foraminiferi, ne hanno definito i limiti cronostratigrafici generali. I primi 100 m di sezione sono formati da peliti e peliti-siltose in cui si riconoscono 3 fasi laminate scure (sapropels) e dei corpi carbonatici ben cementati cilindrici interpretati sommariamente da Marabini (1982) e Capozzi & Picotti, (2003) come olistoliti; tuttavia l'analisi sul campo non ne esclude un'origine autoctona. Le due fasi deposizionali biodetritiche dello Spungone sono separate da una fase pelitica non esposta. Capozzi & Picotti (2003) segnalano all'interno delle peliti un livello anossico, non rinvenuto in campagna. Il primo episodio biocalcarenitico è formato da 3-4 livelli più sabbiosi, canalizzati e caotici che mostrano verso l'alto un progressivo aumento della componente bioclastica grossolana (*coarsening upward trend*).

L'ultimo livello è composto da una ricca componente bioclastica a bivalvi epifaunali. Il secondo episodio biocalcarenitico di spessore decametrico affiora meglio nella Sezione Castellaccio, posta sulla sponda occidentale del Fiume Samoggia. Le evidenze biologiche e sedimentarie osservate, caratterizzate da letti conchigliari ben embriciati e geometrie decimetriche di tipo cliniforme suggeriscono ambienti deposizionali fortemente disturbati (regime dominato da onde di tempesta). Si riconoscono intervalli di spessore metrico e aspetto caotico, formate presumibilmente a seguito di collassi gravitativi intraformazionali (*intraformational slumps*), riconosciuti anche nella Sezione di Castellaccio (località Pietramora a ovest del Rio Albonello).

La Sezione Torre di Ceparano, presente tra le valli del Torrente Marzeno e del Rio Albonello, si compone di due corpi detritici di spessore metrico separati da un livello pelitico ben affiorante (Fig. 40). La sezione inizia con peliti sabbiose malamente stratificate. Il primo orizzonte bioclastico è formato in parte da una sequenza stratificata biocalcarenitica con strati metrici e decimetrici interposti a fasi più pelitiche che mostrano 2/3 cicli di tipo *coarsening upward trend*; il corpo presenta porzioni caotiche interposte (*intraformational slumps*). La sequenza pelitica tra i due corpi è poco bioclastica con biosomi disarticolati di taxa pelofili epibionti; verso l'alto si notano livelli decimetrici sabbiosi ricchi in bioclasti e frustoli legnosi. Il contatto con il corpo superiore è netto ed erosivo e alla base della biocalcarenite si riconoscono strutture pelitiche da sfuggita. Queste evidenze suggeriscono una formazione improvvisa dell'evento calcarenitico a seguito di flusso sabbioso denso, molto bioclastico e grossolano. Da un primo esame sedimentologico il secondo corpo calcarenitico risulta più grossolano, più bioclastico e meglio cementato del primo che è più silicoclastico. In esso si rinvennero letti conchigliari fittamente accatastati di bivalvi pettinidi (*Aequipecten* spp., *Pecten bipartitus*), grossi biosomi del bivalve epifaunale *Isognomon* cfr. *maxillatus*, rari frammenti di alghe calcificanti, piccole rodoliti e clasti sabbiosi. Secondo i riferimenti cronostratigrafici ricavati in letteratura anche i 4 corpi detritici dello Spungone, come i

carbonati organogeni di Castrocaro-Rio dei Cozzi, ricadrebbero nell'intervallo temporale compreso tra le biozone a foraminiferi MPL4b e MPL5a di Cita (1975) (Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti; 2003).

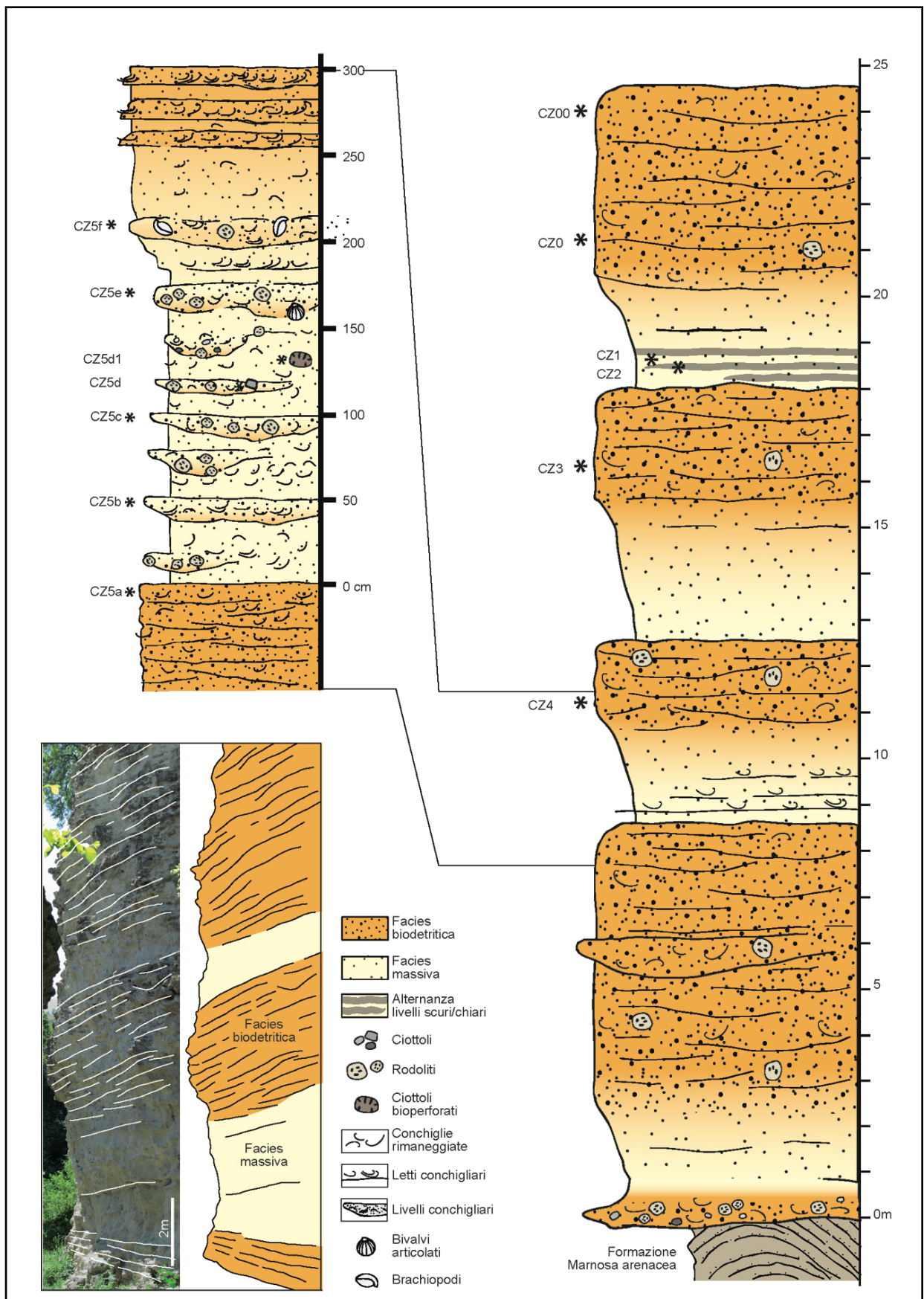


Figura 38. Sezioni di Rio dei Cozzi.

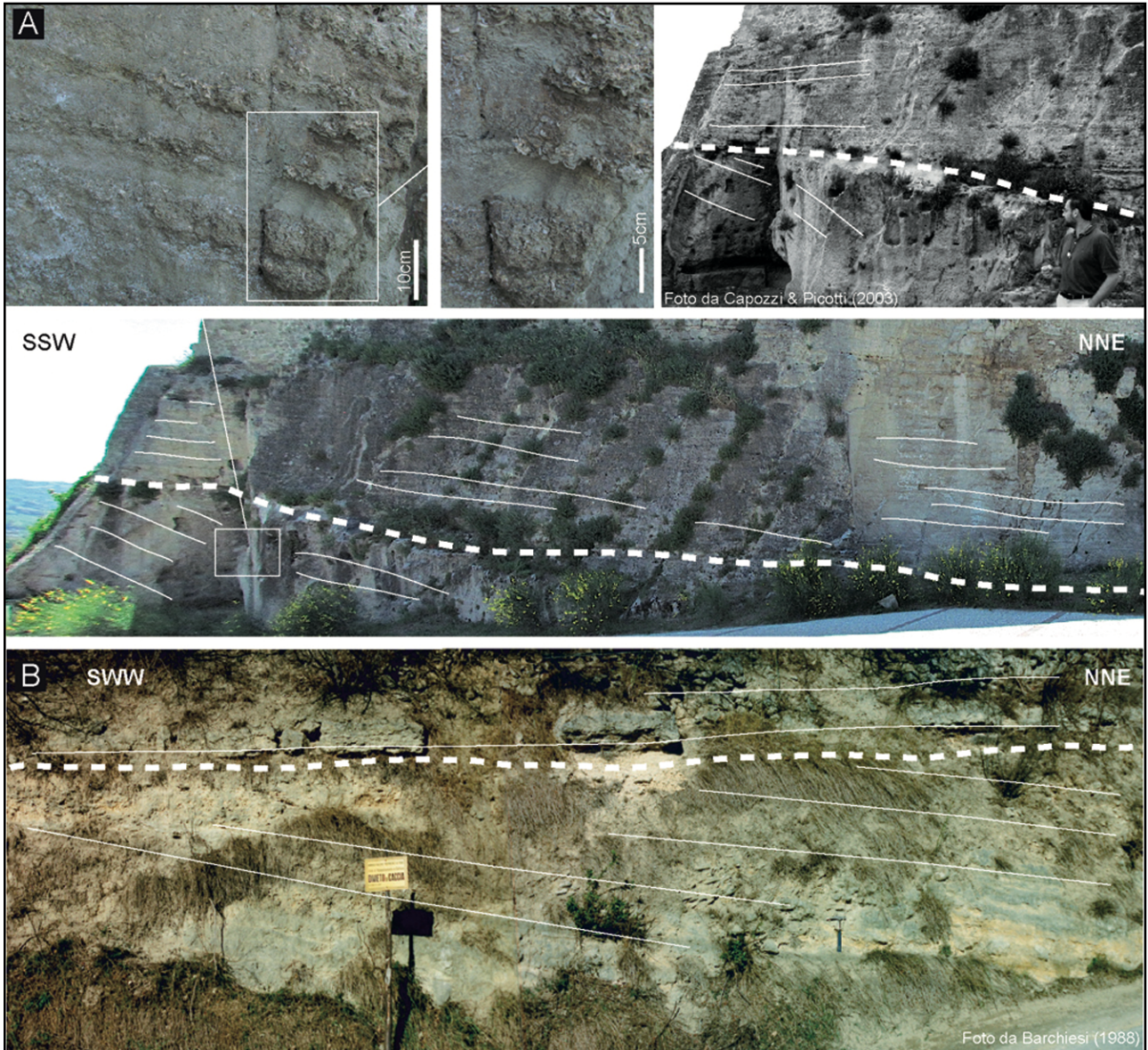


Figura 39. Sezioni di Castrocaro: A) biocalcarenite organogena e dettagli dei letti conchigliari; B) affioramento della Cava di Bagnolo (foto Barchiesi, 1988).

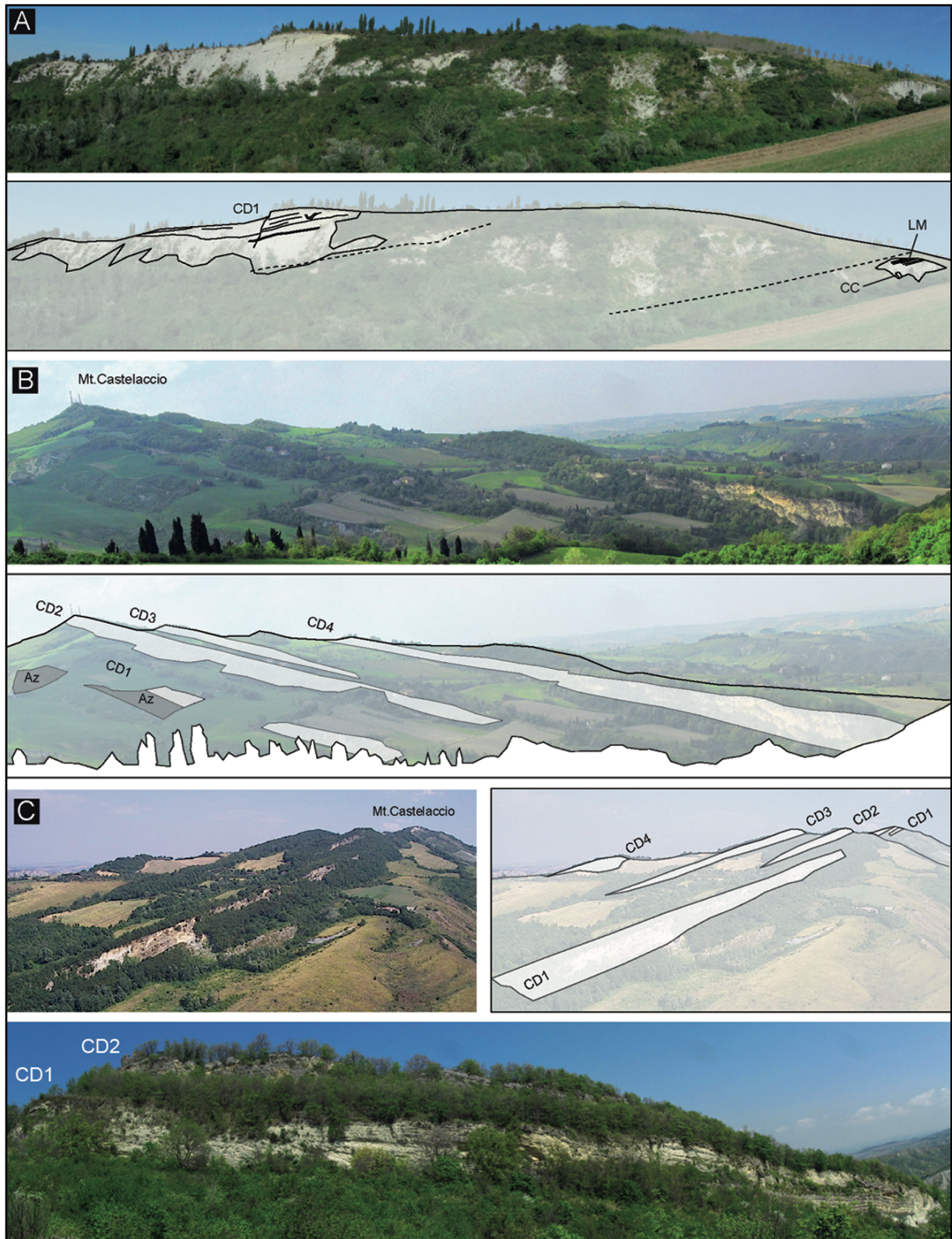


Figura 40. A) Sezione Samoggia, prima biocalcarene (CD1), laminiti (LM) e corpi carbonatici (CC); B) Panoramica dei 4 corpi biocalcarenitici della Val Samoggia (CD) sopra la formazione delle argille azzurre (Az); C) Panoramica della Valle del Rio Albonello; D) Sezione di Ceparano.

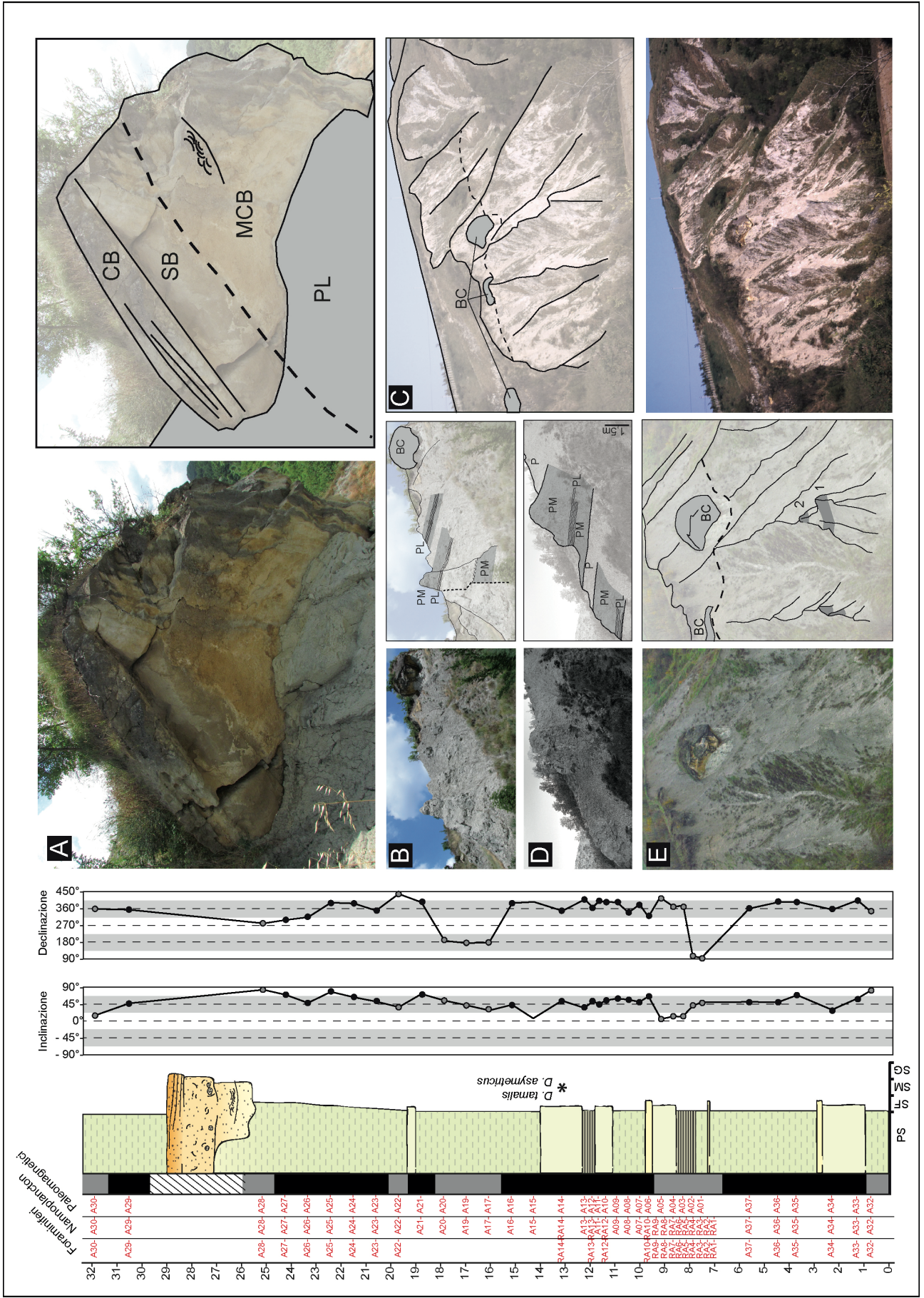
Le sapropeliti delle Sezioni di Fiumana e di Rio Albonello

Nei Bacino di Castrocaro Terme e di Meldola, all'interno delle successioni pelitiche profonde, affiorano sequenze scure laminate sapropelitiche. La Sezione di Fiumana si trova ad est dell'alto morfostrutturale di Castrocaro e in 70 m di peliti massive si riconoscono 5 episodi asfittici scuri ricchi in Carbonio organico (Capozzi & Picotti, 2003; Capozzi et al., 2006a; 2006b). I riferimenti cronostratigrafici suggeriscono di correlare i cicli sapropelitici ai massimi d'insolazione del *cluster* "0", in particolare il primo livello (SAPa1) al ciclo d'insolazione 294 datato a 3,08 Ma e l'ultimo livello (SAPE) al ciclo d'insolazione 282 datato a 2,943 Ma; il sapropel relativo al ciclo d'insolazione 292, il primo del *cluster* "0", non affiora (Lourens et al., 1996; Capozzi et al., 2006a; 2006b). L'elevata paleoproduttività primaria riconosciuta durante la formazione delle laminiti è relazionata non tanto ad un maggior *input* di nutrienti fluviali ma all'elevato irraggiamento solare durante i massimi d'insolazione e i tassi d'accumulo di carbonio organico sono equiparabili a quelli valutati per sedimenti anossici coevi del Mediterraneo. Questo implica che a scala regionale le stesse condizioni di produttività erano mantenute invariate nonostante le differenze morfologiche e sedimentologiche riscontrate nei diversi bacini asfittici (Capozzi et al., 2006a; 2006b). L'analisi microbiologica e geochimica di dettaglio effettuata sulle lamine millimetriche dei saproples, hanno permesso di riconoscere negli abbondanti accumuli di diatomee al fondo un ruolo chiave per i processi di semi-anossia e di preservazione della sostanza organica (Capozzi et al., 2006a; 2006b).

