UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II

Dottorato di ricerca

in

SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

XXXII CICLO

Titolo della Tesi

STRATIGRAFIA INTEGRATA DI SUCCESSIONI CARBONATICHE DI MARE BASSO DEL GIURASSICO SUPERIORE – CRETACICO INFERIORE DELL'APPENNINO MERIDIONALE

Tutor: PROF. FILIPPO BARATTOLO

DOTTORANDA

MARIAROSARIA MARTINO

Co-Tutor:

PROF.SSA SABRINA AMODIO

PROF. MARIANO PARENTE

Coordinatore del corso di dottorato:

PROF. MAURIZIO FEDI

Anno accademico 2018/2019

SOMMARIO

ABSTRACT 4
IL GIURASSICO SUPERIORE – CRETACICO INFERIORE 6
CAPITOLO 1: LE PIATTAFORME CARBONATICHE DELL'APPENNINO MERIDIONALE 9
1.1 – Geologia e paleogeografia dell'Appennino Meridionale 9
1.1.1 – I Monti Alburni 12
1.1.2 – I Monti del Matese 14
1.2 – Parametri che regolano la sedimentazione carbonatica di mare basso 15
1.3 – Schemi biozonali a foraminiferi bentonici ed alghe verdi del Giurassico superiore – Cretacico inferiore 16
1.3.1 – Schema biozonale proposto da De Castro, 1991 17
1.3.2 – Schema biozonale proposto da Chiocchini et al., 2008 20
CAPITOLO 2: LA CICLOSTRATIGRAFIA E LA STRATIGRAFIA SEQUENZIALE IN FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA 23
2.1 – Ciclicità sedimentaria e fattori di controllo 23
2.2 – Analisi stratigrafico-sequenziale di sistemi prevalentemente aggradanti 24
CAPITOLO 3: LA STRATIGRAFIA ISOTOPICA 28
3.1 Gli isotopi stabili del Carbonio e dell'Ossigeno 28
3.2 Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio e dell'Ossigeno: applicazioni e limiti nei sedimenti di piattaforma carbonatica 32
CAPITOLO 4: MATERIALI E METODI 35
4.1 – Materiali 35
4.2 – Metodi di campagna 35
4.3 – Metodi di laboratorio 35
4.3.1 – Preparazione dei campioni e delle sezioni sottili 35
4.3.2 – Preparazione dei campioni per le analisi isotopiche 36
4.4 Analisi di facies 36
CAPITOLO 5: LA SERIE STRATIGRAFICA DI PETINA (M. FORLOSO) 38
5.1 – Precedenti conoscenze 38
5.2 – Sedimentologia ed associazioni di litofacies 48
5.3 – Biostratigrafia 58
5.4 – Ciclostratigrafia e stratigrafia sequenziale 72
5.4.1 Cicli elementari, *bundle* e *superbundle* 75
CAPITOLO 6: LA SERIE STRATIGRAFICA DI SAN LORENZELLO (M.TI DEL MATESE) 78
6.1 – Precedenti conoscenze 78
6.2 – Sedimentologia ed associazioni di litofacies 80
6.3 – Biostratigrafia 87

6.4 – Ciclostratigrafia e stratigrafia sequenziale 94
6.5 – Stratigrafia isotopica del Carbonio 99
CAPITOLO 7: STRATIGRAFIA INTEGRATA DI ALTA RISOLUZIONE PER LA CALIBRAZIONE CRONOLOGICA DEGLI INTERVALLI 102
7.1 La successione di Petina 102
7.1.1 – Sequenze deposizionali ed eustatismo 102
7.1.2 – La ciclostratigrafia e la scala geologica 104
7.1.3 – Eventi biotici e variazioni del livello marino 104
7.2 – La successione di San Lorenzello 106
7.2.1 – Correlazione della curva del $\delta^{13}C$ con curve di riferimento di piattaforma e bacino 106
7.2.2 – Sequenze deposizionali ed eustatismo 111
7.2.3 – Eventi biotici e variazioni del livello marino 113
CAPITOLO 8: CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE 115
RINGRAZIAMENTI 117
BIBLIOGRAFIA 118