La Sezione di Rio Albonello fu studiata, tramite un'analisi sedimentologica e micropaleontologica, da Cimatti (1982), fu inserita da Capozzi & Picotti (2003) nell'impianto stratigrafico interpretativo del margine pliocenico romagnolo ed è stata recentemente ripresa da Conti (2014) in un lavoro d'analisi paleomagnetica (Fig. 41). La sezione si trova nella porzione più occidentale del bacino ed è in gran parte costituita da peliti per uno spessore totale di 32 m circa. La macrofauna bentonica è formata soprattutto da taxa infaunali sospensivori dei substrati molli di ambiente compresi tra il

circularale profondo e il batiale superiore. La porzione asfittica compare a circa 8 m dalla base della sezione ed è formata da due livelli laminati di 1 m circa di spessore; a circa 7 m si rinviene un livello centimetrico formato da un'associazione biologica oligotipica a *Delectopecten vitreus*, piccolo pettinide dei substrati fangosi profondi che può tollerare anche modeste concentrazioni d'ossigeno disciolto (Ceregato et al., 2007). I livelli laminati sono interposti a fasi pelitiche massive o marnose ben cementate. Al tetto della sezione compare un livello biocalcarenitico lenticolare dello spessore massimo di circa 3 m, formato da sedimento più o meno cementati, con bioclasti di pettinidi rimescolati o formanti letti conchigliari, fauna epifaunale (serpulidi, ostriche) e rodoliti. Interpretato inizialmente come episodio olistolitico, (Cremonini et al., 1982; Capozzi & Picotti, 2003) le evidenze sedimentologiche lo indicherebbero come la manifestazione più distale dell'ultimo episodio detritico canalizzato del Bacino di Castrocaro Terme (Conti, 2014).

Figura 41. Sezione di Rio Albonello e risultati bio-magnetostratigrafici. A) Corpo detritico appoggiato sulle peliti (PL), formato da calcareniti bioclastiche (CB), sabbie bioclastiche (SB) e letti conchigliari (MCB); B) strati marnosi (PM) e laminati (PL) al di sotto del corpo bioclastico (BC); C) panoramica del calanco con i 3 corpi bioclastici principali (BC); D) dettaglio dei livelli laminati; E) profilo del calanco.



ANALISI PALEOECOLOGICA

Studio macrobiologico

La ricerca ha affrontato principalmente uno studio paleoecologico e stratigrafico-sedimentologico del Bacino di Castell'Arquato al fine di stabilire le relazioni tra processi biogenici e sedimentari e chiarire il significato paleoambientale delle biocalcareni. Il prelevamento di campioni è sempre stato preceduto da un'analisi tafonomica e litologica e tale analisi consente di stabilire il volume minimo omogeneo. Per la descrizione dei caratteri tafonomici dei biosomi è stata utilizzata la nomenclatura proposta da Kidwell et al. (1986) e Kidwell e Holland (1991).

Il volume minimo omogeneo è definito come la quantità minima di sedimento necessaria per ritrovare la gran parte (90-95%) dei taxa costituenti l'associazione. Per ottenere tale valore si suddivide il campione in diversi sottocampioni che vengono trattati in laboratorio per estrarre la componente fossilifera (essiccazione in forno a 40°C; lavaggio in soluzione acquosa con diverse concentrazioni di H₂O₂; setaccio del residuo con maglie di 0,8 mm per i macrofossili e 125 µm per i microfossili). La dimensione del volume minimo omogeneo si ottiene quando la funzione tra il numero di specie di macrofossili e la somma volumetrica dei sottocampioni assume un andamento asintotico. La dimensione del volume minimo omogeneo, che per le facies biodetritiche sabbiose è inferiore ai 2 litri e per quelle pelitiche varia dai 5 ai 35 litri, è da relazionare alla concentrazione dei resti organogeni e quindi ai processi di accumulo sedimentario.

Per la stima del numero di individui di ogni specie sono stati inizialmente contati tutti i resti conchigliari interi e frammentari di bivalvi, gasteropodi, scafopodi, policheti e brachiopodi classificati al più basso livello tassonomico possibile. Il riconoscimento tassonomico è stato effettuato utilizzando diversi volumi paleontologici riferiti al Neogene del Mediterraneo, consultando le collezioni dei Musei Paleontologici di Parma e Castell'Arquato e utilizzando le informazioni aggiornate presenti nel catalogo WoRMS (*World Register of Marine Species*; <http://>

www.marinespecies.org/). Per i bivalvi il numero di individui è stato ottenuto elaborando uno specifico metodo statistico che permette, tramite il calcolo delle probabilità delle combinazioni stocastiche, di ottenere un'abbondanza di individui da un determinato numero di valve indifferentemente destre o sinistre. La relazione matematica tra numero di valve e numero di individui, che varia in modo lineare secondo il numero di valve contate, è stata così applicata per quelle abbondanze specifiche superiori alle 10 valve. Per numeri inferiori di conchiglie di bivalvi e per quelle dei gasteropodi il numero di individui equivale al numero di conchiglie contate.

Dall'analisi suddetta sono state ricavate per ogni campione delle matrici di dati desunte dalle informazioni paleoecologiche qualitative (affinità al substrato, trofismo, habitus e biocenosi) e quantitative delle abbondanze di ogni specie. Utilizzando programmi di elaborazione dati sono stati raggruppare i diversi campioni in *s* organizzati secondo parametri statistici (PCA, PCoA e *Cluster Analysis*; programma PAST *Palaeontological Software Statistical*; Hammer & Harper, 2005) per riscontrare e definire dal punto di vista ecologico le somiglianze statistiche significative.

Studio microbiologico

L'analisi paleoecologica di dettaglio delle comunità macrobentoniche delle successioni marino-marginali plioceniche del Bacino di Castell'Arquato è stata integrata con lo studio quantitativo della microfauna bentonica e planctonica della successione sapropelitica profonda della Sezione Stirone. I 64 campioni raccolti sono stati prelevati ad intervalli regolari. Ogni campione, di 5 cm di spessore, è stato essiccato ad una temperatura di 40°C e successivamente pesato. Dopo aver registrato il valore del peso, il campione è stato immerso in soluzione acquosa di H₂O₂, per permetterne lo scioglimento; successivamente si è provveduto ad un accurato lavaggio per eliminare la frazione argillosa. L'ultimo passaggio di questo procedimento è stato un ulteriore essiccamento in forno. Al termine di questi procedimenti è iniziata una dettagliata fase di conteggi dei foraminiferi bentonici e planctonici condotta sul residuo superiore a 125 micron.

Mediante un microsplitter l'osservato è stato suddiviso in frazioni tali da ottenere una quantità di residuo tale che permettesse di contare almeno 300 esemplari di foraminiferi bentonici e 250 planctonici; durante l'operazione di conteggio, si è scelto di considerare per le forme danneggiate solo gli esemplari che comprendevano oltre la metà del plasmotraco originario perché la determinazione potesse essere attendibile. Questi valori sono ritenuti sufficienti per ottenere una osservazione esaustiva del campione prelevato (Van der Plas & Tobi 1965). Dall'analisi sono state ricavate delle curve che descrivono l'abbondanza relativa di alcune specie riconosciute. Per la ricostruzione del quadro paleoecologico e paleocanografico i taxa esaminati sono ritenuti più significativi all'interno della componente biologica dell'intervallo stratigrafico studiato. Utilizzando programmi di elaborazione dei dati i diversi campioni e i corrispondenti intervalli sedimentologici sono stati organizzati secondo i parametri di tipo quantitativo emersi al fine di riscontrare e definire le componenti paleoecologiche emerse. Sull'intera popolazione planctonica e bentonica sono state ricavate le percentuali di abbondanza di ogni taxa lungo la sezione studiata.

RISULTATI

Analisi di facies, icnofacies e biofabric del Bacino di Castell'Arquato

Dall'analisi di facies è stata ricavata una tabella con le interpretazioni sedimentologiche, tafonomiche e icnologiche principali (Tabella 1).

Associazioni faunistiche dei cicli peliti/biocalcarenitici

Con l'obbiettivo di far emergere le caratteristiche ecosistemiche più rilevanti tra i depositi biocalcarenitici e le loro controparti pelitico-sabbiose, vengono ora descritte le evidenze paleontologiche più significative. La matrice di dati utilizzata è stata ricavata da 31 campioni, con 87593 individui distribuiti su 341 taxa. Dai conteggi emergono le seguenti caratteristiche tassonomiche e tafonomiche generali (Fig. 42).

I depositi biocalcarenitici minori e le *facies* di *bottom-* e *topset* in confronto alle *facies* pelitico o pelitico/sabbiose mostrano valori maggiori sia nella ricchezza tassonomica (numero specie/volume minimo) sia nella densità biologica (individui/dm³). In particolare, le biocalcarenitici minori mostrano abbondanze tassonomiche doppie o 4 volte superiori ai corrispettivi orizzonti pelitici, mentre le densità biologiche registrano valori superiori di 10² volte. Nelle biocalcarenitici maggiori la ricchezza tassonomica dei *bottom-* e *topset* mostra, rispetto ai corrispettivi emicicli pelitici, valori superiori compresi tra 1,3 e 3 volte, mentre la densità biologica registra abbondanze superiori di 10² volte.

Le *facies* dei *foreset* delle biocalcarenitici maggiori mostrano i più bassi valori in ricchezza di specie. Questo dato può essere relazionato a processi ambientali stressanti e/o a processi biostratinomici distruttivi sui resti conchigliari (dissoluzione chimica e/o distruzione fisica). La stessa *facies* mostra un ampio *range* di valori di densità biologica, compresi tra 10² e 10⁴ individui per dm³.

In confronto agli intervalli pelitici dei cicli minori, il numero di taxa dei campioni pelitico-sabbiosi presenti tra i corpi biocalcarenitici di MTG3 e MTF risultano doppi. Diversamente, in confronto ai

campioni pelitici dello stesso intervallo, i taxa mostrano valori equiparabili. Nel campione pelitico MG2 dei cicli maggiori, presente tra i corpi di MTG1 e MTG2, si riscontra un numero di taxa analogo alle fasi pelitico-sabbiose sempre dei cicli maggiori ed è costituito da un alto valore di forme carnivore ed ectoparassite.

Per valutare la biodiversità dei campioni studiati si sono utilizzato gli indici di Shannon-Wiener (H') e di Simpson (H), comunemente usati in statistica delle popolazioni per gruppi formati da un numero infinito di elementi. L'indice di Shannon-Wiener si esprime come:

$$H' = -\sum p_i \log p_i$$

dove p_i rappresenta la frequenza numerica della specie rispetto al totale degli individui. Se tutte le specie presentassero la stessa frequenza numerica la diversità rilevata è massima (H'_{max}) ed è pari a $\log N_{sp}$. Il rapporto H'/H'_{max} rappresenta il grado di biodiversità della comunità pari ad un numero compreso tra 0 e 1. L'indice di Simpson, analogo al precedente ma con intervallo numerico dei risultati meno marcato, si calcola come $1-D$ dove D rappresenta la dominanza ossia $D = \sum p_i^2$.

Dai dati si può osservare che il valore di ricchezza in specie tra facies bioclastiche e pelitiche dei cicli minori non mostra significative differenze (Fig. 42). Questo può essere legata, a seconda della facies, a diverse condizioni ecosistemiche che determinano ambienti ecologicamente stabili. I valori minori di H e H' corrispondono ai campioni dei *foreset* dei corpi MTF1 e MTF2, nel *bottomset* di MTF1 e nel campione MG2. In questi campioni si riscontrano elevate dominanza ($p_i \geq 0.8$) da relazionare alla presenza nell'ambiente deposizionale di fenomeni ecosistemici stressanti e fortemente selettivi. La ridotta presenza di fossili registrata nei *foreset* delle biocalcareniti di MTG1 e MTF1 può essere legata a parziale obliterazione conchigliare ad opera di fenomeni di dissoluzione chimica o di distruzione fisica (es. elevato idrodinamismo). Significativa la diminuzione di H e H' riscontrati nei campioni sottostanti la biocalcarenite di MTF1. Questo trend può relazionarsi all'aumento di quei fenomeni ambientali legati alla genesi delle biocalcareniti maggiori i quali

favoriscono specie più generaliste (es: *Timoclea ovata*, *Saccella commutata*, *Corbula gibba*, *Ditrupa* sp., *Anomia ephippium*). In relazione alla formazione dei cicli maggiori, è indicativo il risultato del campione MG2 ubicato nelle peliti tra le biocalcareniti MTG1 e MTG2. Qui si riscontra la marcata dominanza della specie pelofila euribate *Corbula gibba* tipica dei Fondi Mobili Instabili (sensu Pérès & Picard, 1964), ambienti soggetti a improvvise variazioni dei tassi di sedimentazione. In questo caso le peliti, ricche anche di detrito vegetato, possono relazionarsi a fasi climatiche interessate da elevato *runoff* fluviale. I valori maggiori di H e H' dei *topset* di MTF1 e MTF4 (campioni MF7, SA2) possono indicare l'effetto combinato di fenomeni tipo *time-averaging* (Kidwell & Bosence, 1991) caratteristico degli ambienti a sedimentazione condensata e di condizioni ecologiche che favoriscono la diversificazione tassonomica. Le sabbie bioclastiche sovrastanti il corpo di MTF5 (Sezione di Rio Riorzo) mostrano elevata biodiversità tassonomica, corrispondenti a condizioni ambientali stabili analoghe agli attuali fondi mobili infangati dell'infralitorale profondo in contesti deltizi.

I risultati dell'analisi ecologica descrittiva effettuata sulle principali caratteristiche ecosistemiche dei taxa determinati (trofismo, habitus e stile di vita) hanno permesso di proporre 16 classi (Fig. 42): Erbivori/Brucatori (EB); Detritivori: Epifaunali (DEF), Semifaunali Vagili (DSIV), Infaunali (DIF); Sospensivori: Epifaunali Vagili (SEFV), Sedentari (SEFS) e Sessili (SEFSS), Semifaunali Vagili (SSIV) e Sedentari (SSIS), Infaunali Vagili (SIFV), Sedentari (SIFS) e Sessili (SIFSS); Necrofagi (N); Ectoparassiti (EP); Carnivori: Epifaunali (CEF) ed Infaunali (CIF). I risultati più importanti si riscontrano nelle biocalcareniti (minori e maggiori) dove si rinvencono taxa erbivori-brucatori con valori in numero di specie e individui significativamente maggiori dei corrispettivi livelli pelitici in cui sono spesso assenti o poco rappresentati. Questo gruppo trofico è composto da gasteropodi epifiti (*Bittium* sp., *Alvania* spp., fam. Rissoidae, fam. Fissurellidae) in buono o eccellente stato di conservazione che suggerisce, rispetto al deposito, una loro autoctonia. La loro

presenza in ambienti circalitorali ritenuti afotici o fortemente sciafili (Monegatti et al., 2001) presuppone invece la presenza di condizioni ecosistemiche ideali a substrati vegetati a fanerogame e/o ad alghe non esclusivamente sciafile (alghe rosse o phylum Rhodophyta). Nelle biocalcareniti minori si osserva, rispetto ai corrispettivi livelli pelitici, valori maggiori in specie e numero relativo di individui afferenti ai detritivori infaunali del genere *Tellina sp.* e dalle specie *Nucula nucleus* e *N. jeffreysi*. Nel Mediterraneo attualmente queste specie prediligono ambienti sabbiosi dell'infralitorale o circalitorale superiore a marcato idrodinamismo (Picard, 1965; Terlizzi et al., 2003; La Perna, 2007). I livelli pelitici sono maggiormente rappresentati da forme detritivore seminfaunali ubiquitarie come *Saccella commutata* o *Dentalium sp.* legate a substrati morbidi e stabili. Tra i detritivori infaunali significativa è la presenza nei livelli pelitici di *Abra nitida*, specie pelofila tollerante la scarsa ossigenazione al fondo (D'Alessandro et al., 2004). Nei cicli maggiori queste evidenze sono meno marcate anche se le abbondanze dei taxa suddetti mostrano distribuzioni analoghe secondo le litofacies descritte.

La matrice di dati utilizzata per l'Analisi della Componente Principale (PCA) o per l'analogo non parametrico ossia l'Analisi delle Coordinate Principali (PCoA) comprende i dati ecologici originali ricavati da 31 campioni, con 87593 individui distribuiti su 341 taxa. La matrice è costruita dai 31 campioni e dalle 16 classi ecologiche impiegate anche per l'analisi ecologica descrittiva (Fig. 43). La matrice di dati utilizzata per la *Cluster Analysis* comprende 29 campioni, 81319 individui rappresentanti da 135 taxa che rappresentano una selezione dell'informazione originale effettuate a livello di specie, o generi di più specie affini inclusi in essi. Inoltre sono stati esclusi quei taxa presenti in meno di 3 campioni o le specie con un singolo individuo. Per chiarire l'efficacia del metodo e dell'impianto teorico, sono stati affiancati a questi dati di campioni inediti quelli di due lavori quantitativi effettuati nel Bacino di Castell'Arquato; precisamente nella Sezione di Rio Stramonte (sigle da MR871 a MR874; Monegatti & Raineri, 1987) e Sezione di Monte Falcone

(sigle MR971 a MR975; Monegatti et al., 1997). Lo scopo della *Cluster Analysis*, della PCA e della PCoA è di ridurre la complessità del sistema e il disturbo del "rumore di fondo" dei dati ininfluenti dal punto di vista statistico. A tal fine per agevolare l'elaborazione si è prima proceduto ad una trasformazione lineare (metodo della radice quadrata per la PCA e PCoA e cubica per la *Cluster Analysis*) seguita alla conversione di ogni dato in un nuovo valore percentuale riferito all'insieme dei dati del campione.

Dalle analisi statistica multivariata della PCoA, effettuata sulla matrice di dati ricavata dalle abbondanze di ogni classe trofica, emergono due coordinate principali. La Coordinata 1 separa un ad erbivori/brucatori e detritivori epifaunali dai sospensivori epifaunali sessili, sedentari e vagili; la Coordinata 2 organizza il gruppo degli erbivori/brucatori e detritivori epifaunali dai detritivori seminaunali vagili e dai sospensivori infaunali sessili e sedentari. La Coordinata 1 può essere relazionata al forzante ecosistemico dell'idrodinamismo: erbivori/brucatori e detritivori epifaunali (esempio famiglie Rissoidae e Fissurellidae) prediligono acque a moderato disturbo fisico attribuibile agli ambienti biocalcarenitici delle facies dei *topset* dei cicli maggiori o per i cicli minori; gli epifaunali sospensivori (esempio *Anomia ehippium* e *Aequipecten* spp.) tollerano condizioni opposte con marcato idrodinamismo ricostruibili per gli ambienti biocalcarenitici delle facies dei *bottom-* e dei *foreset*. Tramite analogia interpretazione paleoecologica la Coordinata 1 può motivare la differenziazione tra il degli epifaunali degli ambienti calcarenitici disturbati da quello degli infaunali sospensivori e detritivori degli ambienti infangati. La Coordinata 2 può essere relazionata alla torbidità delle acque: acque più limpide favoriscono lo sviluppo di substrati vegetati (fanerogame o alghe) ideali per le forme epifite, mentre, condizioni delle acque ricche di detrito particellare terrigeno ed organico in sospensione, riducono o eliminano tale condizione a vantaggio dei sospensivori infaunali (principalmente *Corbula gibba*) e detritivori seminaunali (*Saccella commutata*). Queste assunzioni implicano variazioni oceanografiche a scala regionale.

Con la *Cluster Analysis* è stato ricavato un dendrogramma prodotto incrociando i dati dei campioni (*Q-mode*) con quelli delle variabili tassonomiche ridotte (*R-mode*) con il metodo statistico di *Ward* della Minima Varianza (Fig. 44). I campioni si organizzano in 4 *clusters* principali che riproducono abbastanza bene le 4 classi litologiche riconosciute: peliti dei cicli maggiori (campioni da MF1 a MF3); sabbie pelitiche non cementate con frequenti bioclasti degli intervalli interposti alle biocalcareniti maggiori (da MR975 a MR974); biocalcareniti dei cicli minori e maggiori (da CLP3 a SA2); peliti dei cicli minori (da MR873 a CLP2). Questi risultati corroborano e formalizzano le osservazioni qualitative in cui emergevano differenze sostanziali tra le associazioni macrobentoniche pelitiche e quelle biocalcarenitiche.

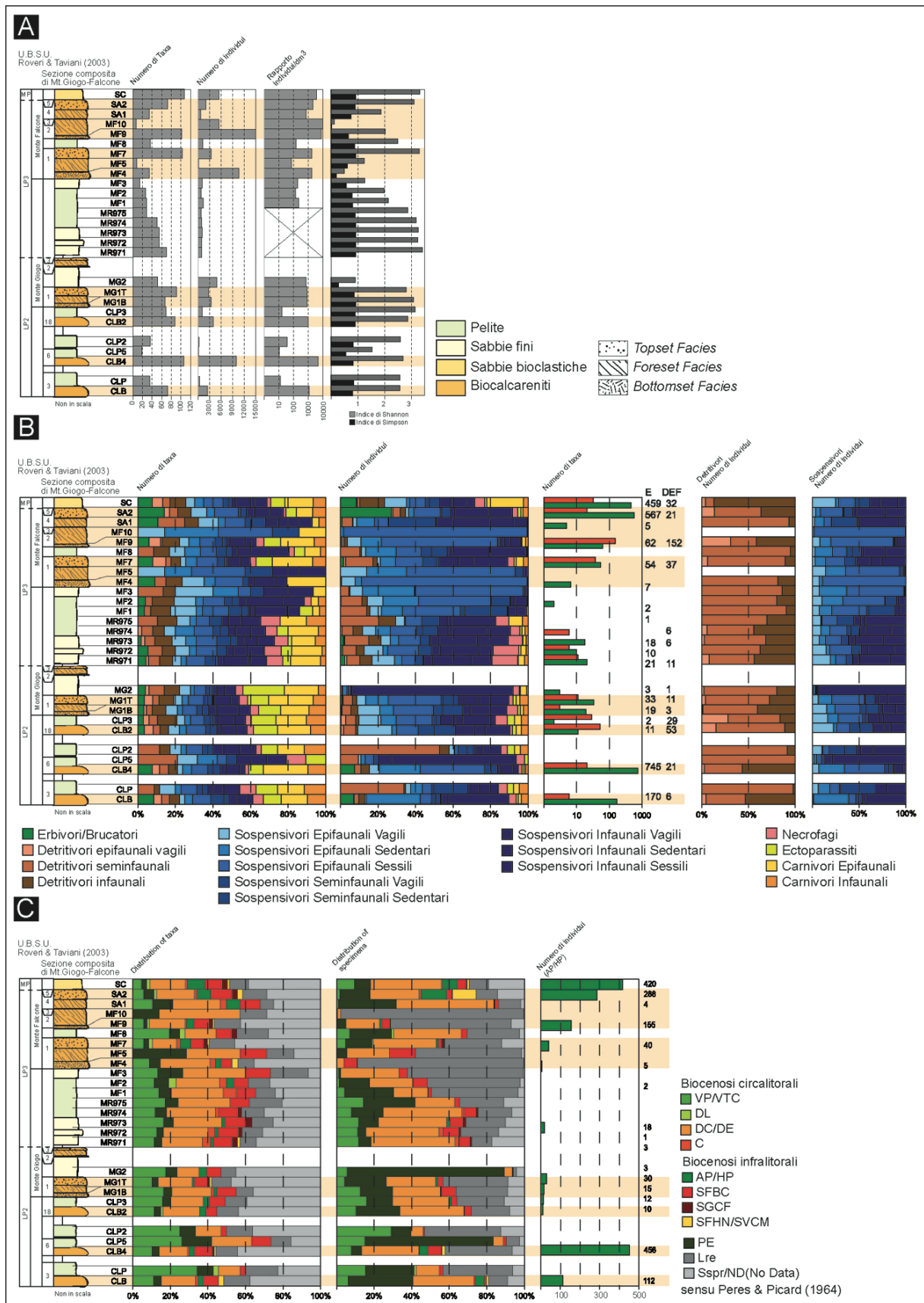


Figura 42. Risultati paleoecologici: A) risultati tafonomici principali; B) risultati dei dati trofici; C) risultati dei dati paleobatimetrici ottenuti sulle biocenosi riconosciute.

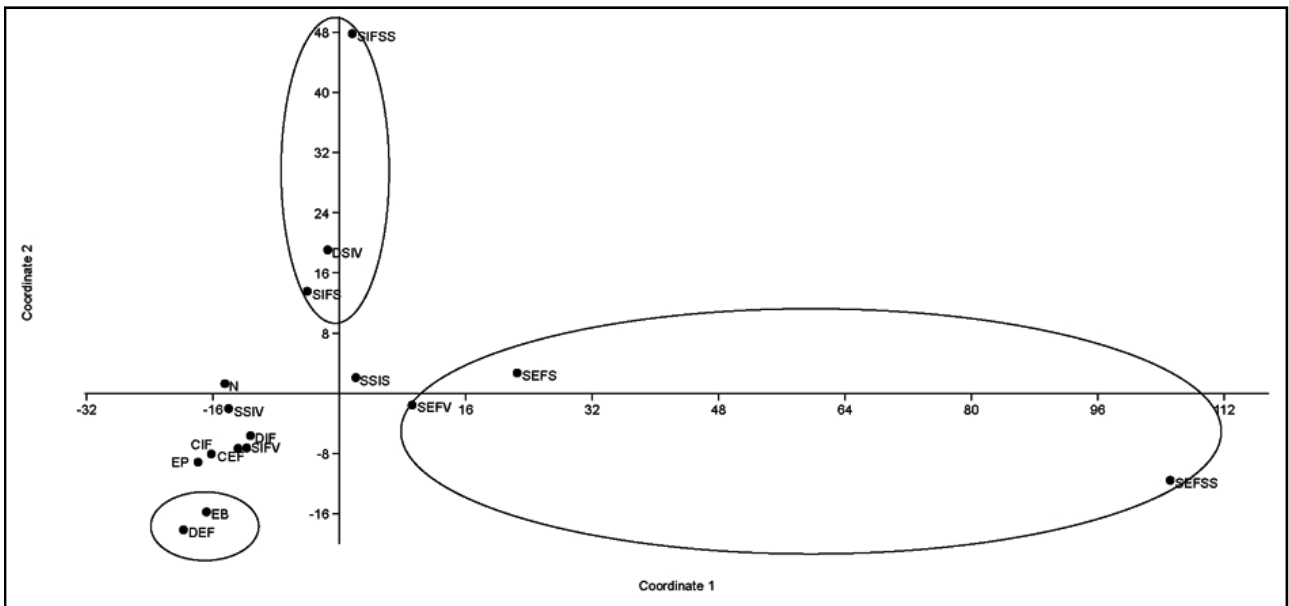


Figura 43. Risultati della Analisi delle Coordinate principali.

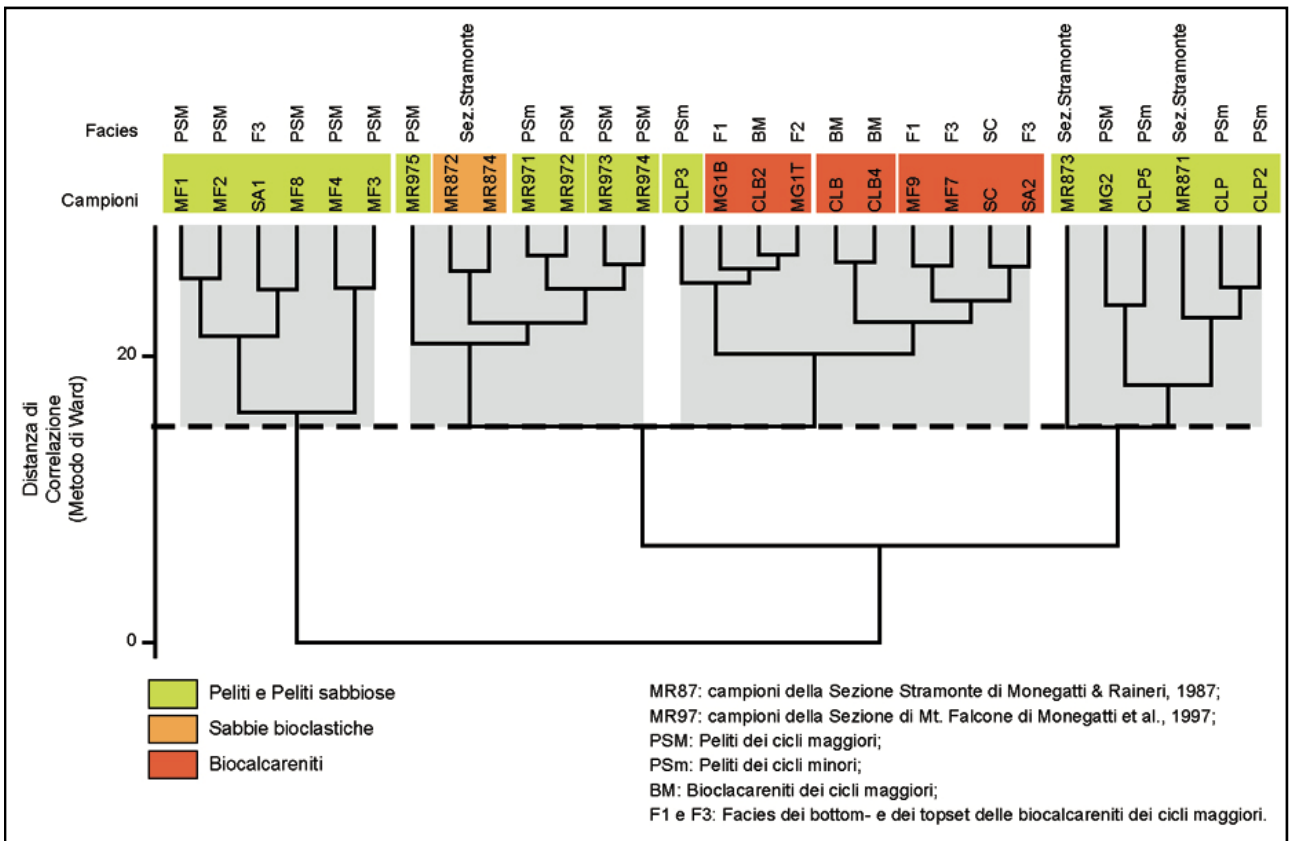


Figura 44. Risultati della Cluster Analysis.

Associazioni faunistiche dei cicli sapropel/marne della Sezione Stirone

Scopo di questa analisi è di chiarire il significato paleoecologico della ciclicità sedimentologica (sapropels/marne) e biologica (associazioni faunistiche, biodiversità e rapporto plancton/benthos) in relazione a forzanti oceanografici e climatico/astronomici. I risultati ottenuti riguardano il tratto anossico marcato dai livelli laminati più evidenti compreso tra i campioni S20 e S55. Nei 35 campioni esaminati sono stati riconosciuti 27 taxa a foraminiferi planctonici e 164 taxa bentonici.

Il lavoro integra l'analisi micropaleoecologica effettuata sullo stesso intervallo da Capotondi (1990) aggiungendovi un maggior dettaglio stratigrafico. Per i significati paleoclimatici e paleoceanografici dei taxa planctonici sono stati adottati i riferimenti bibliografici di Capotondi (1990) e Turco (1991) ossia i criteri di Bé & Hutson (1977) e Thunel (1978) mentre per i taxa estinti è stato attribuito l'analogo significato delle forme, morfologicamente simili, attualmente presenti secondo i criteri di Thunell (1979). I riferimenti bibliografici di Capotondi (1990) e di Panieri (1996) sono stati utilizzati per la determinazione paleoecologica dei taxa bentonici assieme ai lavori successivi riguardanti le faune dei sedimenti asfittici mediterranei (Jorissen, 1995; 1999; Rio et al., 1997; Schmiedl et al., 2003; Melki et al., 2010; Incarbona et al., 2011)

L'intervallo sapropelítico della Sezione Stirone viene suddiviso in intervalli stratigrafici informali caratterizzati da conformità paleobiologica. Nell'intervallo compreso tra i campioni S20 e S30 si osserva una dominanza di taxa planctonici legati principalmente ad acque delle fasce temperato/fredde (*Neogloboquadrina acostaensis*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina bulloides*) con picchi d'abbondanza in corrispondenza degli intervalli laminati correlati ai cicli sapropelíticos 102 e 103 del *cluster* "0" (Cau, 2008). Nel Mediterraneo attuale *N. acostaensis* è sostituita dal corrispettivo tassonomico *N. pachyderma* che mostra massima dominanza in corrispondenza di alti livelli di fertilità (Pujol & V. Grazzini, 1995). Nei campioni S29 e S30 si registra un calo marcato delle forme "freddo-temperate" sostituite da taxa maggiormente relazionati ad acque delle fasce

climatico temperato-tropicali (*Globigerinoides spp.*, *Globoturborotalita decoraperta*, *Orbulina universa*). La distribuzione delle forme bentoniche mostra nelle fasi marnose (campioni S22-23 e S28-29-30) un'elevata ricchezza biologica ($H' \geq 3$) e in particolare, risulta significativa l'abbondanza di forme detritivore epifitiche (esempio: *Cibicides lobatus*, *Cibicides cf. floridanus*, *Asterigerinata planorbis*; Jorissen, 1987; Jorissen et al., 1991). Nei campioni del ciclo sapropelítico 102 emerge un moderato incremento di forme legate a substrati scarsamente ossigenati (*Bolivina dilatata*, *B. sphaatulata*, *Bulimina exilis*); questo è in accordo con analoghe evidenze paleobiologiche emerse su altri sedimenti sapropelíticos (Jorissen, 1999).

Nell'intervallo compreso tra i campioni S30 e S50 si osserva un *trend* di riduzione delle forme planctoniche legate ad acque temperato/fredde a favore di *Globorotalia bononiensis* che compone associazioni semi-oligotipiche in corrispondenza delle fasi anossiche laminate ossia dei cicli sapropelíticos 104, 105, 106 e 107 del "O" (Cau, 2008). I taxa delle acque freddo-temperate mostrano limitati picchi d'abbondanza in corrispondenza delle fasi anossiche ben laminate. Oggi nel Mediterraneo *G. inflata* sostituisce l'analogo tassonomico *G. bononiensis* e mostra massimi d'abbondanza in corrispondenza di alti livelli di fertilità (Rohling et al., 2004; Becker et al., 2005). L'associazione bentonica è segnata da marcate oligotopie in corrispondenza dei livelli anossici, rappresentati dalle elevate dominanze di forme tolleranti la scarsa ossigenazione al fondo. Nei livelli marnosi le associazioni sono più diversificate e sono formate principalmente da specie tipiche dei fanghi batiali ben ossigenati. Valori significativi delle forme detritivore epifitiche si registrano nella fase marnosa precedente gli ultimi cicli sapropelíticos; questa evidenza corrisponde al picco di forme planctoniche temperato-calde registrato nei campioni 41,42 e 43.

Nell'intervallo compreso tra i campioni S50 e S55 le marne mostrano un aumento relativo delle forme planctoniche legate ad acque oligotrofiche temperato/calde delle fasce tropicali e subtropicali. Nel campione S55 in corrispondenza di peliti scure è registrato un ritorno ad

associazioni planctoniche analoghe ai precedenti livelli marcatamente sapropelatici dominato da taxa di acque temperato-fredde. L'associazione bentonica mostra elevata biodiversità ed è formata da un ricco insieme di specie dei fanghi batiali ben ossigenati e da forme epifittiche. Come per l'associazione planctonica anche quella bentonica mostra, in corrispondenza dell'ultimo evento ipossico, una riduzione del valore in biodiversità corrispondente ad un aumento della dominanza delle forme tolleranti scarsa ossigenazione al fondo.

Queste osservazioni si conformano abbastanza bene a quelle già evidenziate da Capotondi (1990) a cui si aggiunge un maggior dettaglio nello studio della sezione e del campionamento che ha permesso di definire i limiti stratigrafici degli episodi laminati anossici e una precisa correlazione con i parametri milankoviciani (Cau, 2008) (Fig 45 e 46). In Capotondi (1990) in particolare, tramite la distribuzione dei foraminiferi planctonici, sono proposte diverse condizioni delle acque superficiali. L'associazione planctonica dominata dal gruppo delle *Neogloboquadrine* (*N. planispira*, *N. premurosa*, *N. pachyderma*) di Capotondi (1990) è comparabile a quella riconosciuta in questo studio come *Neogloboquadrina acostaensis* gr. Essa è rinvenuta nelle laminiti centrali dell'intervallo anossico e viene collegata ad acque molto produttive (Zachariasse & Spaak, 1983; Tolderlund & Bé, 1971) interessate anche da *upwelling* (Thunell & Reynolds 1984; Zhang 1985). Le associazioni dominate da *Globorotalia bononiensis*, riconosciute da Capotondi (1990) come nel presente lavoro, si trovano nella parte terminale della sequenza laminitica. Il significato ecologico di questo taxon è ritenuto analogo a quello di *G. inflata* (Zachariasse & Spaak; 1983), specie con ampio spettro latitudinale (acque sub-tropicali e sub-polari) e la sua abbondante presenza può inoltre indicare per le acque superficiali una ridotta salinità' simultanea a stratificazione della massa d'acqua.

Le caratteristiche tassonomiche delle associazioni a foraminiferi bentonici riconosciute da Capotondi (1990) sono in generale confermate in questo studio. Le oscillazioni molto marcate della

composizione microfaunistica testimonia un ambiente al fondo molto instabile in cui a fasi di bassa ossigenazione si intercalano fasi di maggiore ossigenazione. Le forme meglio rappresentate risultano essere quelle infaunali che tollerano acque a basso contenuto d'ossigeno e preferiscono ambienti con alta concentrazione di nutrienti (*Bolivina argentea*, *Buliminella exilis* e *Bulimina elongata*; Van der Zwaan et al., 1991; Jorriksen, 1999). Le associazioni dominanti da *Cassidulina neocarinata* e *Uvigerina peregrina*, possono relazionarsi ad ambienti asfittici relativamente meno esigenti (Van der Zwaan et al., 1991). *U. peregrina* inoltre predilige sedimenti ricchi in carbonio organico e nutrienti d'origine fluviale (Van der Zwaan, 1982).

In conclusione, per l'intervallo laminato della Sezione Stirone, Capotondi (1990) propone un quadro interpretativo simile a quello delle sequenze sapropelitiche coeve del Plio-Pleistocene mediterraneo. Il ripetersi di diverse associazioni microbiologiche rappresenta la risposta ecologica ciclica a differenti fattori ecosistemici e diverse condizioni idrologiche. Le conclusioni paleoclimatiche e paleoceanografiche dedotte dal dato biologico sono corroborate anche dai risultati isotopici ricavati dalla sezione. In generale, si riconoscono condizioni delle acque pre-sapropelitiche relativamente più calde ed oligotrofiche di quelle laminitiche. Segue un decisivo cambiamento delle condizioni paleoceanografiche durante la sedimentazione asfittica, in cui si registra un aumento della produttività (notevole presenza delle *Neogloboquadrine*) in seguito ad elevato apporto di materia organica (covarianza dei valori isotopici del ^{18}O e ^{13}C in *G. bulloides*) di plausibile origine continentale (elevato *run-off* fluviale). Infine, nell'intervallo post-laminitico, si ripristinano condizioni di buona ossigenazione al fondo testimoniate dall'aumento del numero degli individui e dalla diversificazione delle forme bentoniche.

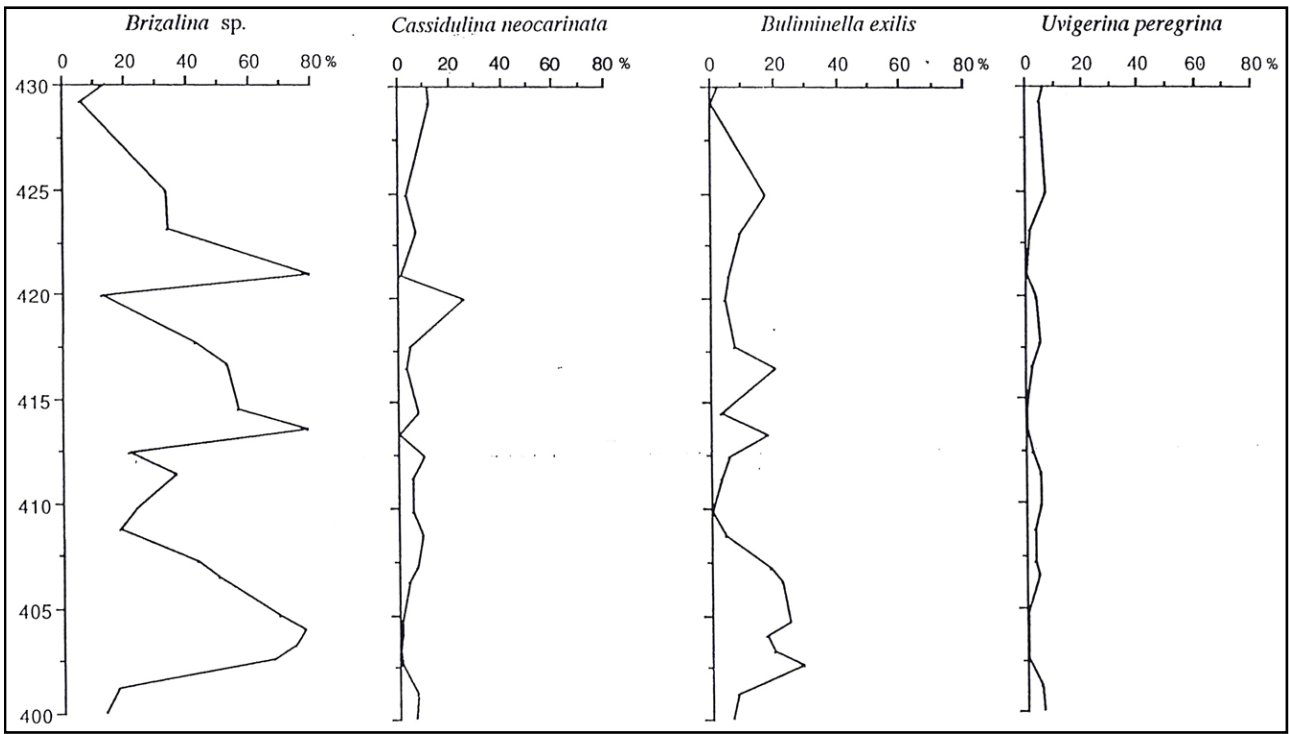


Figura 45. Distribuzione quantitativa dei principali Foraminiferi bentonici presenti nell'intervallo laminato della Sezione Stirone (Capotondi, 1990).