ABSTRACT

Shallow-water carbonate records are often characterised by low stratigraphic resolution and poor chronostratigraphic calibration despite abundant and diversified fossil content.
In particular, the Kimmeridgian – Tithonian boundary has been affected by the increase in production of pelagic carbonates linked to the rise of the eustatic curve related to the opening of the South Atlantic Ocean. Later, during the Jurassic – Cretaceous transition, the formation of epicontinental areas with restricted sea water circulation caused by the fall of sea level, promoted the evolution of endemic species. Consequently, the discovery of biostratigraphic markers still remain a task to carry on at the Jurassic-Cretaceous transition which is characterised by only low-amplitude changes in the C isotope curve. The missing of C isotope excursions and spikes in the record of marine carbonates reveal a further difficulty to obtain accurate stratigraphic markers during this time. The early Cretaceous records, instead, are punctuated by several carbonate production crises and perturbations of the global carbon cycle (Weissert, Faraoni and Selli events). Unlike coeval northern Tethyan carbonate platforms, the Apennine platform did not drown during this time interval but responded to palaeoenvironmental and palaeoceanographic perturbations by biofacies changes that are here studied starting from the late Valanginian to the late Barremian.
Possible bioevents are investigated in this PhD thesis by an integrated stratigraphy to contribute to definition and duration of the stages around the Jurassic-Cretaceous boundary and of the early Cretaceous. Multidisciplinary studies based on sedimentology, biostratigraphy, cyclo-sequence stratigraphy of shallow-water carbonates show that the bio-sedimentary system is controlled by internal and/or external processes. Understanding the role of these processes is therefore crucial to analyse how platform ecosystems respond to global environmental perturbations as well as is fundamental to perform a solid anchorage of the biostratigraphic data to the global events and geochronology.
In this dissertation, two isolated carbonate platform sections in the southern Apennines (Italy) have been analysed: the Petina section (Monte Forloso, Alburni Mountain) and the San Lorenzello section (Monte Monaco di Gioia, Matese Mountain). Fossil assemblages, combined with lithofacies characteristics, are used to reconstruct the paleoenvironmental history of the sections, which represent inner sectors of a wide and shallow carbonate platform influenced by waves, with a high-energy zone of migrating sandy shoals separating a more open from a more restricted lagoonal settings. Here sea-level oscillations induced frequent and cyclic emersions of the platform, testified by karstification and pedogenesis superimposed on marine carbonates. A hierarchy of shallowing-upward cycles (elementary cycles, bundles and superbundles), linked to Earth's orbital oscillations, has been individuated.
Numerous green algae and foraminifera bioevents have been identified and several biozones have been defined (four for Petina and six for San Lorenzello). A considerable refinement of the biostratigraphy is carried out, so that the Petina section is attributed to Kimmeridgian *p.p.* – Berriasian *p.p.* while the San Lorenzello section to the Valanginian *p.p.* – Barremian *p.p.*
In particular the best anchoring to the southern Tethys biozonal schemes has been performed also by the carbon-isotope correlation of the San Lorezello section to the other Tethys platforms and basins, producing a better agreement between the position of the Valanginian-Hauterivian boundary indicated by biostratigraphy and that indicated by C-isotopes.
Superbundles and superbundle groups (lower-frequency cycles, T/RFTs) have been interpreted in terms of depositional sequences. Most of the Trangressive/Regressive Facies Trends (T/RFTs) boundaries have been correlated with the "global" Sequence Boundaries and to the

Late Jurassic–Early Cretaceous eustatic curve of Haq (2014; 2018). Based on these correlations, the most T/RFTS disconformities would appear controlled by eustatism.
Finally, the chronostratigraphic calibration of the biostratigraphic events, performed by correlation to the eustatic curve, shows a correlation between benthic foraminiferal and calcareous algae turnover phases and eustatic events.
The Kimmeridgian–Berriasian time is characterised by few bioevents, but it is evident that the latest Jurassic time shows the occurrence of relative more species at least until to the base of the Tithonian, according to the long-term sea level rise, while the disappearance events are concentrated during the sea level fall characterising the Tithonian-Berrasian interval.
The late Valanginian-Hauterivian time appear to be characterised by a relevant neritic biota recovery following the global crisis (Weissert event). A major renewal for dasycladales more than for foraminifera would coincide with a return to warmer temperatures after the late Valanginian cooler episode. On the other hand, the gradual disappearance of species, mostly concerning the dasycladaleans, are mainly concentrated in the Barremian long-term sea level fall. This could testify the progressive and slow decay of platform environmental conditions preluding the carbonate production crisis documented immediately before and during the OAE1a.