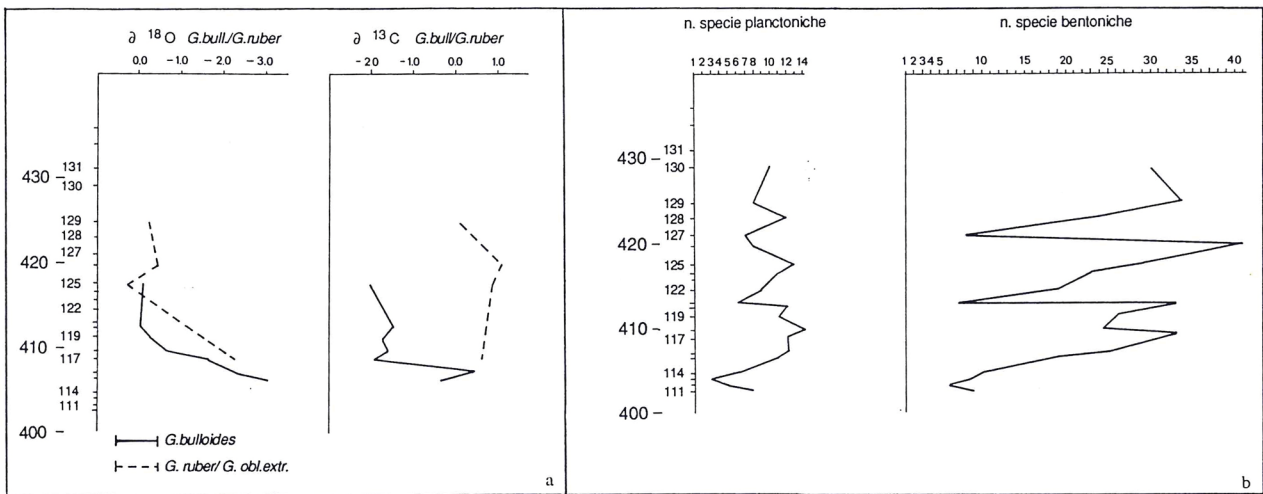


Figura 46: A) Analisi isotopiche dell'Ossigeno e del Carbonio effettuate su *G. bulloides* e *G. ruber*; B) Numero di specie di foraminiferi planctonici e bentonici presenti nell'intervallo laminato (Capotondi, 1990).

DISCUSSIONE

Modello per la formazione delle biocalcareniti

Nel Bacino del Mediterraneo la formazione dei corpi biocalcarenitici plio-pleistocenici è stata messa in relazione principalmente a variazioni eustatiche a scala regionale (Massari & Chiocci, 2006). Il loro sviluppo in intervalli temporali ben definiti, coevo ai sapropelitici e controllato da forzanti astronomici è stato suggerito inizialmente da Roveri & Taviani (2003).

Nel Bacino di Castell'Arquato si trovano cicli biocalcareniti-peliti a piccola e grande scala. In generale, rispetto agli emicicli pelitici, gli orizzonti biocalcarenitici di diversa scala mostrano tra loro affinità sedimentologiche e biologiche. Questo suggerisce che i processi di formazione di entrambi i depositi biodetritici fossero analoghi, ossia legati a sedimentazione sabbiosa grossolana di origine sia fluviale sia intrabacinale (cannibalizzazione), prolungate fasi di sottoalimentazione (*starvation*) caratterizzate da elevato idrodinamismo e rimobilitazione del detrito conchigliare e situazioni trofiche ideali per sostenere catene ecologiche complesse e ben differenziate. Le difformità riscontrate tra i depositi di diversa scala (dimensioni, geometrie interne, presenze e/o assenze tassonomiche) sono quindi da attribuire solamente alla diversa intensità dei forzanti che ne controllano la formazione.

I dati biologici ottenuti indicano che le biocalcareniti hanno, rispetto alle peliti di offshore circostanti, una presenza maggiore e significativa di forme erbivore epifitiche e detritivore epifaunali e un numero maggiore di specie infralitorali giustificata più che a fenomeni di trasporto (alloctonia) a spostamento in contesti più profondi di quelle condizioni ecologiche ideali per queste specie. In particolare le informazioni paleobatimetriche, ricavate dall'insieme delle biocenosi specifiche (sensu Pérès & Picard, 1964), suggeriscono una profondità degli ambienti biocalcarenitici e pelitici sostanzialmente simile (tra la zona di transizione e l'offshore; piano infralitorale profondo e circalitorale superiore della piattaforma). Viceversa, la minore profondità

dei depositi di Monte Falcone rispetto a quelli di Lugagnano/Monte Giogo è spiegabile attraverso il trend generale shallowing-upward della successione, legato al riempimento progressivo del bacino e al sollevamento tettonico del suo margine interno; il trend generale è marcato da accelerazioni registrate da importanti unconformity (Monegatti et al., 2001).

Queste conclusioni sulla componente macrobentonica delle successioni marginali del Bacino di Castell'Arquato sono confrontate con i risultati dell'analisi paleoecologica effettuata sui foraminiferi bentonici e planctonici presenti nella successione bacinale anossica della sezione Stirone (Capotondi, 1990; Cau, 2008). In questo intervallo si riscontrano in relazione alle diverse facies laminata o marnosa, delle importanti variazioni delle associazioni microfaunistiche

La formazione dei livelli sapropelitici viene relazionata a fasi climatiche interessate da frequenti ingressi di acque relativamente più fredde d'origine fluviale, con conseguente apporto elevato di sedimento fine particellare e nutrienti; quest'ultimo fattore porta ad eutrofia delle acque e *bloom* delle forme planctoniche opportuniste in contesto neritico secondo il modello di Rohling & Gieskes (1989) e successive integrazioni. L'elevato apporto di carbonio organico disciolto di origine continentale porta anossia batterica al fondo e sviluppo di sedimenti laminati e associazioni marcatamente oligotopiche tolleranti la semi-anossia.

Le fasi marnose, sia intercalate sia esterne alla fase anossica, mostrano maggior ricchezza biologica e sono formate da associazioni planctoniche maggiormente attribuibili ad acque relativamente più calde oligotrofiche delle fasce temperato-subtropicali. Nel caso del Bacino di Castell'Arquato tali evidenze possono collegarsi a fasi di scarso *run-off* fluviale e apporto di nutrienti. L'associazione microbentoniche, più diversificate di quella dei livelli laminati, presenta forme dei fondi fangosi ben ossigenati assieme a taxa epifitici. In analogia alle evidenze effettuate sui macrobentonici dei depositi marginali (Sezione Lugagnano), la presenza nei cicli marnosi profondi di maggiori concentrazioni di foraminiferi epifitici verosimilmente risedimentati avvalorano la presenza, in

contesti di piattaforma interna considerati afotici o sciafili, di substrati vegetali fotofili.

Nella Sezione di Lugagnano, i dati di Rio et. al (1988) sulle associazioni microfaunistiche bentoniche non permettono di riconoscere una ciclicità biologica in funzione dei cicli calcarenitici/pelitici poiché il campionamento ha interessato esclusivamente le frazioni fini e non quelle sabbiose. Tuttavia, utilizzando i riferimenti cronostratigrafici (ATNTS, 2004) le fluttuazioni paleobatimetriche estrapolate dal dato biologico mostrano una buona correlazione con le variazioni eustatico-climatiche desumibili dalle curve del $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ e del livello del mare (Miller et al., 2011).

In generale i risultati microfaunistici dei sedimenti asfittici della Sezione Stirone mostrano analogie con quelli ricavati dai sapropel neogenici del Mediterraneo, i quali sono strettamente relazionati a variazioni dell'ossigenazione al fondo di ampiezza e significato regionale (Sgarella et al., 2012). La formazione delle laminiti della sezione Stirone è quindi attribuibile a condizioni di anossia e semi-anossia al fondo e come per altre sezioni neogeniche mediterranee, ciò può essere imputato a variazioni cicliche di forzanti climatico-oceanografici a scala precessionale (Cau, 2008).

La ciclicità calcarenitica/pelitica, così come quella sapropelitica/marnosa può essere legata a variazioni climatiche globali che controllano l'input fluviale e il carico di sedimenti e nutrienti verso il bacino. Il modello genetico che si propone per i cicli calcarenitici/pelitici prevede una lettura armonica e sequenziale con legami causa/effetto dei forzanti climatici ed ecosistemici riconosciuti e ritenuti maggiormente implicati, in conformità con l'impianto interpretativo più accreditato per la formazione dei cicli sapropelitici/marnosi (Fig. 47).

Durante i massimi d'eccentricità si determinano fasi relativamente più calde al cui interno si sviluppano oscillazioni ancora più marcate tra i minimi e massimi di insolazione. Nelle fasi climatiche dei minimi d'insolazione si hanno periodi relativamente più aridi che producono nel bacino afferente substrati scarsamente vegetati. In ambito neritico si ha una limitata sedimentazione, i depositi sono soggetti a continuo rimaneggiamento fisico (*storm- and wave-dominated regime*;

Massari & Chiocci, 2006), le acque oligotrofiche sono caratterizzate da prolungate fasi limpide che permettono oscillazioni profonde della zona fotica in ambienti abitualmente afotici o sciafili. Questa condizione porta lo sviluppo nella piattaforma interna di substrati vegetati algali e/o a fanerogame colonizzati da molluschi epitifi. L'ingresso di sedimento ed acque fluviali relativamente più fredde e dense avviene con episodi sporadici ma con carico sabbioso elevato presumibilmente a seguito di fenomeni di tipo “catastrofico”.

Negli emicicli opposti dei massimi di insolazione si determina un clima relativamente più umido che determina nel bacino afferente dei substrati altamente vegetati. Le frequenti precipitazioni portano una maggior sedimentazione negli ambienti bacino marginali. Si formano acque più eutrofiche caratterizzate da prolungate fasi ad alta torbidità che portano ad oscillazioni della zona fotica verso la superficie e relativo collasso dei substrati vegetati carbonatici. Il *run-off* fluviale avviene con intensità costante, frequenza stagionale e con elevato carico limoso.

Il modello applicato ai cicli minori si applica anche agli analoghi di maggior scala, presupponendo però che gli stessi fenomeni ecosistemici agiscano su questa tipologia di deposito con intensità maggiore. A differenza dei cicli minori, i corpi biocalcarenitici di MTG1 e parzialmente anche di MTG2, hanno geometrie e *facies* che indicano una storia deposizionale più complessa.

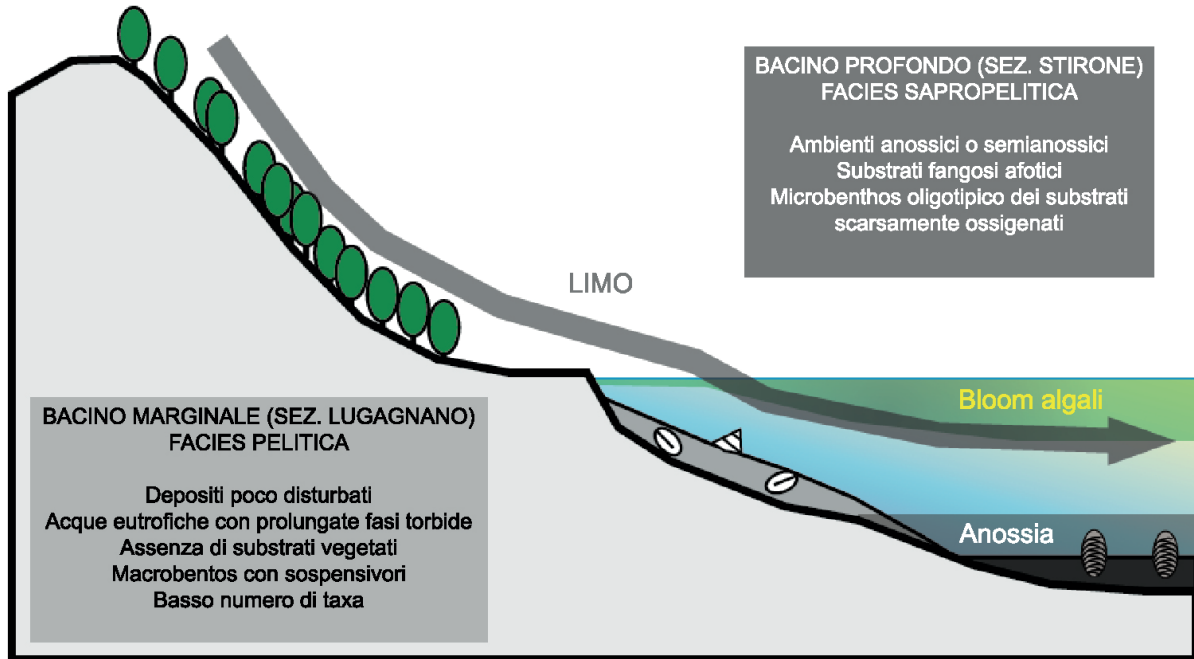
La fase sedimentaria iniziale, preceduta da un situazione ambientale principalmente pelitica, è interessata dall'ingresso nel bacino di sabbie bioclastiche (*facies* dei *bottomset*) con fenomeni relativamente improvvisi e intensi; questi producono letti conchigliari a volte ben embriciati o disordinatamente accatastati formati da grossi individui di *Corbula gibba* e *Acantocardia sp.* o a pettinidi e mitili (*outer ramp* sensu Pomar, 2001). La fase stratigraficamente successiva mostra un passaggio graduale da *facies* basali a quelle centrali, segnata da episodi di scarsa sedimentazione riconoscibili da superfici orizzontali colonizzate da grossi balani. Le sabbie ben cementate poco fossilifere si organizzano in clinoforni più spessi ed evidenti verso l'alto e frequentemente oblitterati

dalla bioturbazione. Questa facies è relazionata ad una situazione morfologica che favorisce lo sviluppo di geometrie marcatamente progradanti. Gli ambienti sono interessati da elevato idrodinamismo, con substrati alternativamente più o meno bioclastici (clinoformi). L'associazione biologica è esclusivamente epifaunale dei substrati conchigliari o detritico grossolani e adattata a episodi ambientali fortemente stressati da rimobilitazione e correti al fondo (*ramp slope* sensu Pomar, 2001). La *facies* terminale e sommitale delle biocalcareniti è formata da sabbie non cementate e riccamente bioclastiche, che suggerisce, rispetto all'ambiente dei *foreset*, una situazione ecologica meno stressata da fenomeni ad elevato idrodinamismo, con associazione macrobentonica ben diversificata e organismi alloctoni erbivori e detritivori (*middel ramp* sensu Pomar, 2001). Questo ambiente è inizialmente interessato dal protrarsi della scarsa sedimentazione sabbiosa (sedimenti condensati) e in ultima fase registra il passaggio graduale ad un sistema deposizionale pelitico dei cicli maggiori.

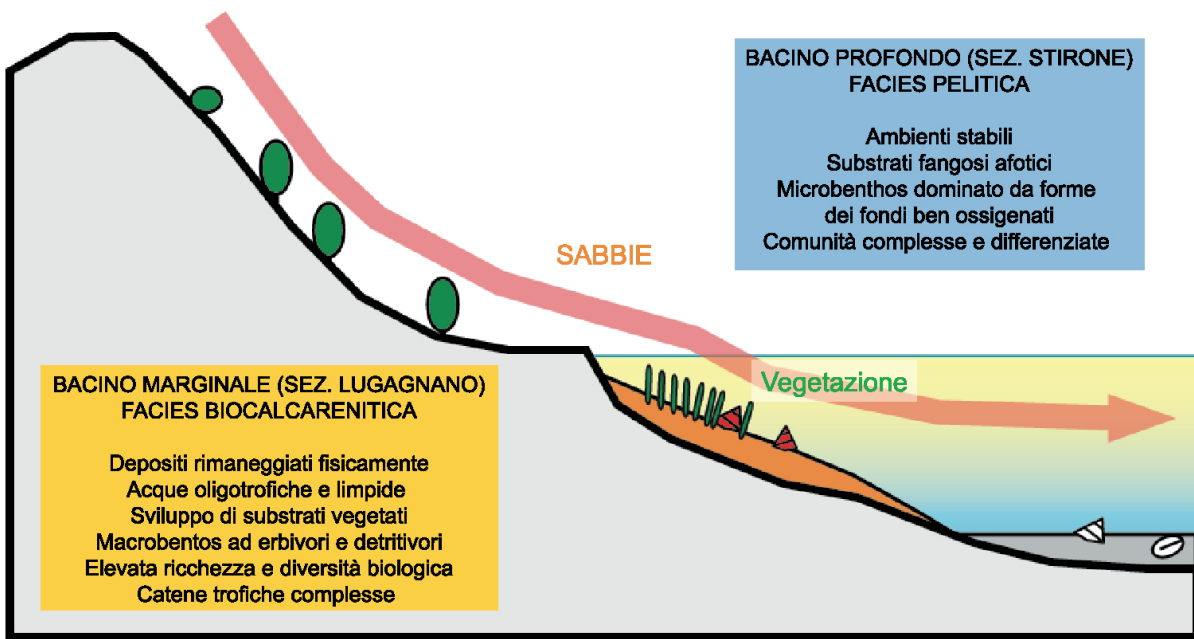
Le evidenze sedimentologiche della biocalcareniti di MTG3, osservate in limitati affioramenti posti nelle vicinanze di Monte Padova, suggeriscono di relazionare questa *facies* alle condizioni più prossimali del corpo detritico (*inner ramp* sensu Pomar, 2001) paragonabili a situazioni biologiche ed ambientali simili alle fabbriche carbonatiche. Le ricostruzioni sedimentologiche e paleoambientali assegnate ai corpi detritici maggiori di MTG1, MTG2 e MTG3 possono funzionare adeguatamente anche per i corpi di Monte Padova e quelli di S. Nicomende nella Sezione Stirone, ammettendo per questi delle condizioni batimetriche inferiori e processi di progradazione in contesti morfologici diversi e bacinali più interni (Monegatti et al., 2001; Roveri & Taviani, 2003).

Figura 47. Modello paleoclimatico e paleoceanografico per la formazione dei cicli sapropelitici e biocalcarenitici.

MASSIMI D'ECCEMTRICITA' E MASSIMI D'INSOLAZIONE
CLIMA RELATIVAMENTE CALDO-UMIDO
 Bacino afferente molto vegetato
 Input fluviale continuo e limoso
 Acque eutrofiche e zona fotica superficiale



MASSIMI D'ECCEMTRICITA' E MINIMI D'INSOLAZIONE
CLIMA RELATIVAMENTE CALDO-SECCO
 Bacino afferente scarsamente vegetato
 Input fluviale sporadico (fenomeni "catastrofici")
 Acque oligotrofiche e zona fotica profonda



Correlazione con i parametri climatico/astronomici

I cicli biocalcarenitici-pelitici minori affioranti lungo la Sezione di Lugagnano (Piacenziano; Rio et al., 1988) sono stati recentemente correlati ai parametri milankoviciani, suggerendo una formazione controllata dalla periodicità precessionale (Cigalla, 2008). In questo studio viene approfondita questa ipotesi e fornito un modello climatico-oceanografico per giustificare questa relazione considerando principalmente l'intervallo stratigrafico della Sezione di Lugagnano-Monte Giogo (Fig. 48).