IL GIURASSICO SUPERIORE – CRETACICO INFERIORE

Lo scopo di questa ricerca è comprendere e ricostruire il comportamento delle piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale in risposta ai maggiori eventi di cambiamento globale che interessarono le comunità biotiche dal Giurassico superiore al Cretacico inferiore. Infatti, l'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale, tra il Nord-America e il NW-Africa, durante il Giurassico medio (Calloviano, Sheridan et al., 1983) che raggiunse una estensione di circa 6000 km tra il Giurassico e il Cretacico, comportò un notevole incremento nella produzione di carbonati pelagici (Roth, 1986). Inoltre, l'Atlantico Centrale si trovò episodicamente connesso con l'Oceano Pacifico a Ovest e il Mar Artico a Nord (Bornemann et al., 2003). Tali condizioni sono alla base dei numerosi cambiamenti paleoambientali avvenuti durante il passaggio Giurassico – Cretacico (Weissert and Channell, 1989) che indusse una massiccia sedimentazione pelagica alle basse latitudini, durante il Titoniano, come documentato da numerosi autori (Garrison and Fischer, 1969; Roth, 1986, 1989). Di notevole importanza sono stati gli studi condotti sulla rapida evoluzione dei gruppi di nannofossili calcarei avvenuta durante questo periodo (Bown et al., 1992; Colom, 1955; Erba, 1989). Ed in particolare due eventi di forte incremento dei nannofossili calcarei sono segnalati: il primo durante il Titoniano medio-superiore, il secondo nel Berrasiano superiore, quest'ultimo legato all'apertura del corridoio tra Oceano Atlantico e Pacifico (Bornemann et al., 2003). Le ipotesi riguardanti le paleotemperature e la circolazione oceanica durante il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore, sono contraddittorie. Infatti, Frakes (1979) e Hallam (1981, 1985) considerano il Cretacico come un periodo molto caldo con temperature tropicali-subtropicali dai 45°N e probabilmente fino ai 70°S e temperature più fresche verso i poli. Altri studi evidenziano, invece, temperature stagionalmente fredde e limitate calotte glaciali ai poli durante il Cretacico inferiore (Ditchfield, 1997; Frakes, 1979; Frakes et al., 1992; Frakes and Francis, 1988; Mutterlose and Kessels, 2000; Price, 1999; Stoll and Schrag, 1996). Comunque, sia Haq (2018; Haq et al., 1987) che Hallam (1988), individuano un alto eustatico durante il Kimmeridgiano-Titoniano, probabilmente dovuto alla frammentazione della Pangea (Sheridan, 1983, 1997), seguito da una caduta del livello del mare al passaggio Giurassico – Cretacico. Quest'ultima, probabilmente dovuta a un decremento del tasso di apertura della Pangea (Haq, 2018; Haq et al., 1987; Ziegler, 1990), causò la diffusione di mari epicontinentali con circolazione semi-ristretta (Hardenbol et al., 1998; Ziegler, 1990), favorendo così un'evoluzione delle specie endemiche. Questo provincialismo, a cavallo tra il Titoniano e il Berriasiano, interessò vari gruppi di flora e fauna marini a scala globale, come per esempio le belemniti (Doyle, 1992; Mutterlose, 1988; Stevens, 1973) e le ammoniti (Casey, 1973; Hoedemaeker, 1990; Rawson, 1994). Un comportamento simile è stato registrato anche dai nannofossili calcarei che mostrano una diversa distribuzione latitudinale (Mutterlose, 1996; Mutterlose and Kessels, 2000; Street and Bown, 2000). L'effetto del provincialismo sopracitato è la mancanza di *markers* significativi biostratigrafici che potrebbero essere usati per datare, in modo inequivocabile, i passaggi tra Titoniano – Berriasiano e Berriasiano – Valanginiano. Di conseguenza, non esistono, ad oggi, dei *Global Stratotype Sections and Points* (GSSPs) per il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore. Da più di venticinque anni, infatti, è in corso un dibattito sul posizionamento del limite Giurassico – Cretacico. Questa questione è stata ampiamente discussa dalla comunità scientifica durante vari incontri internazionali (Jurassic Colloquia, Luxembourg 1, 1962; Luxembourg, 2, 1967; Cretaceous Colloquium in Lyon,