Utilizzando i vincoli magnetostratigrafici ottenuti in letteratura (Rio et al., 1988; Roveri & Taviani, 2003) viene proposta la presenza di due lacune sedimentarie oltre a quella basale posta a 20 m dalla base della sezione: la prima, collocata a 110 m e con una durata di circa 100ka, è posta in corrispondenza di un evidente passaggio litologico che separa i 13 cicli biocalcarenitici/pelitici inferiori, interposti in una fase più argillosa, dai 5 superiori intercalati in una fase chiaramente più sabbiosa. Come suggerito in Roveri & Taviani (2003), la seconda lacuna con durata di circa 200 ka è collocata a circa 160 m dalla base della sezione. Tramite questi vincoli si propone per i cicli biocalcarenitici/pelitici minori un controllo precessionale dell'ordine dei 21ka; i formati da 3/4 cicli biocalcarenitici/pelitici separati da fasi pelitiche prolungate, vengono correlati ai massimi d'eccentricità dell'ordine dei 100 Ka. Assumendo questa chiave d'interpretazione, le biocalcareniti minori e maggiori di MTG1 e MTG2 vengono correlati adeguatamente ai parametri milankoviciani presenti nell'intervallo temporale compreso tra i 3,85 e 3,05 Ma (Lourens et al., 1996; Lourens et al., 2004; Laskar et al., 2004).

Considerando le evidenze sedimentologiche e paleoecologiche delle comunità macro- e microbentoniche espressa nei sedimenti marginali e profondi del BCA si propone di correlare i livelli biocalcarenitici minori ai minimi di insolazione e i livelli pelitici ai massimi d'insolazione. Tenendo conto dei modelli genetici formulati per i sedimenti disossici neogenici del Mediterraneo e

della Sezione Stirone, si suggerisce quindi che i depositi biocalcarenitici marginali e quelli sapropelitici bacinali si formino nei due differenti emicicli di un ciclo precessionale.

In particolare le biocalcareniti di MTG1 e MTG2 vengono correlati ai cicli dei minimi d'insolazione 102 e 103 (Lourens et al., 1996; Sprovieri et al., 2006) registrati nella Sezione Stirone come primi cicli dei massimi d'insolazione del *cluster* "0". In particolare, la formazione delle biocalcareniti di MTG1 e MTG2 viene correlata a due picchi relativi di forme microbentoniche epifitiche riconosciuti tra i 20 e 25 m di sezione; a rinforzare l'interpretazione nello stesso intervallo è registrata una riduzione di forme planctoniche delle acque fredde eutrofiche sostituite da forme calde-oligotrofiche. Il ciclo sapropelitico 102 nella successione marginale di Lugagnano-Monte Giogo è rappresentato dal campione MG2 il quale mostra la marcata dominanza della specie pelofila euribate *Corbula gibba* tipica dei Fondi Mobili Instabili (sensu Peres & Picard, 1964), vivente in ambienti soggetti a improvvise variazioni dei tassi di sedimentazione. Questo è in accordo con il modello interpretativo sull'origine dei cicli sapropelitici bacinali interessati da fasi climatiche segnate da elevato *run-off* fluviale. Il modello formulato si applica bene anche alle Biocalcareniti di Monte Falcone e San Nicomede, adattandolo alle differenze tassonomiche riscontrate. In conclusione, questo modello paleoceanografico, integrato da evidenze biologiche, relaziona a scala di bacino i livelli sapropelitici con quelli biocalcareniti, sostanziando un'ipotesi suggerita da Roveri & Taviani (2003).

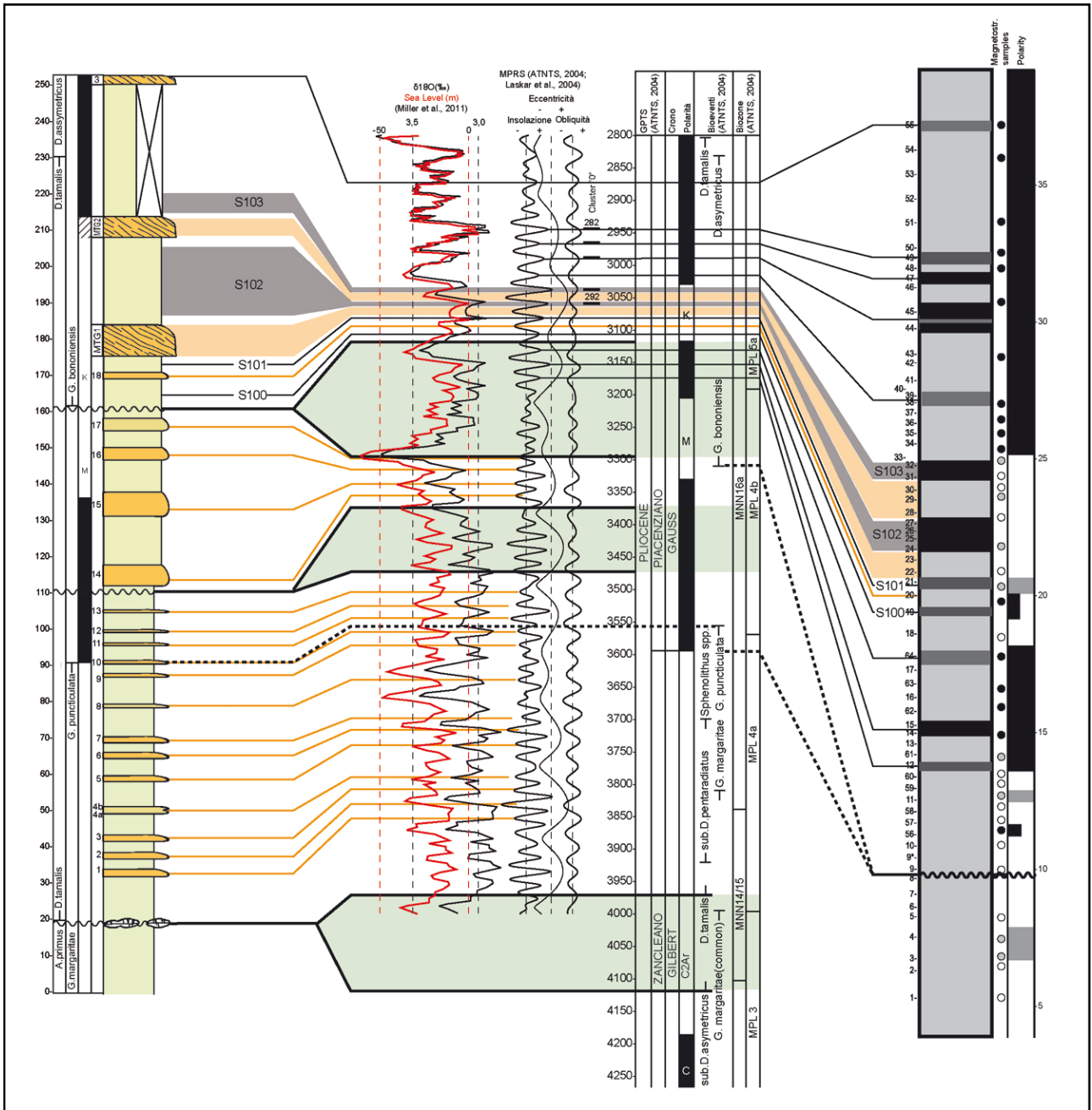


Figura 48. Correlazione di dettaglio tra i cicli della Sezione di Lugagnano (destra) e quelli della Sezione Stirone (sinistra).

Modello Stratigrafico del Bacino di Castrocaro Terme

Utilizzando l'impianto interpretativo applicato ai cicli biocalcarenitici marginali e sapropelitici profondi presenti nel Bacino di Castell'Arquato (BCT), viene fornito un modello stratigrafico per le analoghe sequenze litologiche rinvenute nel Bacino di Castrocaro Terme.

Le sezioni utilizzate comprendono da ovest ad est quelle di Torre Ceparano, Rio Albonello, Castellaccio, Samoggia, Rio Giallo, Rio dei Cozzi, Castrocaro Terme, Fiumana; i riferimenti stratigrafici utilizzati provengono da dati di letteratura e dati inediti ricavati in affioramenti e su base cartografica (Cimatti, 1982; Marabini, 1982; Poluzzi et al., 1988; Capozzi & Picotti, 2003; Capozzi et al., 2006a; Conti 2014).

Gli episodi biocalcarenitici ed asfittici del BCT ricadono nell'intervallo temporale posto al passaggio delle biozone MPL4b e MPL5a di Cita (1975). In Conti (2014), tramite analisi paleomagnetica della Sezione di Rio Albonello, viene integrato e migliorato il quadro cronostatigrafico dell'area, determinando la posizione cronostatigrafica degli ultimi eventi sapropelitici e biocalcarenitici del BCT. In questo lavoro si riconosce per tutta la sezione studiata una magnetozona a polarità normale, interrotta da fasi a polarità incerta. I dati magnetostratigrafici sono stati accostati ai riferimenti biostratigrafici di Capozzi & Picotti (2003) e a dati inediti quantitativi ricavati in questo studio di dottorato sulla componente a nannoplancton calcareo presente in 14 campioni prelevati nell'intervallo asfittico.

I placoliti calcarei osservati mostrano buona o moderata preservazione, i taxa rimaneggiati sono abbondanti in tutti i campioni e tra esse si riconoscono forme sia del Cretacico sia del Miocene. Per la preparazione dei campioni si è operato diluendo una ridotta porzione di argilla, in seguito distesa sul vetrino. Utilizzando il microscopio ottico sono state contate le placche calcaree relative alle diverse specie fossili del nannoplancton calcareo utili per la biostratigrafia del Pliocene. In questo lavoro di tesi si è scelta una superficie di ricerca formata da 450 distinti campi d'osservazione,

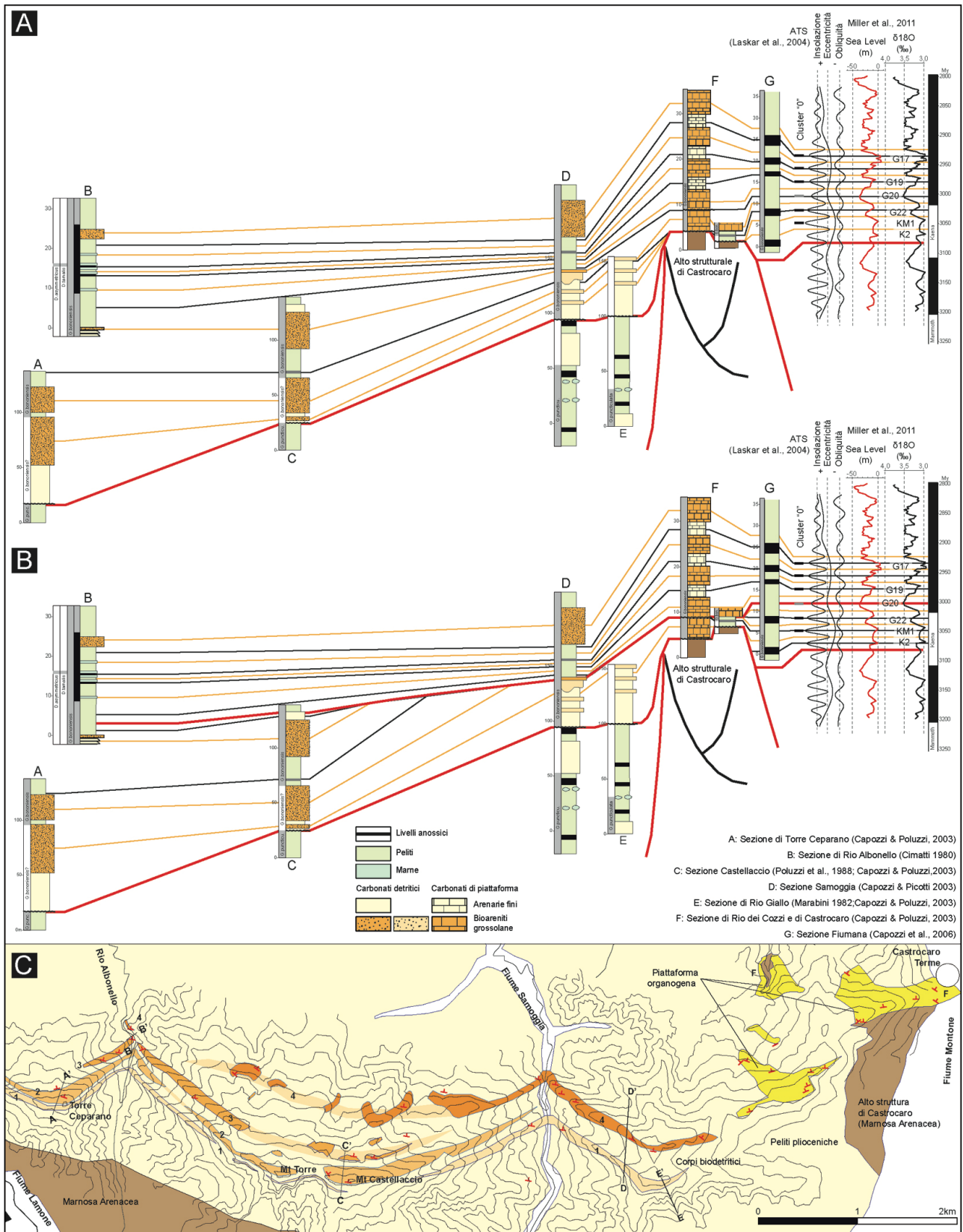
stabiliti sul vetrino in modo lineare. Le principali specie ricercate sono state *Discoaster surculus*, *D. brouwieri*, *D. pentaradiatus*, *D. tamalis* e *D. asymmetricus*. Il conteggio è stato eseguito anche per i Discoasteridi pre-pleiocenici (es.: *D. deflandrei*, *D. druggi*, *D. barbadiensis*) al fine di stabilire un parametro sul grado di risedimentazione. Nella tabella sono riportati i risultati. Accostando questi risultati ai dati di Capozzi & Picotti (2003) e Conti (2014) i sapropels della Sezione di Rio Albonello sono correlabili a quelli del sapropelítico cluster “0” e di conseguenza alle coeve sequenze asfittiche delle Sezioni di Fiumana (Capozzi et al., 2006a; 2006b) e del Torrente Marecchia (Rio et al., 1997).

In analogia alle conclusioni ricavate dal Bacino di Castell'Arquato, la correlazione tra i cicli biocalcarenitici e quelli sapropelitici in relazione ai due differenti emicicli di un ciclo precessionale, viene applicata alla sequenze deposizionali del BCT. Le correlazioni delle frequenze litologiche con i parametri astrostratigrafici sono estese alle relative variazioni del livello del mare e del dato isotopico ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) di Miller et al. (2011), mostrando anche in questo caso un buon accordo del modello evolutivo proposto con i principali parametri climatici ed eustatici.

Si propone di correlare i 3 cicli organogeni massivi della sequenza in posto di Rio dei Cozzi con 3 dei 5 sapropels del cluster “0” della Sezione Fiumana (cicli precessionali 286, 284 e 282; Lourens et al, 1996; Capozzi et al., 2006a; 2006b) e i 2 cicli laminati asfittici della Sezione Rio Albonello. Gli ultimi 3 intervalli detritici della Sezione di Rio dei Cozzi sono correlati agli opposti emicicli precessionali, corrispondenti ai minimi di insolazione. All'interno della sequenza organogena in situ sviluppata sull'alto morfostrutturale di Castrocaro si collocano due lacune stratigrafiche di natura erosiva. La prima alla base della sezione in corrispondenza del contatto tra la successione miocenica e quella pleiocenica, la seconda posta a circa 5 m della Sezione Rio dei Cozzi all'interno del primo ciclo carbonatico detritico della Sezione Rio dei Cozzi (a circa 5 m.) Secondo questa ipotesi potrebbe mancare un secondo livello organogeno massivo corrispondente al ciclo d'insolazione 288,

caratterizzato da ridotta ampiezza del segnale astronomico-climatico. La superficie di erosione è posta al contatto tra due diverse litofacies detritiche organogene, ben riconoscibile in affioramento anche per la discordanza angolare (Barchiesi, 1988). In funzione dei limiti stratigrafici interpretati per il BCT, si propongono due soluzioni correlative per i depositi detritici progradanti. Il primo modello propone per i primi due corpi una chiusura verso est di tipo *onlap* sull'alto morfotettonico di Castrocaro; il terzo corpo è correlabile con il primo evento detritico organogeno di Rio dei Cozzi. Il secondo modello ammette una correlazione tra il primo corpo detritico risedimentato e il primo organogeno di Rio dei Cozzi, mentre i due successivi corpi si chiudono con contatto discordante sulla superficie erosiva riconosciuta entro la sequenza di Rio dei Cozzi.

Figura 49. Modello Stratigrafico del Bacino di Castrocaro Terme. A) ipotesi di correlazione con contatto tipo onlap sull'alto morfostrutturale di Castrocaro; B) ipotesi di correlazione con erosione sotto la superficie di discontinuità posta alla base dell'ultimo intervallo a polarità magnetica normale del Gauss; C) carta geologica semplificata del Bacino di Castrocaro Terme.



CONCLUSIONI

I carbonati plio-pleistocenici del Mediterraneo sono caratterizzati da aspetti stratigrafici, sedimentologici e biologici ricorrenti nei diversi siti studiati che suggeriscono una loro formazione in funzione di forzanti climatico-oceanografici con frequenze temporali milankoviciane. I lavori paleontologici, spesso basati su approcci attualistici, hanno chiarito l'organizzazione generale e le condizioni ecologiche complessive delle comunità biologiche eterotrofe con organismi non vincolati alla luce, epifaunali e adattati a condizioni idrodinamiche stressanti e selettive sviluppate sui depositi sabbiosi scheletrici.

Alcuni aspetti fin'ora marginalmente considerati sono stati affrontati in questo lavoro, come la loro comparsa in intervalli temporali discreti presumibilmente coevi alle sequenze sapropelitiche di bacino profondo e la loro formazione in contesti pelitici oligofotici o afotici, dominati da comunità biologiche diverse. L'obiettivo del lavoro è di contribuire alla definizione di un modello genetico di questi carbonati in funzione dei parametri climatico- astronomici di frequenza milankoviana.

I principali depositi calcarenitici studiati si trovano nei Bacini plio-pleistocenici di Castrocaro Terme (BCT) e Castell'Arquato (BCA) nell'Appennino Settentrionale. In quest'ultima area sono stati raccolti campioni volumetrici di sedimenti biodetritici e pelitici delle sequenze bacino marginali ottenendo una inedito ed esaustivo insieme di dati paleoecologici ricavato dai taxa macrobentonic.

Nella sequenza asfittica di bacino profondo presente nella Sezione Stiorne è stata svolta un'analisi micropaleontologica quantitativa sulle associazioni a foraminiferi presenti nei cicli sapropelitici/marnosi. L'intento dello studio biologico integrato è stato di confrontare le risposte delle comunità biologiche di ambito bacinale diverso in risposta alle stesse variazioni ecosistemiche a scala regionale.

L'indagine descrittiva e quantitativa paleoecologica, tramite strumenti d'inferenza statistica multivariata, ha permesso di proporre un modello genetico sulle biocalcareni con un impianto

analitico e consequenziale analogo e in connessione a quello più accreditato per la genesi delle sequenze sapropelitiche mediterranee. Ciò ha portato ad una ricostruzione delle principali dinamiche ecosistemiche che hanno potuto funzionare da forzanti per lo sviluppo delle sequenze biocalcarenitiche e sapropelitiche in connessione alle fluttuazioni cicliche dei parametri climatici ed ocenaografici.

In conclusione, i risultati riportati in questo lavoro di dottorato suggeriscono di considerare le biocalcareniti plio-pleistoceniche della catena appenninico-maghrebide come la manifestazione litologica di condizioni sedimentarie e biologiche peculiari non equiparabili agli attuali sistemi deposizionali del Bacino del Mediterraneo. Le affinità riscontrate tra gli attuali e i consimili depositi carbonatici pre-olocenici non ne motivano una comparazione ambientale e genetica, anche in funzione delle evidenti differenze in termini di volumi di sedimenti coinvolti e nella natura e nell'entità dei forzanti fisici riconosciuti.