1963; Lyon-Neuchatel, 1973; International Meeting around the Jurassic/Cretaceous Boundary (JK2018), 2018 in Granier, 2019). Alla fine del diciannovesimo e l'inizio del ventesimo secolo, in aggiunta alla nomenclatura di (Orbigny, 1841), altri numerosi nomi sono stati proposti e usati per la suddivisione in piani del Giurassico superiore – Cretacico inferiore (Arkell, 1946); nel 1991 l'*International Subcommission on Jurassic Commission on Stratigraphy* (Poitiers, 1991), accetta e conferma, la definizione del piano Titoniano definita da (Oppel, 1865). Sebbene non siano stati definiti i GSSPs dei limiti del piano; come limite inferiore è stata accettata la base della Zona a *Lithographicum-Hybonotum* nella provincia Tetidea (Geyssant, 1997), e le zone equivalenti nelle altre regioni (per esempio, *Elegans Zone* in NW – Europa (Geyssant, 1997); *Klimovi Zone* in E – Europa (Gallois, 2011, 2012; Hantzpergue et al., 1998; Rogov, 2010). Nel 2007, però, questa suddivisione basata sulle zone ad ammoniti, è stata messa da parte dal *Berriasian Working Group*, poiché, durante il passaggio Giurassico – Cretacico, il provincialismo delle faune causò una disomogeneità tra i biota sviluppatisi all'interno delle provincie appartenenti ai tre reami riconosciuti (Enay and Cariou, 1997; Westermann, 2000): Boreale, Tetideo e Australe o Subaustrale. Così come per il limite Titonico – Berriasiano, anche tra Berriasiano e Valanginiano ci fu un quasi completo rinnovo della biostratigrafia ad ammoniti (Le Hégarat, 1973) ma, le comparse della specie *Jacobi*, così come *Protacanthodiscus andreaei* e *Micracanthoceras microcanthum*, osservate nel SE – Francia e Spagna (Hégarat and Remane, 1968; Hoedemaeker, 1981, 1982), potrebbero provenire da sedimenti rimaneggiati legati al contesto tettono-sedimentario che interessò l'area (Énay, 2020). Il limite Berriasiano – Valanginiano è stato a lungo fissato alla base della zona a *Pertransiens* (Bulot et al., 1993). Recentemente, però, Reboulet et al. (2018), hanno introdotto la subzona a *Neocomites premolicus* come la parte bassa della zona a *Pertransiens* dei lavori di Ettachfini (2004), Company and Tavera (2013a, 2013b, 2015) e Kenjo (2014), ma, anche per questo limite non è stato ancora trovato un GSSP. Inoltre, durante il Valanginiano superiore, il dominio nord-tetideo fu interessato da eventi di annegamento delle piattaforme carbonatiche e variazioni significative nel ciclo globale del carbonio (Föllmi and Godet, 2013; Weissert and Erba, 2004), non così chiaramente registrati in quello sud-tetideo (Amodio et al., 2020; Graziano, 2003).

Per comprendere al meglio la risposta delle piattaforme carbonatiche a questi eventi di carattere globale, sono state campionate, ad alta risoluzione, la successione di Petina (Monte Forloso, Monti Alburni), affiorante lungo il taglio stradale che conduce dall'uscita autostradale all'omonimo centro abitato in provincia di Salerno di età Kimmeridgiano superiore – Berriasiano inferiore e la successione di San Lorenzello (Matese Orientale) lungo la strada che porta in cima a Monte Monaco di Gioia, di età Valanginiano superiore-Barremiano superiore. Entrambe le sezioni sono caratterizzate da una sedimentazione puramente carbonatica di mare basso con stratificazione piuttosto regolare, non interessata da eventi tettonici rilevanti, ma talora gli affioramenti si presentano coperti da depositi di versante o copertura vegetale.