BIBLIOGRAFIA

- BARCHIESI P., 1988. *Analisi di facies dei corpi di spungone nel Pliocene romagnolo: area compresa tra i fiumi Montone e Bidente. Università degli studi di Bologna. Tesi di laurea inedita.*
- BE A. W. H., SON W. H., (1977). *Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. Micropaleontology.* 23(4). 369-414.
- BECKER J., LOURENS L.J., HILGEN F.J., VAN DER LAAN E., KOUVWENHOVEN T.J., REICHART G.J., 2005. *Late Pliocene climate variability on Milankhovitch to millennial time scale: a high-resolution study of MIS100 from the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 228 338–360.
- BENDER M. L., 2002. *Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition. Earth and Planetary Science Letters.* 204 275-289.
- BENISEK M.F., BETZLER C., MARCANO G., MUTTI M., 2009. *Coralline-algal assemblages of a Burdigalian platform-slope: implications for carbonate platform reconstruction (northern Sardinia, western Mediterranean Sea). Facies.* 55 375–386.
- BIANCHI D., ZAVATARELLI M., PINARDI N., CAPOZZI R., CAPOTONDI L., CORSELLI C., MASINA S., 2006. *Simulation of ecosystem response during the sapropel S1 deposition event. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 235 265–287.
- BROCCHI G.B., 1814. *Conchiologia fossile subappennina. Stamperia Reale, Milano.* 712 pp.
- BUXTON M.W.N., PEDLEY H.M., 1989. *A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. Journal of the Geological Society London.* 146 746-748.
- CALVERT S. E., NIELSEN B., FONTUGNE M. R., 1992. *Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. Nature.* 359 223–225.
- CALVERT S.E., BUSTIN R.M., INGALL E.D., 1996. *Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. Geochimica et Cosmochimica Acta.* 60 9 1577–1593.
- CAMPBELL S.N., 1988. *An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. Sedimentary Geology.* 60 3-12.
- CAPOTONDI L., 1990. *Eventi faunistici ed isotopici del tardo Neogene registrati nel Mediterraneo. Implicazioni stratigrafiche e paleoceanografiche. Tesi di Dottorato inedita, Università di Parma.*
- CAPOZZI R., PICOTTI V., 2003. *Pliocene sequence stratigraphy, climatic trends and sapropel*

- formation in the Northern Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 190 349-371.
- CAPOZZI R., DINELLI E., NEGRI A., PICOTTI V., 2006A. Productivity-generated annual laminae in mid-Pliocene sapropels deposited during precessionally forced periods of warmer Mediterranean climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 235 208–222.
- CAPOZZI R., NEGRI A., PICOTTI V., DINELLI E., GIUNTA S., MORIGI C., SCOTTI P., LOMBI G., MARANGONI F., 2006B. Mid-Pliocene warm climate and annual primary productivity peaks recorded in sapropel deposition. *Clim. Res.* 31 137–144.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J.D., SIMONE L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*. 60. 333-346.
- CARANNANTE G., 2006. *Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*. Geological Society, London, Special Publications. 255. 337-365.
- CARANNANTE G., SIMONE L., 1988. Foramol carbonate shelves as depositional site and source area: recent and ancient examples from the Mediterranean Region. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 72 993-994.
- CARON V., NELSON C. S., 2003. Developing concepts of high-resolution diagenetic stratigraphy for cool-water limestones: application to Pliocene Te Aute limestones, New Zealand, and their sequence stratigraphy. *Carbonates and Evaporites*. 18: 63–85.
- CARON V., NELSON C.S., KAMP P.J.J. 2004. Transgressive surfaces of erosion as sequence boundary markers in cool-water shelf carbonates. *Sedim. Geol.*, 164 179-189.
- CARON, V.; NELSON, C. S.; KAMP, P. J. J. 2005. Sequence stratigraphic context of syndepositional diagenesis in cool-water shelf carbonates: Pliocene limestones, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*. 75 2 231–250.
- CARON V., NELSON C. S.; KAMP, P. J. J. 2006. Microstratigraphy of calcite cements in Pliocene cool-water limestones, New Zealand: relationship to sea-level, burial and exhumation events. In. PEDLEY, H. M. &
- CASFORD, J.S.L., ROHLING, E.J., ABU-ZIED, R.H., JORISSEN, F.J., LENG, M., SCHMIEDL, G., THOMSON, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 190, 103e119.
- CASTRADORI, D.; RIO, D.; HILGEN, F.J. & LOURENS, L.J. 1998. The Global Standard Stratotype section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). *Episodes*, Vol.21, No.2:, pp. 88-93.

- CAU S., 2008. *Paleoecologia delle comunità chemiosintetiche al passaggio Zancleano-Piacenziano nel torrente Stirone. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Parma.*
- CAU S., FRANCHI F., ROVERI M., TAVIANI M. *THE PLIOCENE-AGE STIRONE RIVER HYDROCARBON CHEMOHERM COMPLEX (NORTHERN APENNINES, ITALY). Marine Petroleum Geology. Sottomesso.*
- CHANNEL J.T., POLI M.S., RIO D., SPROVIERI R., VILLA G. 1994. *Magnetic stratigraphy and biostratigraphy of Pliocene Argille azzurre (Northern Apennines, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 110 83-102.*
- CHAVE, K.E. 1967. *Recent carbonate sediments: an unconventional view. Journal of Geological Education, 15, 200-204.*
- CHIARELLA D., LONGHITANO S. G., SABATO L., TROPEANO M., 2012. *Sedimentology and hydrodynamics of mixed (siliciclastic-bioclastic) shallow-marine deposits of Acerenza (Pliocene, Southern Apennines, Italy). Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 131, No. 1 (2012), pp. 136-151, 11 figs., 1 tab. (DOI: 10.3301/IJG.2011.36).*
- CIESM, 2008. *The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology. In: Briand, F. (Ed.), A consensus report, in 33rdme CIESM Workshop Monographs, 33. CIESM, 16, bd de Suisse, MC-98000, Monaco, pp. 1-168.*
- CIGALLA, 2008. *Correlazione stratigrafica di dettaglio nei depositi piacenziani del Bacino di Castell'Arquato tra la Val Chero (PC) e la Val Stirone (PR). Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Parma.*
- CIMATTI L., 1982. *Lo Spungone di Rio Albonello. Tesi inedita. Università di Bologna.*
- CITA, M.B., 1975. *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Riv. It. Paleont. Strat., 81/4, 527-544*
- COLELLA, A. AND VITALE, F.P., 1998. *Eustacy, tectonics and their controls on the depositional patterns of clinostratified shoreface carbonates (late Pliocene, Sicily). In: SEPM Research Conference: Strata and Sequences on Shelves and Slopes, Catania (Italy) (A. Colella, ed.),*
- CONTI A. 2014. *Analisi paleomagnetica delle Sezioni plioceniche di Rio Albonello (Appennino Romagnolo). Università di Parma. Tesi inedita.*
- CRAMP, A., COLLINS, M.B., 1988. *A late Pleistocene-Holocene sapropel layer in the NW Aegean Sea, eastern Mediterranean. Geo-Mar. Lett. 8, 19-23.*
- CREMONINI G., S. D'ONOFRIO, F. FRANCAVILLA, S. MARABINI, F. RICCI LUCCHI & G.

- RUGGIERI, 1982. Lo "spungone" del Pliocene romagnolo. In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (a cura di), *Guida alla Geologia del margine appenninico padano: Guide Geologiche Regionali*, Società Geologica Italiana, Bologna:171-180.
- D'ONOFRIO S., CONTAVALLI N., ROVERI M. 1989. *Paleoecologia delle comunità bentoniche di livelli anossici pliocenici (Appennino Emiliano-Romagnolo, Italia)*. Atti 3° Simposio di Ecologia e Paleontologia delle Comunità Bentoniche. Gruppo informale C.N.R. "Paleoecologia e Paleobiogeografia", con il patrocinio di Società Paleontologica Italiana, Istituto di Scienze della Terra, Univ. Catania, Università di Catania, 227-250.
- DEMAISON G.J, MOORE G.T. 1980. *Anoxic environments and oil source bed genesis*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64 (8), 1179-1209.
- DOMINICI S., 2001, *Taphonomy and paleoecology of shallow marine macrofossil assemblages in collisional setting (late Pliocene–early Pleistocene, western Emilia, Italy)*. *PALAIOS*, 16, 336–353.
- DOMINICI S., 2003. *Quantitative Taphonomy in Sandstones from an Ancient Fan Delta System (Lower Pleistocene, Western Emilia, Italy)*. *Palaios*, V. 19: 193-205.
- DOWSETT, H.J., 2007. *The PRISM palaeoclimate reconstruction and Pliocene sea-surface temperature*. In: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (Eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. The Geological Society, London, pp. 459–480.
- DOWSETT, H.J., HAYWOOD, A.M., VALDES, P.J., ROBINSON, M.M., LUNT, D.J., HILL, D.J., STOLL, D.K., FOLEY, K.M., 2011. *Sea surface temperatures of the mid-Piacenzian War Period: a comparison of PRISM3 and HadCM3*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309 (1–2), 83–91.
- DUNHAM R.J., 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*, In: W. E. EMILIANI, C., 1955. *Pleistocene temperatures*. *Journal of Geology* 63, 538–578.
- ESTEBAN M., 1996. *An overview of Miocene reefs from the Mediterranean areas: general trends and facies models*. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (Eds. E.K. Franseen, M. Esteban, W. Ward and J. Rouchy). *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 5, 3-53.
- FORESTI L., 1876. *Cenni geologici e paleontologici sul Pliocene di Castrocaro*. Bologna: 1-56.
- FREIWALD A., 1998. *Modern nearshore cold-temperate calcareous sediments in the Troms District, northern Norway*. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 763-776.

- GIBBARD P. L., HEAD M. J., 2010. *The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. Episodes Vol. 33, no. 3.*
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY, 2010. *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. J. Quat. Sci., 25, 96-102.*
- GISCHLER E, HUDSON JH, 1997. *Holocene development of three isolated carbonate platforms, Belize, Central America. Mar Geol 144:333–347*
- GISCHLER E, HUDSON JH, 2004. *Holocene development of the Belize Barrier Reef. Sedimentary Geology 164 (2004) 223–236*
- GISCHLER, E., 1994. *Sedimentation on three Caribbean atolls: Glovers Reef, Lighthouse Reef and Turneffe Islands, Belize. Facies 3 1, 243.-254.*
- GOODAY, A.J., 1993. *Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: characteristic features and controls on distribution. Marine Micropaleontology 22, 187–205.*
- GUNDERSON K.L., KODAMA K., ANASTASIO D. J., PAZZAGLIA F. C., 2012. *Rock-magnetic cyclostratigraphy for the Late Pliocene–Early Pleistocene Stirone section, Northern Apennine mountain front, Italy. Jovane, L., Herrero-Bervera, E., Hinnov, L. A. & Housen, B. A. (eds) 2012. Magnetic Methods and the Timing of Geological Processes. Geological Society, London, Special Publications, 373. Geological Society, London, Special Publications published online August 14, 2012 as doi:10.1144/SP373.8.*
- HALFAR J, GODINEZ-ORTA L, MUTTI M, VALDEZ-HOLGUIN JE, BORGES JM, 2006. *Carbonates calibrated against oceanographic parameters along a latitudinal transect in the Gulf of California, Mexico. Sedimentology 53:297–320*
- HALLOCK, P., SCHLAGER, W., 1986. *Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios 1, 389– 398.*
- HAMMER O., HARPER, D.A.T., 2005. *Paleontological Data Analysis. Wiley-Blackwell, New York (368 pp.).*
- HAYTON, S., NELSON, C.S., HOOD, S.D., 1995. *A skeletal assemblage classification for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. Sedimentary Geology 100, 123– 141.*
- HAYWARD, B.W., 2002. *Late Pliocene to Middle Pleistocene extinctions of deep-sea benthic foraminifera (“Stilostomella extinction”) in the southwest Pacific. Journal of Foraminiferal*

Research 32, 274–307.

HAYWARD, B.W., KAWAGATA, S., GRENFELL, H.R., DROXLER, A.W., SHEARER, M., 2006. Mid-Pleistocene extinction of bathyal benthic foraminifera in the Caribbean Sea. *Micropaleontology* 52 (3), 245–266.

HAYWARD, B.W., KAWAGATA, S., GRENFELL, H.R., SABAA, A.T., O'NEILL, T.A., 2007. Last global extinction in the deep sea during the mid-Pleistocene climate transition. *Paleoceanography* 22, PA3103. doi:10.1029/2007PA001424.

HAYWARD, B.W., SABAA, A.T., KAWAGATA, S., GRENFELL, H.R., 2009. The Early Pliocene recolonisation of the deep Mediterranean Sea by benthic foraminifera and their pulsed Late Pliocene–Middle Pleistocene decline. *Marine Micropaleontology* 71, 97–112.

HENDY A. J.W., KAMP p.J.J., VONK A.D., 2006. Cool-water shell bed taphofacies from Miocene–Pliocene shelf sequences in New Zealand: utility of taphofacies in sequence stratigraphic analysis. In PEDLEY, H. M. & CARANNANTE, G. (eds) 2006. *Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*. Geological Society, London, Special Publications, 255, 283–305.

HENRICH R, FREIWALD A, BETZLER C, BADER B, SCHÄFER P, SAMTLEBEN C, BRACHERT TC, WEHRMANN A, ZANKL H, KÜHLMANN DHH., 1995. Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to arctic coasts, shelves and seamounts in the northern hemisphere: implications for fossil counterparts. *Facies*. 32 71–108.

HERNÁNDEZ-MOLINA F. J. ET AL., 2014. Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science* 344, 1244 (2014). DOI: 10.1126/science.1251306.

HILGEN F., 2004. Milankovitch cycles as a geochronometric tool to construct geological time scales. 32nd International Geological Congress. Field trip guide book – p56. Florence – Italy. August 20–28, 2004. Volume nj 6 - from P55 to PW06.

HILGEN F.J., ABELS H. A., IACCARINO S., KRIJGSMAN W., RAFFI I., SPROVIERI R., TURCO E., ZACHARIASSE W. J., 2010. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Serravallian Stage (Middle Miocene). *Episodes*, Vol. 32, no. 3.

HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LOURENS L.J., SANTARELLI A., ZACHARIASSE W.J., 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene, *Earth Planet. Sci. Lett.* 136 (1995) 495–510.

HILGEN, F.J., 1991. Astronomical calibration of the Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*

- IACCARINO S., 1996. *Il Plio-Pleistocene del Torrente Stirone: Evoluzione delle conoscenze. Guida alle Escursioni del XIII Convegno della Soc. Pal. Ital., Parma: 19-26.*
- IACCARINO S., PAPANI G., 1980. *Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene. In: Scritti degli Ist. Geol. Paleont. Geograf. Petrogr. Giacim. Min. e Mineral. dedicato a S. Venzo, Parma: 15-46.*
- IACCARINO S., PUGLIESE N., 1988. *Prime considerazioni sul passaggio Zancleano-Piacenziano nella serie del Torrente Stirone (Emilia Romagna). Atti del Quarto Simposio di Ecologia e Paleoeologia delle Comunità Bentoniche, Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino: 805-814.*
- ICARBONA A., SPROVIERI M., LIRER F., SPROVIERI R., 2011. *Surface and deep water conditions in the Sicily channel (central Mediterranean) at the time of sapropel S5 deposition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 306 (2011) 243–248.*
- JAMES N.P. & CLARKE J.A.D., 1997. *Cool-water carbonates. SEPM Spec. Publ. 56, 430 p.*
- JAMES, N.P., 1997. *The cool-water depositional realm. In: JAMES, N.P. & CLARKE, N.P. (eds) Cool-Water Carbonates. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 56, 1-20.*
- JAMES, N.P., 1984a. *Introduction to carbonate facies models. In: R.G. Walker (Editor), Facies Models (2nd ed.). Geosci. Can. Reprint Ser. 1 209-211.*
- JAMES, N.P., 1984b. *Shallowing-upward sequences in carbonates. In: R.G. Walker (Editor), Facies Models (2nd ed.). Geosci. Can., Reprint Ser. 1 213-218.*
- JORISSEN, F.J., 1987. *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. Marine Micropaleontology 12 (1), 21–48.*
- JORISSEN, F.J., 1999. *Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment–water interface. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), Modern Foraminifera. Kluwer, Dordrecht, pp. 161–179.*
- JORISSEN, F.J., BARMAWIDJAJA, D.M., PUSKARIC, S., VAN DER ZWAAN, G.J., 1992. *Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux. Mar. Micropaleontol. 19, 131-146.*
- JORISSEN, F.J., DE STIGTER, H.C., WIDMARK, J.G.V., 1995. *A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. Marine Micropaleontology 26, 3–15.*
- KAMP P.J.J., NELSON, C.S. 1988. *Tectonic and sealevel controls on nontropical Neogene limestones in New Zealand. Geology, 39, 135-149.*
- KAMP P.J.J., HARMSSEN F.J., NELSON C.S., BOYLE S.F., 1988. *Barnacle-dominated limestone*

with giant cross-beds in a non-tropical, tide swept, Pliocene forearc seaway, Hawke's Bay, New Zealand: *Sedimentary Geology*. 60 173-195.

KEAN E, S.L., 1986. *Temperate skeletal carbonate deposits on the New Zealand continental margin with particular reference to the Three Kings region*. M.Sc. Thesis, University of Waikato, Hamilton, 324 pp

KIDD R.B., CITA M.B., RYAN W.B.F. 1978. *The stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences as recovered by DSDP leg 42A and their paleoenvironmental significance*, *Init. Rep. DSDP 42A*, 421-443.

KIDWELL S.M., and HOLLAND S.M., 1991, *Field description of coarse bioclastic fabrics: Palaios*, v. 6, p. 426–434.

KIDWELL S.M., FÜRSICH F.T., AIGNER T., 1986, *Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations: Palaios*, v. 1, p. 228–238.

KIDWELL, S.M., 1991. *Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features*. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, eds), pp. 682–695. Springer, New York.

KINDLER P., WILSON M.E.J., 2010. *Carbonate grain associations: their use and environmental significance, a brief review*. In: *Carbonate Systems During the Oligocene-Miocene Climatic Transition* (Eds M. Mutti, W.E. Piller and C. Betzler), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 42, 35–47.

LASKAR J., GASTINEAU M., JOUTEL F., ROBUTEL P., LEVRARD B., CORREIA A., 2004. *Astronomie et systemes dynamiques institut de mecanique celeste*.

LASKAR, J., LOUDEL, F., BOUDIN, F., 1993. *Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to + 10 Myr*. *Astron. Astrophys.* 270, 522-533.

LEES, A. & BULLER, A.T. 1972. *Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted*. *Marine Geology*, 13, 1767-1773.

LEES, A., 1975. *Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation*. *Marine Geology* 19, 159–198.

LIGIOS S., ANADON P., CASTORINA F., D'AMICO C., ESU D., GLIOZZI E., GRAMIGNA P., MOLA M., MONEGATO G., 2012. *Ostracoda and Mollusca biodiversity and hydrochemical features in Late Miocene brackish basins of Italy*. *Geobios* 45, 351–367.

LISIECKI L. E., RAYMO M. E., 2005. *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed*

LOURENS L.J., HILGEN F.J., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. 2004. *The Neogene*

- Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409–440.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. 2004. *The Neogene Period*. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409-40.
- LOURENS, L.J.; ANTONARAKOU, A.; HILGEN, F.J.; VAN HOOFF, A.A.M.; VERGNAUD-GRAZZINI, C. & ZACHARIASSE, W., 1996. *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale*. *Paleoceanography*, Vol.11, pp. 391-413.
- MARABINI F., 1982. *Rilevamento geologico tra la Val Lamone e la Val Samoggia*. Tesi Inedita, Università di Bologna.
- MARASTI R. & RAFFI S., 1977. *Osservazioni sulla malacofauna del Piacenziano di Quattro Castella (Reggio Emilia)*. *Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano*, 118(2).
- MARASTI R., 1974. - *La fauna tortoniana del T. Stirone (limite Parmense-Piacentino)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, V. 12 (1973), (1): 76-120.
- MARASTI, R. & S. RAFFI, 1980. *La diversit  tassonomica dei bivalvi del Pliocene Mediterraneo: elenco preliminare. Proposta di lavoro al Gruppo di ricerca C.N.R. "Paleobenthos"*. Palermo 1980, 29 pp.
- MARY C., IACCARINO S., COURTILLOT V., BESSE J., AISSAOUI D. M., 1993. *Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley)*. *Geophys. J. Int.*, V. 112: 359-380.
- MASSARI F., CHIOCCI F., 2006. *Biocalcarenite and mixed cool-water prograding bodies of the Mediterranean Pliocene and Pleistocene: architecture, depositional setting and forcing factors*. In: Pedley HM, Carannante G (eds) *Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 255, pp 95–120
- MASSARI F., D'ALESSANDRO A., 2010. *Icehouse, cool-water carbonate ramps: the case of the Upper Pliocene Capodarso Fm (Sicily): role of trace fossils in the reconstruction of growth stages of prograding wedges*. *FACIES*, vol. 56, pp. 47-58.
- MASSARI F., D'ALESSANDRO A., 2012. *Facies partitioning and sequence stratigraphy of a mixed silicoclastic-carbonate ramp stake in the Gelasian of Sicily (S Italy): a potential model for icehouse, distally-stepped Heterozoan Ramps*. *Rivista Italiana di paleontologia e Stratigrafia*. V. 118, N. 3, pp.. 503-534.
- MASSARI, F., RIO, D., SGAVETTI, M., PROSSER, G., D'ALESSANDRO, A., ASIOLI, A.,

- CAPRARO, L., FORNACIARI, E., TATEO, F., 2002. *Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Crotona Basin, Calabria (southern Italy)*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 1183–1209.
- MASSARI, F., SGAVETTI, M., RIO, D., D'ALESSANDRO, A., PROSSER, G., 1999. *Composite sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacioeustatic cycles in a shelf setting (Crotona Basin, south Italy)*. *Sediment. Geol.* 127, 85–110.
- MAYER-EYMAR K, 1858. *Versuch einer synchronistischen Tabelle der Tertiär-Gebilde Europas*. *Schweiz. Natur. Gessell.*, 1857: 32 pp .;
- MELKI T., KALLEL N., FONTUGNE M., 2010. *The nature of transitions from dry to wet condition during sapropel events in the Eastern Mediterranean Sea*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291, 267–285.
- MILLER K.G., MOUNTAIN G.S., WRIGHT J.D., BROWNING J.V., 2011. *A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records*. *Oceanography* 24(2):40–53, doi:10.5670/oceanog.2011.26.
- MONEGATTI P., RAFFI S., 2007. *Mediterranean-Middle Eastern Atlantic Facade: molluscan biogeography & ecobiostratigraphy throughout the late Neogene*. A, *OREANA*, 2007. *Supl.* 5 126-139.
- MONEGATTI P., RAFFI S., 2001. *Taxonomic diversity and stratigraphic distribution of Mediterranean Pliocene bivalves*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 165, 171–193.
- MONEGATTI P., RAFFI S., RAINERI G., 1997. *The Monte Falcone–Rio Riorzo composite section: biostratigraphic and ecobiostratigraphic remarks*. *Bollettino Società Paleontologica Italiana*. 36, 245–260.
- MONEGATTI P., RAFFI S., ROVERI M., TAVIANI M., 2001. *One day trip in the outcrops of Castell'Arquato Plio-Pleistocene Basin: from the Badland of Monte Giogo to the Stirone River*. In: *Paleobiogeography & Paleoecology International Conference on, Piacenza (Italy) 2001, Excursion Guidebook*.
- MONEGATTI P., RAINERI G., 1987. *Osservazioni paleoecologiche sulla sezione pliocenica di Rio Stramonte (Piacenza)*. *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.* 20, 287–308.
- MONEGATTI P., CANALI G., BERTOLDI R., ALBINELLI A., 2002. *The classical Late Piacenzian Monte Falcone–Rio Crevaiese section (Northern Italy): palynological evidence and biomagnetostratigraphic constraints for climatic cyclicity and local mollusc extinctions*. *Geobios*

(2002) *Mémoire spécial n° 24.*

MUTTI, M. & HALLECK, P. 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science*, 92, 465-475.