Per ricostruire l'evoluzione paleoambientale di questi due settori di piattaforma, è stata effettuata un'analisi dettagliata delle litofacies ed associazioni di litofacies che notoriamente mostrano un'organizzazione ciclica in risposta alle variazioni del livello marino. Comprendere la natura di questa ciclicità di alta e bassa frequenza è stato un ulteriore aspetto da investigare conoscendo numerosi e ben documentati esempi in Appennino Meridionale (Amodio et al., 2008; D'Argenio et al., 1997, 1999, 2004, 2011; Ferreri et al., 2004; Graziano and Raspini, 2015; Raspini, 2012). Di fondamentale importanza sono state l'analisi micropaleontologica e

biostratigrafica associata ad una stratigrafia isotopica del Carbonio, quest'ultima effettuata solo sulla successione di San Lorenzello. Le analisi biostratigrafiche hanno consentito di ottenere una datazione aggiornata e di dettaglio delle successioni attraverso l'individuazione di unità biostratigrafiche informali confrontabili con quella disponibili dalla letteratura e di osservare come le comunità biotiche si sono evolute in risposta a cambiamenti globali significativi quali (eventi anossici, eustatismo, crisi climatiche…). L'uso della stratigrafia isotopica ha consentito anche di correlare record di piattaforma con quelli di bacino ottenendo una calibrazione ottimale dell'intervallo studiato a San Lorenzello. L'interpretazione in chiave ciclostratigrafica e stratigrafico sequenziale di entrambe le successioni si è rivelata un utile strumento da affiancare allo studio biostratigrafico ed isotopico per la correlazione a scala tetidea, nonché per valutare la natura globale o meno delle oscillazioni del livello marino registrate in questi depositi. Queste successioni sedimentarie sono pertanto importanti archivi di informazioni paleoecologiche, paleoambientali e paleoclimatiche da investigare con approcci il più possibile multidisciplinari.

CAPITOLO 1: LE PIATTAFORME CARBONATICHE DELL'APPENNINO MERIDIONALE

1.1 – Geologia e paleogeografia dell'Appennino Meridionale

La deformazione meso-cenozoica dell'Appennino ha avuto inizio, tra il Triassico superiore e il Lias, con il *rifting* che ha portato all'apertura della Neo-Tetide ed alla disarticolazione di una piattaforma carbonatica triassica intracratonica preesistente e lo sviluppo di una serie di domini paleogeografici distinti in piattaforme carbonatiche e domini pelagici (Bosellini, 2004; D'Argenio et al., 1975; Mostardini and Merlini, 1986; Ogniben, 1969; Patacca and Scandone, 2007; Sgrosso, 1988; Vlahović et al., 2005; Zappaterra, 1994). Quest'ultimi, durante il Mesozoico, erano parte del paleomargine continentale di Adria (Fig. 1.1.1).

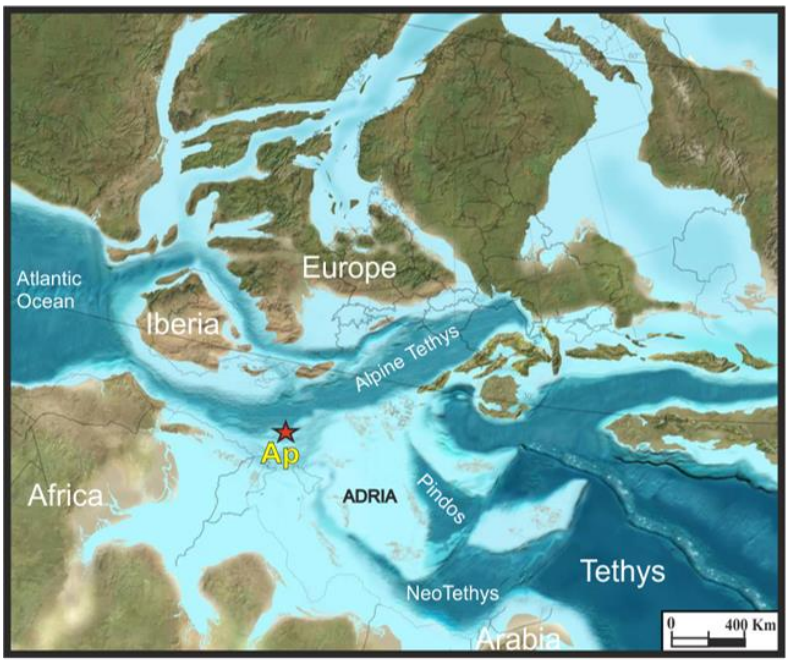


Fig. 1.1.1 – Paleogeografia della Tetide centro – occidentale e paleoposizione della piattaforma carbonatica Appenninica (Ap) durante il Cretacico inferiore. (Modificato da R. Blakey, http://cpgeosystems.com/125_Cret_EurMap_sm.jpg).

Successivamente, nel tardo Cretacico, queste domini di piattaforma e bacino sono stati progressivamente coinvolti nel sistema orogenico Alpi-Appennini-Dinaridi, come risultato della collisione tra i margini continentali Euroasiatico ed Afro-Adriatico (Ciarcia and Vitale, 2013; Patacca and Scandone, 1989; Shiner et al., 2004). La convergenza tra le placche africana ed europea ha causato la migrazione della placca composita apulo-ionica che ha portato alla formazione della catena a falde e sovrascorrimenti dell'Appennino Meridionale caratterizzata da una sovrapposizione tettonica delle falde verso NE (Malinverno and Ryan, 1986; Patacca and Scandone, 2004; Royden et al., 1987). Le parti principali della catena sono il cuneo di accrezione Appenninico e la Piattaforma Apula sepolta (Mazzoli et al., 2008) (Fig. 1.1.2).

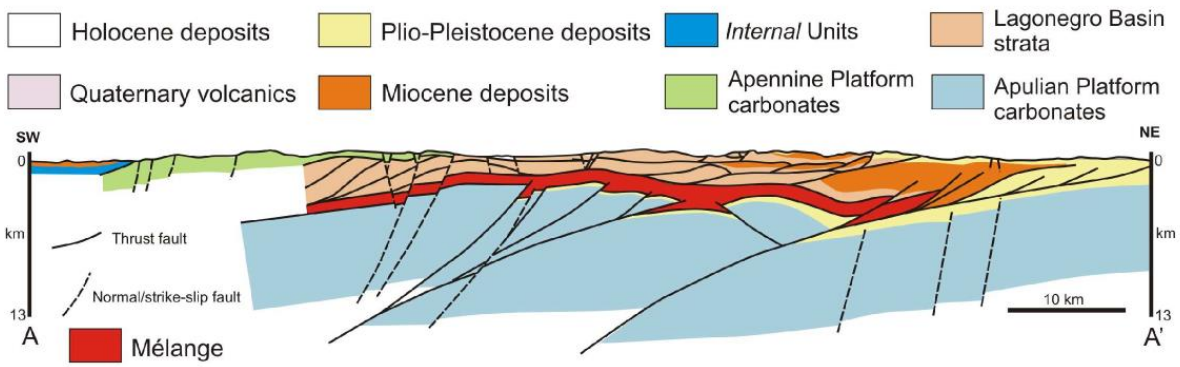


Fig. 1.1.2 – Sezione geologica semplificata dell'Appennino Meridionale. Modificato da Mazzoli et al. (2013).

Il cuneo di accrezione (Fig. 1.1.3) è costituito da una pila di *thrustsheets*, con al top le unità più "interne", il complesso di accrezione Liguride (Ciarcia et al., 2011; Vitale et al., 2011), formato da successioni di bacino profondo depositate su una crosta giurassica. Il complesso Liguride è in accavallamento sui carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica; questi ultimi sono in *thrust* sulle successioni pelagiche del Bacino Lagonegrese-Molisano, coeve alla piattaforma. Con il procedere del *thrusting* il complesso d'accrezione appenninico si è accavallato al di sopra della porzione occidentale della Piattaforma Apula, in parte sepolta, con un movimento orientato in direzione NE (Cello and Mazzoli, 1998; Mazzoli et al., 2008; Mostardini and Merlini, 1986; Shiner et al., 2004). Il procedere dell'accorciamento della catena ha coinvolto anche la porzione sepolta della Piattaforma Apula, con conseguente riattivazione ed inversione di faglie preesistenti Permo-Triassiche, alle quali sono associate le ampie pieghe che agiscono come trappola per gli idrocarburi nei giacimenti dell'Italia meridionale (Shiner et al., 2004).