MYERS, P.G., ROHLING, E.J., 2000. Modeling a 200 Yr interruption of the Holocene Sapropel S1. *Quat. Res.* 53, 98-104.

NAISH T.R., 1997. Constraints on the amplitude of late Pliocene eustatic sealevel fluctuations: new evidence from the New Zealand shallow-marine sediment record. *Geology*, 25, 1139-1142.

NALIN R. & MASSARI F., 2009. Facies and stratigraphic anatomy of a temperate carbonate sequence (Capo Colonna terrace, Late Pleistocene, Southern Italy). *J. Sedim. Res.*, 79, 210-225.

NALIN R., GHINASSI M., BASSO D., 2010. Onset of temperate carbonate sedimentation during transgression in a low-energy siliciclastic embayment (Pliocene of the Val d'Orcia Basin, Tuscany, Italy). *Facies* (2010) 56:353-368. DOI 10.1007/s10347-010-0211-7.

NEGRI, A., MORIGI, C., GIUNTA, S., 2003. Are productivity and stratification important to sapropel deposition? Microfossil evidence from late Pliocene cycle 180 at Vrica, 2002.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 190, 243-255.

NELSON C.S., WINEFIELD P.R., HOOD S.D., CARON V., PALLENTIN A., P. J. J. KAMP, 2003. Pliocene Te Aute limestones, New Zealand: Expanding concepts for cool-water shelf carbonates, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46:3, 407-424, DOI: 10.1080/00288306.2003.9515017

NELSON C. S. 1978. Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand. *Sedimentology* 25: 737-771.

NELSON C. S.; HENDY I. L., NEIL H. L., HENDY C. H., WEAVER P. P. E., 2000. Last glacial jetting of cold waters through the Subtropical Convergence zone in the Southwest Pacific off eastern New Zealand, and some geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156: 103-121.

NELSON C.S, 1988. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. In: NELSON, C.S. (ed.) *Non-Tropical Shelf Carbonates. Modern and Ancient Sediments. Sedimentary Geology*, 60, 3-12.

NELSON, C.S., HANCOCK, G.E., 1984. Composition and origin of temperate skeletal carbonate sediments on South Maria Ridge, northern New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 18, 221- 239.

- O'NEILL, T.A., HAYWARD, B.W., KAWAGATA, S., SABAA, A.T., GRENFELL, H.R., 2007. Pleistocene extinctions of deep-sea benthic foraminifera: the south Atlantic record. *Paleontology* 50 (part 5), 1073–1102.
- PANIERI G., 1996. *Studio Biostratigrafico e Paleoecologico del livello anossico del T. Samoggia (Bologna). Università di Bologna. Tesi Inedita.*
- PAPERI A., 1991. *I foraminiferi del Pliocene inferiore (Zancleano) della sezione del T. Stirone: paleoecologia. PhD Thesis, Unpublished, Università degli Studi di Parma.*
- PARETO M., 1865. *Sur les subdivisions que l'on pourrait etablir dans les terrains Tertiaires de l'Apennin sep tentrional. Bull. Soe. Geol. France, 22: 210-277.*
- PEDLEY H. M., CARANNANTE G., 2006. *Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls. Geological Society, London, Special Publications. PE-RES, J.M., 1967, The Mediterranean benthos: Oceangr. Mar. Biol. Ann. Rev., 5: 449-533.*
- PEDLEY H.M., GRASSO M., 2002. *Lithofacies modelling and sequence stratigraphy in microtidal cool-water carbonates: a case study from the Pleistocene of Sicily, Italy. Sedimentology, 49, 533–553.*
- PERES J.M. & J. PICARD, 1964. *Nouveau Manuel de bionomie bentique de la Mer Mediterranee. Recueil des Travaux de la Station Marine D'Endoume. Bull. 31: 137pp.*
- PERVESLER P., UCHMAN A., HOHENEGGER J., DOMINICI S., 2011. *Ichnological Record of Environmental Changes in Early Quaternary (Gelasian-Calabrian) Marine Deposits of the Stirone Section. Palaios. 26, 578–593.*
- PILLER WE., MANSOUR AM., 1990. *The northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): an actuopaleontological approach, II. Sediment analyses and sedimentary facies. Beitr. Palaeont. Osterr. 16 1–102.*
- POIRIEZ A, RIEGL B, BERGMAN KL, WESTPHAL H, JANSON X, EBERLI GP, 2010. *The Persian Gulf—Facies belts, physical and chemical parameters of the ocean? In: Westphal H, Riegl B, Eberli GP (eds) Assessing dimensions and controlling parameters in carbonate depositional systems. Springer.*
- POLUZZI A., R. CAPOZZI, G. GIORDANI & M. VENTURINI, 1988. *I Briozoi dello spungone nei terreni pliocenici della Romagna. Acta naturalia de "l'Ateneo Parmense", 24: 19-82.*
- POLUZZI A., CAPOZZI R., GIORDANI G., VENTURINI M., 1988. *I Briozoi dello spungone nei terreni pliocenici della Romagna. Acta Nat. Ateneo Parmense 24, 19-82.*
- POMAR L, BRANDANO M, WESTPHAL H, 2004. *Environmental factors in Xuencing skeletal grain*

- sediment associations: a critical review of Miocene examples from the Western Mediterranean. Sedimentology. 51 627–651.*
- POMAR L., BASSANT P., BRANDANO M., RUCHONNET C., JANSON X., 2012. *Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean region. Earth-Science Reviews 113 186–211.*
- POMAR L. 2001. *Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 175 249-272*
- POMAR L., HALLOCK P., 2008. *Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. Earth-Science Reviews. 87 134–169.*
- POMAR L., TROPEANO M., 2001. *The Calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy): new insights for coarse-grained, large-scale, crossbedded bodies encased in offshore deposits. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 85 671–689.*
- PUJOL C., VERGNAUD-GRAZZINI C., 1995. *Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology. 25, 187 217.*
- RAFFI S., MONEGATTI P., 1986. *Preliminary remarks on the ecobiostratigraphy of the Piacenzian stratotype section. Scientific report of the meeting held in Castell'Arquato (May, 1985): Gruppo di ricerca informale "Paleobiogeografia e paleoecologia": 1-8.*
- RAFFI S., MONEGATTI P., 1993. *Bivalve taxonomic diversity throughout the Italian Pliocene as a tool for climatic-oceanographic and stratigraphic inference. Ciencias da Terra (UNL). 12 45-50.*
- RAO C.P., AMINI Z.S., FRANKLIN D., 1995. *Grain-size, biota, mineralogy and carbon isotopes of sediments, Davis Station and Prydz Bay, Antarctica: evidence for occurrence and recession of shelf ice. ANARE Res. Notes, 94, 33-34.*
- RAYMO M. E., MITROVICA J. X., O'LEARLY M. J. O., DECONTO R. M., HEARTY P., 2009. *PLIOMAX: Pliocene maximum sea level project . PAGES News. 17 2 .*
- RAYMO M. E., MITROVICA J. X., O'LEARLY M. J. O., DECONTO R. M., HEARTY P., 2011. *Departures from eustasy in Pliocene sea-level records. Nature Geoscienze. 4 328-332.*
- RAYMO M.E., RUDDIMAN W.F., BACKMAN J., CLEMENT B.M., MARTINSON, D.G., 1989. *Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and north Atlantic deep water circulation. Paleoceanography. 4 413-446.*
- RIO D., CHANNELL J.E.T., BERTOLDI R., POLI M.S., VERGERIO P.P., RAY, I., SPROVIERI R.,

- THUNELL R.C. 1997. *Pliocene sapropels in the northern Adriatic area: chronology and paleoenvironmental significance. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 135 1-25.
- RIO D., SPROVIERI R., CASTRADORI D., DI STEFANO E., 1998. *The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. Episodes.* 21 2.
- ROGERSON M, ROHLING E. J., BIGG G. R., RAMIREZ J., 2011. *Paleoceanography of the Atlantic Mediterranean Exchange: Overview and first quantitative assessment of climate forcing. Reviews of Geophysics.* 50 RG2003.
- ROHLING E. J., 2001, *The Dark Secret of the Mediterranean*, 2001, School of Ocean and Earth Science, Southampton Oceanography Centre
- ROHLING E.J., GIESKES W.W.C. 1989. *Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. Paleoceanography.* 4 531-545.
- ROHLING E.J., HILGEN F.J. 1991. *The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. Geologie en Mijnbouw.* 70 253-264.
- ROHLING, E. J., P. A. MAYEWSKI, P. CHALLENGOR, 2009: *Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. Nat. Geosci.,* 2, 500–504.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., 1983. *African monsoons, an immediate response to orbital insolation. Nature.* 304 46–49.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., 1985. *Mediterranean Quaternary sapropels: an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 49 237– 265.
- ROVERI M., FLECKER R., KRIJGSMAN W., LOFI J., LUGLI S., MANZI V., SIERRA F.J., BERTINI A., CAMERLENGHI A., DE LANGE G., GOVERS R., HILGEN F.J., HÜBSCHER C., MEIJER P.TH., STOICA M., 2014. *The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology* 352 25-28.
- ROVERI M., TAVIANI M., 2003. *Calcarenites and sapropel deposition in the Mediterranean Pliocene: shallow- and deep-water record of astronomically driven climatic events. Terranova.* 15 279-286.
- ROVERI, M., VISENTIN, C., ARGNANI, A., KNEZAUREK, G., LOTTAROLI, F., ROSSI, M., TAVIANI, M., TRINCARDI, F. AND VIGLIOTTI, L., 1998. *The Castell'Arquato Basin: high-resolution sequence stratigraphy and stratal patterns of an uplifting margin in the Apennines foothills (Italy). In: SEPM–IAS Research Conference: Strata and Sequences on Shelves and Slopes (M. Field, S. Berner, A. Colella, C. Nittrouer and F. Trincardi, eds), Sicily, September 15–*

19,1998, *Abstract Volume*.

SABELLI B., TAVIANI M., 2014. *The Making of the Mediterranean Molluscan Biodiversity*. S. Goffredo and Z. Dubinsky (eds.), *The Mediterranean Sea: Its history and present challenges*, 285 DOI 10.1007/978-94-007-6704-1_16

Schäfer P., Heinrich R., Zankl H. & Bader B., 1996. *Carbonate production and depositional patterns of BRYOMOL-carbonates on deep shelf Bank in mid and high northern latitudes*. In: Reitner J., Neuweiler F. & Gunkel F. (eds.), *Global and Regional Control on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution, Research Report, Göttinger Arb. Geol. Paläont., Göttingen*. 101-110.

SCHEPPER S.D., GIBBARD P. L., SALZMANN U., EHLERS J., 2014. *A global synthesis of the marine and terrestrial evidence for glaciation during the Pliocene Epoch*. *Earth-Science Reviews*. 135 83–102.

SCHMIEDL, G., MITSCHELE, A., BECK, S., EMEIS, K.C., HEMLEBEN, C., SCHULZ, H., SPERLING, M., WELDEAB, S., 2003. *Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 190 139–164.

SCHMIEDL, G., MITSCHELE, A., BECK, S., EMEIS, K.C., HEMLEBEN, C., SCHULZ, H., SPERLING, M., WELDEAB, S., 2003. *Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 190 139–164.

SCHŠFER P., HEINRICH R., ZANKL H. & BADER B., 1996. *Carbonate production and depositional patterns of BRYOMOL-carbonates on deep shelf Bank in mid and high northern latitudes*. In: Reitner J., Neuweiler F. & Gunkel F. (eds.), *Global and Regional Control on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution, Research Report, Göttinger Arb. Geol. Paläont., Göttingen*, 101-110.

SGARELLA F., DI DONATO V., SPROVIERI R., 2012. *Benthic foraminiferal assemblage turnover during intensification of the Northern Hemisphere glaciation in the Piacenzian Punta Piccola section (Southern Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 333–334 59–74.

SHACKLETON, N. J., HALL, M. A., PATE, D., 1995, *Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP site 846, in Pisias, N., Mayer, L., and Janacek, T., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Volume 138: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*. 337-353.

SHEVENELL, A.E., KENNETT, J.P., LEA, D.W., 2004. *MiddleMiocene Southern ocean cooling and*

- Antarctic cryosphere expansion. Science. 305 1766–1770.*
- SHILI A, TRABELSI E.B., BEN MAIZ N., 2002. *Benthic macrophyte communities in the Ghar El Melh lagoon (North Tunisia). J Coastal Conserv. 8 135–140.*
- SPROVIERI, R., 1986. *Paleotemperature changes and speciation among benthic foraminifera in the Mediterranean Pliocene. Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 24 1 13–21.*
- SPROVIERI, R., SPROVIERI, M., CARUSO, A., PELOSI, N., BONOMO, S., FERRARO, L., 2006. *Astronomic forcing on the planktonic foraminifera assemblage in the Piacenzian Punta Piccola section (southern Italy). Paleoceanography 21, PA 4204. doi:10.1029/2006PA001268.*
- STRATFORD, K., WILLIAMS, R.G., MYERS, P.G., 2000. *Impact of the circulation on sapropel formation in the eastern Mediterranean. Global Biogeochemical Cycles 14, 685–69*
- TABANELLI C., 2008. *Associazioni di paleocomunità batiali a molluschi bentonici nel Pliocene della Romagna. Metodologie ed indicazioni per nuove tematiche. Quaderno di Studi e Notizie di Storia naturale della Romagna. 26: 1-80.*
- TAVIANI M., 2002. *The Mediterranean benthos from late Miocene up to present: ten million years of dramatic climatic and geologic vicissitudes. Biol Mar Med. 9 445–463.*
- TAVIANI M, ANGELETTI L, CEREGATO A., 2011. *Chemosynthetic bivalves of the family Solemyidae (Bivalvia, Protobranchia) in the Neogene of the Mediterranean Basin. Journal of Paleontology. 85(6) 1067-1076.*
- TAVIANI M., ROVERI M., AHARON P., ZIBROWIUS H., 1997. *A Pliocene deepwater cold seep (Stirone River, N. Italy). In: COLD-E-VENT International Workshop: Hydrocarbon seepage and Chemosynthesis in Tethyan Relic Basins: Products, Processes and Causes, Bologna 23-26 June 1997, Abstracts with Program: 20.*
- THOMAS, E., 2007. *Cenozoic mass extinctions in the deep sea; what disturbs the largest habitat on Earth? In: Monechi, S., Coccioni, R., Rampino, M. (Eds.), Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences: Geological Society of America Special Paper. 424 1–24.*
- THUNNEL, R.C., 1978. *Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. Mar. Micropal. 3 147-173.*
- TURCO E., 1991. *I foraminiferi del Pliocene inferiore (Zancleano) della sezione del T. Stirone: biostratigrafia. PhD Thesis, Tesi inedita. Università degli Studi di Parma.*
- VAN COUVERING, J.A., CASTRADORI, D., CITA, M.B., HILGEN, F.J., RIO, D., 2000. *The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. Episodes. 23 179–187.*
- VAN DER PLAS L., TOBI L., 1965. *A chert for judging the reliability of point counting results. Am.*

J. Sci. 263 87-90.

VAN DER ZWAAN, G.J., JORISSEN, F.J., 1991. Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia: Geol. Soc. London Spec. Publ.* 58 65–82.

VAN DER ZWAAN G.J., JORISSEN F.J., VERHALLEN P.J., VON DANIELS C. H., 1982. Atlantic-European Oligocene to Recent *Uvigerina*. *Taxonomy, Paleoecology and Paleobiology. Utrecht Micropaleontological Bulletins.* 35, 232 pp.

VERHALLEN P.J.J.M., 1991. Late Pliocene to early Pleistocene Mediterranean muddwelling foraminifera; influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 40 (220 pp.).

VITALE, F.P. 1998. Stacking pattern and tectonics: field evidence from Pliocene growth folds of Sicily (central Mediterranean) Plio-Pleistocene record. In: DE GRAOANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P.R. (eds) *Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications.* 60 181-199.

WARNING B., BRUMSACK H.J., 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 158, 293–309.

WESTPHAL H., HALFAR J., FREIWALD A., 2010. Heterozoan carbonates in subtropical to tropical settings in the present and past. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 99 (Suppl 1):S153–S169. DOI 10.1007/s00531-010-0563-9

WILSON M.E.J., VECSEI A., 2005. The apparent paradox of abundant foraminiferal facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews.* 69 133-168.

ZACHARIASSE W.J., ZIJDERVELD J.D.A., LANGEREIS C.G., HILGEN F.J., VERHALLEN P.J.J.M., 1989. Early Late Pliocene biochronology and surface water temperature variations in the Mediterranean, *Mar. Micropaleontol.* 14 339-355.

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E. AND BILLUPS K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science.* 292 686–693.