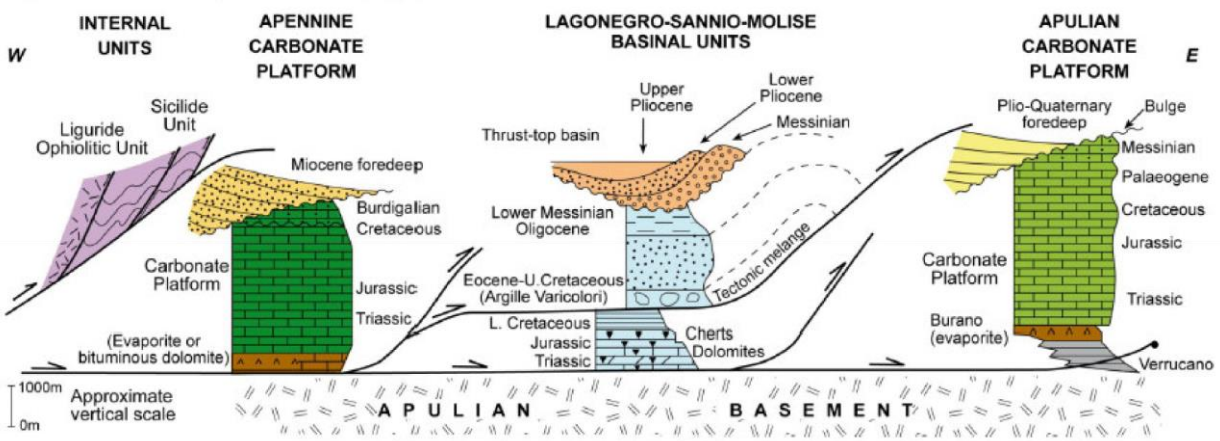


Fig. 1.1.3 – Relazioni geometriche tra le principali unità tettoniche dell'Appennino Meridionale. Modificato da Casero et al. (1988).

Per quanto concerne la successione carbonatica della piattaforma Appenninica (D'Argenio et al., 1975; Mostardini and Merlini, 1986), essa è costituita da alcune unità strutturali tettonicamente impilate tra successioni di mare profondo (Unità di Lagonegro) alla base e successione ofiolitiche (Unità Liguridi) al tetto. La produzione carbonatica della Piattaforma Appenninica (Fig. 1.1.4) è iniziata nel Triassico medio – superiore, durante la fase tettonica estensionale che ha interessato il basamento Ercinico. Nella fase successiva (Retico-Lias), si è

raggiunta una più chiara configurazione del sistema di piattaforme e bacini, inoltre, i margini del bacino di Lagonegro avevano raggiunto una configurazione più stabile che è durata per quasi tutto il Mesozoico (D'Argenio et al., 1975). Grazie agli studi focalizzati su facies di margine di piattaforma del Triassico superiore (Climaco et al., 1997; Iannace and Zamparelli, 1996; Zamparelli, et al., 1999) si è potuto appurare che le comunità serpulidi-microbialitiche erano i principali costruttori di scogliera dell'Appennino meridionale. La composizione peculiare di queste biocostruzioni contrasta con i *reefs* di tipo *Dachstein* ampiamente diffusi nella Tetide Occidentale, caratterizzati da un'associazione ad alta diversità dominata da coralli e spugne calcaree (Flügel, 2002; Flügel and Senowbari-Daryan, 1996)(Flügel and Senowbari-Daryan, 1996; Flügel, 2002). Il modello proposto da Cirilli et al. (1999) spiega la distribuzione di biofacies in relazione alle condizioni paleogeografiche e paleoceanografiche: le biocostruzioni serpulidi-microbialitiche si sono sviluppate sul margine di bacini di intrapiattaforma ristretti, caratterizzati da salinità anomala e contenuto basso in ossigeno; d'altra parte i *reefs* di tipo *Dachstein* si sono sviluppati sui margini di fronte a bacini aperti, dove l'interazione tra fattori paleoceanografici e paleoclimatici ha fornito le condizioni ottimali per lo sviluppo delle comunità a coralli e spugne. Verso la fine del Triassico una crisi biologica globale ha interessato le comunità marine, infatti non ci sono evidenze di biocostruzioni (né microbiali né a dominanza metazoan) nel Giurassico inferiore dell'Appennino meridionale. Solo nelle aree del Bulgheria e del Verbicaro, le quali erano vicine agli assi dell'apertura oceanica, le condizioni di acque profonde persistono per tutto il Mesozoico. Nelle unità carbonatiche della catena appenninica il record stratigrafico della transizione piattaforma – bacino è rappresentato sia da successioni condensate, evolute da facies di piattaforma a pelagiche nel Giurassico (M. Bulgheria, Capri; Barattolo and Pugliese, 1987), sia dalle successioni più o meno incomplete composte dai carbonati di piattaforma mesozoica sui quali giacciono carbonati risedimentati del Cretacico inferiore e del Paleogene (Matese, Monti della Maddalena, parte nord del M. Marzano; Iannace et al., 2005). I *gaps* stratigrafici di queste successioni incomplete sono stati attribuiti sia a fasi di tettonica sin sedimentaria (Scandone and Bonardi, 1967), che avrebbero causato l'esposizione subaerea e conseguente erosione, che a processi intrinsecamente connessi alla sedimentazione, che avrebbero causato lo *slope bypass* ed erosione sottomarina (Marsella and Pappone, 1987; Pappone, 1990). Alcuni *hiatus* stratigrafici, spesso marcati da bauxiti e probabilmente relativi a eventi tettonici (D'Argenio & Mindszenty, 1995), sono presenti anche in successioni di acque basse del Cretacico inferiore-medio probabilmente legate alla riattivazione della tettonica estensionale lungo la piattaforma. Le diverse durate dei *gaps* stratigrafici del Cretacico medio (Carannante et al., 1987; Ruberti, 1992) supportano l'ipotesi di un controllo tettonico complesso della paleotopografia. Carannante et al. (2009) evidenziano che nell'Aptiano medio-superiore le fattorie carbonatiche mostravano una netta variazione nella dinamica sedimentaria e nell'architettura deposizionale, infatti, i sistemi uniformi pre-Aptiani di laguna orlata sono rapidamente evoluti in sistemi più complessi di acqua bassa dominati da fattorie carbonatiche a rudiste collocate lungo aree di by-pass e di bacino profondo. Il passaggio verso condizioni di mare aperto è stato correlato con le fasi precoci di strutturazione della piattaforma. Infine, bisogna menzionare la presenza di strati silicizzati nelle aree dove le condizioni di acqua bassa persistono (Iannace et al., 2014; Robson, 1987), questi indicano, insieme alla presenza di bauxite, l'alternanza di condizioni climatiche rispettivamente aride e umide. Nel Cretacico superiore i depositi di laguna sono più limitati.

Questo è dovuto alla diffusione di depositi bioclastici e rampe biocostruite la cui composizione biologica riflette uno spostamento verso fattorie carbonatiche di tipo foramol (Barattolo, 1991; Carannante et al., 1995, 1999; Kauffman and Johnson, 1988; Simone and Carannante, 1988). Attualmente facies di margine di piattaforma (i.e. unità Monte Marzano-Monti della Maddalena, Bonardi et al., 1988; Unità Monti della Maddalena, Castellano and Sgrosso, 1996) affiorano lungo l'intera catena orientale della piattaforma Appenninica. Queste facies sono state correlate con le successioni coeve del bacino di Lagonegro. In particolare, calciruditi e calcareniti ("Calcari Cristallini" Auct.) debolmente ricristallizzati del Cretacico superiore-Paleogene devono essere considerati facies laterali (per esempio carbonati prossimali) delle sequenze calcareo-clastiche del "Flysch Rosso", i quali rappresentano la controparte distale. Il pattern di affioramento dei depositi dallo *slope* al bacino mostra un andamento NW-SE (dal Monte Matese ai monti di Lauria; Iannace et al., 2005) Questa catena transizionale è bordata da facies di piattaforma interna (*back-reef*, *tidal-flat* e *openshelf*) della piattaforma Appenninica a ovest e facies pelagiche del bacino di Lagonegro a est.