ZIEGLER, A. M., HULVER, M. L., LOTTES, A. L. AND SCHMACHTENBERG, W. F., 1984. Uniformitarianism and paleoclimates inferences from the distribution of carbonate rocks. In: P. Brenchley (Editor), *Fossils and Climate.* Wiley, New York, N.Y. 3-27.

| Facies | Descrizione | Strutture biogene | Biofabric e habitus | Paleoambiente |
|---|---|--|--|--|
| Facies Pelitica (PS). Campioni: CLP2,3,5 MG2, MF1,2,3,8. | Intervalli silicoclastici pelitici o pelitico-sabbiosi con abbondanti endobionti. Facies massiva ad elevata bioturbazione priva di strutture sedimentarie e ricca di detrito organico. Lc: intervallo pelitico-sabbioso ben cementato. | Assenza di icnofossili. Rare le conchiglie bioerose. | Concentrazioni conchigliari disarticolate comunemente accatastate o nidificate. Rara fauna autoctona in posizione di vita. Comunità dominata da sospensivori endobionti e semi-endobionti. Conchiglie parzialmente segnate da dissoluzione chimica. | Fondi ossigenati contrassegnati da basso idrodinamismo. Episodi di semi-asiessia. Significativo <i>input</i> di detrito organico tramite correnti fluviali. |
| Facies Bioclastica minore (BM). Campioni: CLB,2,4. | Sabbie bioclastiche dei corpi tabulari minori poco cementati. Rari letti conchigliari (epifaunali). | Assenza di icnofossili. Frequenti conchiglie bioerose. | Accumuli scheletrici molto frammentati, rielaborati e fortemente abrasivi privi di evidenti <i>biofabrics</i> . Commistione tra taxa esotici e autoctoni. Presenza importante di erbivori e detritivori. | Ambienti detritici ricchi in bioclasti interessati da frequente idrodinamismo pluridirezionale (onde da tempesta) e scarsa sedimentazione fluviale. Presenza di substrati vegetati. |
| Facies dei <i>Bottomset</i> (F1). Campioni: MG1B, MF4,9. | F1a: sabbie molto bioclastiche con valve disarticolate (<i>Corbula</i> sp.) o letti conchigliari (pettinidi). Elevati accumuli di <i>Anomia</i> spp. F1b: sabbie cementate poco bioclastiche con superfici a balani. | F1a: rare conchiglie bioerose o biocolonizzate. F1b/c: tane a <i>Ophiomorpha</i> ; conchiglie biocolonizzate. | F1a: frequenti <i>shell-beds</i> . Alta diversità biologica con commistione tra taxa esotici e autoctoni. Comunità bentonica dominata da sospensivori epif- e infaunali; significativa presenza di erbivori. F1b: bassa diversità biologica dominata da epifaunali. | F1a: ambienti instabili a sedimentazione improvvisa ad alta energia con frequenza unidirezionale. F1b: ambienti più stabili che permettono colonizzazione epifaunale (balani, briozoi eretti rigidi). |
| Facies dei <i>Foreset</i> (F2). Campioni: MG1F, MF5,10, SA2. | Sabbie stratificate più o meno cementate e obliterate biologicamente (clinoformi). F2a: rari bioclasti e biosomi (pettinidi, ostriche e balani). F2b: elevati accumuli di <i>Anomia</i> spp. finemente impilati. | Tane a <i>Ophiomorpha</i> e <i>Thalassinoides</i> . Conchiglie abraze, bioerose e biocolonizzate. | Rari <i>shell-beds</i> . Comunità dominate da taxa sospensivori epifaunali principalmente alloctoni. | Ambienti segnati da elevato disturbo al fondo da onda unidirezionale. Nelle fasi più stabili si ha una colonizzazione epifaunale (balani, briozoi eretti rigidi). |
| OC | Strati calcarenitici cementati. | Come le Facies dei <i>Foreset</i> . | | Condizione estreme di scarsa sedimentazione. |
| Facies dei <i>Topset</i> (F3). Campioni: MG1T, MF7, SA2. | F3a: sabbie bioclastiche con buona componente pelitica. I gusci sono ben conservati e disarticolati. F3b: sabbie con bioclasti abrasivi. | Assenza di icnofossili. F3a: gusci a volte bioerosi e molto biocolonizzati da epibionti. | F3a: elevata diversità biologica con commistione tra taxa esotici e autoctoni. Comunità bentonica dominata da sospensivori epif- e infaunali; significativa presenza di erbivori. | Ambienti moderatamente stressati da idrodinamismo pluridirezionale, ideali per ricche comunità biologiche autoctone con conchiglie alloctone. |
| Facies sabbiose non biocalcarenitiche (SC) Campione: SC. | Sabbie bioclastiche con conchiglie disarticolate e ben conservati. | Assenza di icnofossili. Rare le conchiglie abraze. | Elevata diversità biologica, dominata da endobionti, erbivori e carnivori. | Ambienti sabbiosi infralitorali con moderato idrodinamismo e ben ossigenati. |

Dati quantitativi macrobentonici

| | MR871 | MR872 | MR873 | MR874 | CLB | CLP | CLB4 | CLP5 | CLP2 | CLB2 | CLP3 | MG1B | MG1T | MG2 | MR971 | MR972 | MR973 | MR974 | MR975 | MF1 | MF2 | MF3 | MF4 | MF5 | MF7 | MF8 | MF9 | MF10 | SA1 | SA2 | SC |
|--|-------|-------|-------|-------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|
| Abra alba (W. Wood) | 0 | 15 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abra nitida (Muller) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Abra prismatica (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 25 |
| Acanthocardia gr. echinata (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 4 | 3 | 1 | 6 | 0 | 0 | 11 | 7 | 8 | 9 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 10 | 11 | 4 | 0 | 5 | 10 | 16 |
| Acilis cf. | 0 | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Acteocina spirata (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 |
| Acteon tornatilis (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 16 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| Aequipecten opercularis (Lamarck) | 0 | 0 | 0 | 0 | 605 | 25 | 1864 | 3 | 0 | 94 | 77 | 82 | 359 | 103 | 7 | 0 | 20 | 40 | 0 | 156 | 153 | 305 | 344 | 15 | 180 | 188 | 1319 | 78 | 67 | 53 | 74 |
| Aequipecten scabrella (Lamarck) | 0 | 16 | 3 | 59 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 25 | 0 | 0 | 15 | 0 | 0 | 0 |
| Alvania cancellata (Da Costa) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 8 |
| Alvania cf. zetlandica (Montagu) | 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 |
| Alvania cimicoides (Forbes) | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 15 | 0 | 0 | 35 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 0 | 5 | 0 | 0 | 14 | 9 |
| Alvania marie (D'Orbigny) | 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 | 132 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Alvania punctura (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 |
| Amusium cristatum (Bronn) | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 3 | 1 | 0 | 14 | 3 | 6 | 0 | 1 | 4 | 0 | 0 | 29 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Anadara diluvii (Lamarck) | 4 | 19 | 0 | 2 | 6 | 6 | 1 | 1 | 7 | 25 | 22 | 47 | 53 | 89 | 11 | 10 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 86 | 1 | 4 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| Anadara pectinata (Lamarck) | 0 | 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 |
| Anomia ephippium (Linnaeus) | 1 | 70 | 2 | 436 | 59 | 18 | 3313 | 9 | 1 | 406 | 202 | 624 | 936 | 46 | 28 | 32 | 48 | 56 | 26 | 426 | 305 | 640 | 9360 | 40 | 281 | 145 | 8892 | 5304 | 50 | 79 | 320 |
| Aporrhais pespelecani (Linnaeus) | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 10 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Aporrhais uttingeriana (Sacco) | 1 | 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 | 0 | 0 |
| Arca tetragona (Poli) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 |
| Archimediella spirata (Brocchi) | 0 | 2 | 0 | 1 | 12 | 0 | 216 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Arcopagia corbis (Bronn) | 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 |
| Arcopagia crassa (Pennant) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 25 |
| Aspa marginata (Gmelin) | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 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 |
| Astarte fusca (Poli) | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Astarte sulcata (Da Costa) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 16 | 14 | 11 | 0 | 0 | 11 | 3 |
| Atrina pectinata (Linnaeus) | 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 |
| Azorinus chamasolen (Da Costa) | 1 | 4 | 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 |
| Babylonella fusiformis (Cantraine) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Barbatia barbata (Linnaeus) | 0 | 0 | 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 | 0 | 0 | 0 |
| Barbatia candida (Helbling) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 23 | 7 |
| Barbatia mytiloides (Brocchi) | 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 |
| Barbatia sp. | 0 | 3 | 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 |
| Bathytoma cataphracta (Brocchi) | 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 |
| Bela cf. nebula (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Bela hispidulus (Jan in Bellardi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 2 | 43 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Bela sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 5 | 0 | 26 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 |
| Bela vulpecula (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Benthomangelia obtusangulus (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 205 | 0 | 0 | 0 | 748 |
| Bittium deshayesi (Cerulli) | 0 | 0 | 0 | 0 | 20 | 0 | 182 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 12 | 0 | 0 | 0 | 0 | 205 | 0 |
| Bittium reticulatum (Da Costa) | 0 | 2 | 0 | 20 | 100 | 0 | 395 | 0 | 0 | 8 | 1 | 15 | 30 | 2 | 3 | 1 | 18 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 | 0 | 20 | 0 | 18 | 0 | 3 | 245 | 105 |
| Bonellitia serrata (Bronn) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cadulus ventricosus (Bronn) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 5 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Caecum trachea (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 70 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 18 | 0 | 0 | 14 | 0 |
| Calliostoma (Clelandella) miliaris (Brocchi) | 0 | 1 | 0 | 6 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 2 | 2 | 2 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 22 | 0 | 0 | 0 | 5 |
| Calliostoma conulus (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 29 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Callista chione (Linnaeus) | 0 | 4 | 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 |

Dati quantitativi macrobentonici

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---|-----|---|-----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|------|----|----|----|----|-----|----|----|---|---|----|-----|-----|-----|---|----|-----|-----|
| <i>Calyptraea chinensis</i> (Linnaeus) | 0 | 3 | 0 | 29 | 7 | 1 | 50 | 0 | 0 | 10 | 4 | 60 | 22 | 0 | 24 | 91 | 2 | 42 | 45 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 25 | 12 | 475 | 0 | 0 | 6 | 39 |
| <i>Capulus hungaricus</i> (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 3 | 2 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| <i>Cardiomya costellata</i> (Deshayes) | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Cardium indicum</i> (Lamarck) | 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 | |
| <i>Cardium papillosum</i> (Poli) | 0 | 96 | 0 | 49 | 5 | 0 | 55 | 0 | 2 | 402 | 91 | 121 | 106 | 21 | 43 | 37 | 42 | 40 | 35 | 7 | 2 | 0 | 3 | 1 | 355 | 20 | 359 | 0 | 2 | 38 | 285 |
| <i>Cerithium cf. vulgatum</i> (Bruguière) | 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 | |
| <i>Chama gryphina</i> (Lamarck) | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Chama gryphoides</i> (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | |
| <i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 8 | 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 | |
| <i>Chrysallida cf. fenestrata</i> (Jeffreys) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Chrysallida cf. indistincta</i> (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 37 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Chrysallida cf. sigmoidea</i> (Monterosato) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Chrysallida cf. terebellum</i> (Philippi) | 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 | 8 | 0 |
| <i>Chrysallida</i> sp. | 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 | |
| <i>Chrysallida turbonilloides</i> (Brusina) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Circomphalus foliaceamellosus</i> (Dillwyn) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 1 | 0 | 2 | 67 | 8 | 17 | 36 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 18 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Circulus cf. striatus</i> (Philippi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 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 | |
| <i>Cirsotrema</i> sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Cianculus corallinus</i> (Gmelin) | 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 | |
| <i>Clathrella clathrata</i> (Philippi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 3 | 0 | 0 | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clathroscala cancellata</i> (Brocchi) | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clathrella tumidula</i> (Bellardi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clausinella fasciata</i> (Da Costa) | 0 | 3 | 0 | 4 | 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 | |
| <i>Clausinella punctigera</i> (D. & H. F.) | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 80 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 2 | 5 | 13 | | |
| <i>Clausinella scalaris</i> (Broom) | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 12 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 10 | 18 | 8 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clavatula cf. interrupta</i> (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clavus obtusangulus</i> (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 4 | 0 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Clio pyramidata</i> (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 23 | 0 | 1 | 3 | 4 | 0 | 0 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 125 | 0 | 0 | 1 | 30 | |
| <i>Cochlis cf. depressofuniculata</i> (Sacco) | 0 | 1 | 0 | 0 | 4 | 0 | 5 | 0 | 0 | 27 | 0 | 0 | 66 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 3 | 0 | 0 | 0 | 9 | 0 | 53 | 0 | 0 | 14 | 8 | |
| <i>Cochlis</i> sp. | 2 | 17 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Cochlis tigrina</i> (Defrance) | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Comarmondia</i> sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Comitas dimidiata</i> (Brocchi) | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Conus antdiluvianus</i> (Bruguiere) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Conus brocchii</i> (Bronn) | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 30 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 5 | |
| <i>Conus ponderosus</i> (Brocchi) | 0 | 1 | 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 | |
| <i>Conus</i> sp. | 1 | 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 | |
| <i>Coralliophila bracteata</i> (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 0 | 2 | 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Corbula gibba</i> (Olivi) | 3 | 475 | 0 | 107 | 780 | 31 | 283 | 131 | 17 | 472 | 115 | 231 | 500 | 4166 | 42 | 22 | 82 | 76 | 180 | 52 | 50 | 4 | 7 | 1 | 433 | 168 | 543 | 0 | 51 | 241 | 164 |
| <i>Crassatina concentrica</i> (Michel.) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Crassopleura sigmoidea</i> (Bronn) | 0 | 6 | 0 | 4 | 10 | 2 | 3 | 0 | 1 | 14 | 1 | 4 | 4 | 0 | 7 | 9 | 4 | 8 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | |
| <i>Crepidula unguiformis</i> (Lamarck) | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | |
| <i>Cryptospira</i> sp. | 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 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Ctena decussata</i> (O. G. Costa) | 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 | 0 | 0 | 2 | 3 | |
| <i>Cuvierina</i> cf. | 0 | 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 | 0 | 0 | |
| <i>Cylicina conulus</i> (Deshayes) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 20 | 0 | 2 | 10 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 10 | 0 | 0 | 0 | 9 | |
| <i>Cylicina cylindracea</i> (Pennant) | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Cylicina</i> sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Cylicinina laevisculpta</i> (Granata) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 8 | 0 | 0 | 25 | 23 | |
| <i>Cymatium cf. distortum</i> (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 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 | |
| <i>Cymatium doderleini</i> (D'Ancona) | 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 | |

Dati quantitativi macrobentonici

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|---|----|---|-----|----|----|-----|---|---|-----|----|-----|-----|----|---|----|---|----|----|-----|----|----|----|----|-----|-----|-----|----|-----|----|-----|---|
| Cymatium sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| Cytherea substriolata (Harmer) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 25 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| Dentalium cf. jani (Hornes) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| Dentalium dentale (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 4 | | |
| Dentalium rectum (Linnaeus) | 2 | 5 | 2 | 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 | | |
| Dentalium sexangulum (Scoeter) | 3 | 3 | 0 | 0 | 10 | 22 | 12 | 1 | 0 | 5 | 0 | 10 | 16 | 19 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 5 | 0 | 2 | 2 | 0 | 0 | 2 | 4 | 5 |
| Dentalium variable (Deshayes) | 0 | 1 | 0 | 0 | 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 | |
| Dentalium vitreum (Schroeter) | 0 | 0 | 0 | 4 | 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 | |
| Diodora italica (Defrance) | 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 | 6 | |
| Diplodonta apicalis (Philippi) | 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 | |
| Ditrupea sp. | 6 | 93 | 2 | 350 | 60 | 75 | 206 | 5 | 9 | 435 | 21 | 345 | 275 | 3 | 4 | 0 | 3 | 70 | 0 | 315 | 80 | 11 | 16 | 3 | 55 | 100 | 155 | 30 | 170 | 85 | 290 | |
| Donax venustus (Poli) | 0 | 0 | 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 | 0 | 0 | 0 | |
| Dosinia lupinus (Linnaeus) | 0 | 4 | 2 | 0 | 2 | 0 | 30 | 1 | 0 | 60 | 5 | 47 | 43 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 20 | 59 | 0 | 0 | 11 | 50 | | |
| Emarginula adriatica (Costa O. G.) | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Emarginula conica (Lamarck) | 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 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Emarginula fissura (Linnaeus) | 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 | 5 | 0 | |
| Ensis ensis (Linnaeus) | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 10 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | |
| Epitonium cf. frondiculoide (Boury) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium cf. pedemontanum (Sacco) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium cf. pseudoscalare (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 17 | 4 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium cf. pulchellum (Bivona) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | |
| Epitonium cf. tiberii (de Boury) | 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 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium cf. turtonis (Turton) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | |
| Epitonium cf. lamellosum (Lamarck) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium muricatum (Risso) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 5 | 0 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 | 0 | 4 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Epitonium sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 1 | 3 | 1 | 0 | | |
| Erato voluta (Montagu) | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Ervilia cf. nitens (Montagu) | 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 | 1 | 15 | | |
| Eulima subulata (Donovan) | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 | 3 | 3 | 2 | 7 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Eulimella acicula (Philippi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | | |
| Eulimella laevis (Seguenza) | 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 | |
| Eulimella praelonga (Jeffreys) | 0 | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Eulimella pyramidata (Deshayes) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Eulimella scillae (Scacchi) | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 7 | 1 | 1 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | |
| Eupleura sp. | 0 | 0 | 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 | |
| Euspira cf. helicina (Brocchi) | 5 | 14 | 0 | 0 | 60 | 15 | 88 | 0 | 6 | 78 | 13 | 73 | 67 | 42 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 56 | 1 | 107 | 0 | 0 | 18 | 93 | 0 | | |
| Euspira guillemini (Payraudeau) | 0 | 0 | 0 | 23 | 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 | |
| Euspira sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | | |
| Fasciolaria fimbriata (Linnaeus) | 0 | 0 | 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 | 0 | 0 | |
| Favartia cf. absona (Jan) | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Ficus geometra (Borson) | 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 | |
| Ficus sp. | 0 | 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 | |
| Flexopecten flexuosa (Poli) | 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 | |
| Flexopecten hyalinus (Poli) | 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 | |
| Fusinus lamellosus (Borson) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fusinus rostartus (Olivi) | 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 | |
| Fusinus sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Gari costulata (Turton) | 0 | 1 | 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 | 0 | 0 | 0 | |
| Gari fervensis (Gmelin) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11 | 0 | 0 | 14 | 0 | 14 | 8 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 4 | 8 | | |
| Gari uniradiata (Brocchi) | 0 | 33 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 8 | 3 | 0 | 2 | 0 | 20 | 3 | 0 | 4 | 0 | 8 | 3 | 21 | 0 | 0 | 0 | 7 | | |
| Gastrana lacunosa (Chemnitz) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12 | | |

Dati quantitativi macrobentonici

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|----|-----|---|----|----|----|-----|----|----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----|----|---|---|---|---|-----|-----|-----|---|-----|-----|-----|
| Tellina donacina (Linnaeus) | 3 | 192 | 0 | 10 | 12 | 0 | 40 | 0 | 0 | 8 | 0 | 98 | 18 | 1 | 37 | 10 | 32 | 20 | 20 | 11 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 8 | 23 |
| Tellina pulchella (Lamarck) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 78 | 0 | 0 | 0 | 1 | 6 | 5 | 0 | 1 | 10 | 10 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 41 |
| Tellina serrata (Brocchi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Tenagodus obtusus (Schumacher) | 0 | 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 |
| Terebra reticulare (P. in S.) | 0 | 0 | 0 | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Terebra sp. | 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 |
| Terebratula sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| Teretia anceps (Eichwald) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 4 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 |
| Thracia convexa (Wood) | 4 | 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 |
| Thracia corbuloides (Deshayes) | 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 |
| Thracia sp. | 0 | 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 |
| Thyasira subtrigona (Jeffrey) | 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 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Timoclea ovata (Pennant) | 2 | 323 | 0 | 82 | 78 | 16 | 595 | 6 | 3 | 51 | 9 | 254 | 168 | 0 | 173 | 172 | 180 | 176 | 10 | 10 | 4 | 2 | 5 | 0 | 231 | 207 | 406 | 0 | 288 | 345 | 371 |
| Tonna sulcosa (Born) | 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 |
| Tornus sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 7 | 5 |
| Tricolia pulla (Linnaeus) | 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 | 4 | 7 | |
| Tricolia sp. | 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 |
| Trivia monacha (da Costa) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbonilla bilineata (Seguenza) | 0 | 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 |
| Turbonilla internodula (Wood S.) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbonilla lactea (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 0 | 5 | 0 | 0 | 9 | 2 | 7 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12 | 0 | 3 | 0 | 0 | 8 | 8 |
| Turbonilla rufa (Philippi) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 2 | 7 | 17 | 3 | 7 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| Turbonilla sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turbonilla striatula (Linnaeus) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Turriclavus cf. harpula (Brocchi) | 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 |
| Turricula cf. sp. | 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 | 2 |
| Turriscala torulosa (Brocchi) | 0 | 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 |
| Turritella aspera (Sismonda in Mayer) | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 19 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Turritella tricarinata (Brocchi) | 11 | 16 | 0 | 3 | 26 | 4 | 61 | 0 | 12 | 325 | 20 | 165 | 33 | 61 | 4 | 4 | 2 | 4 | 60 | 21 | 3 | 0 | 0 | 0 | 55 | 66 | 16 | 0 | 3 | 18 | 13 |
| Venerupis cf. sp. | 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 |
| Venus alternans (Sacco) | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Venus casina (Linnaeus) | 6 | 13 | 4 | 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 |
| Venus nux (Gmelin) | 2 | 6 | 0 | 0 | 7 | 0 | 30 | 8 | 5 | 3 | 9 | 20 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 4 | 2 | 5 | 0 | 1 | 3 | 15 | 0 | 1 | 9 | 8 | |
| Venus verrucosa (Linnaeus) | 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 |
| Volvulella cf. acuminata (Bruguere) | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 |
| Xenophora crispa (Koenig) | 0 | 4 | 0 | 1 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 3 | 1 | 0 | 11 | 0 | 6 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 5 |
| Yoldia longa (Bellardi) | 0 | 40 | 3 | 5 | 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 |
| Yoldia nitida (Brocchi) | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 233 | 12 | 31 | 0 | 12 | 0 | 0 | 0 | 6 | 1 | 10 | 6 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |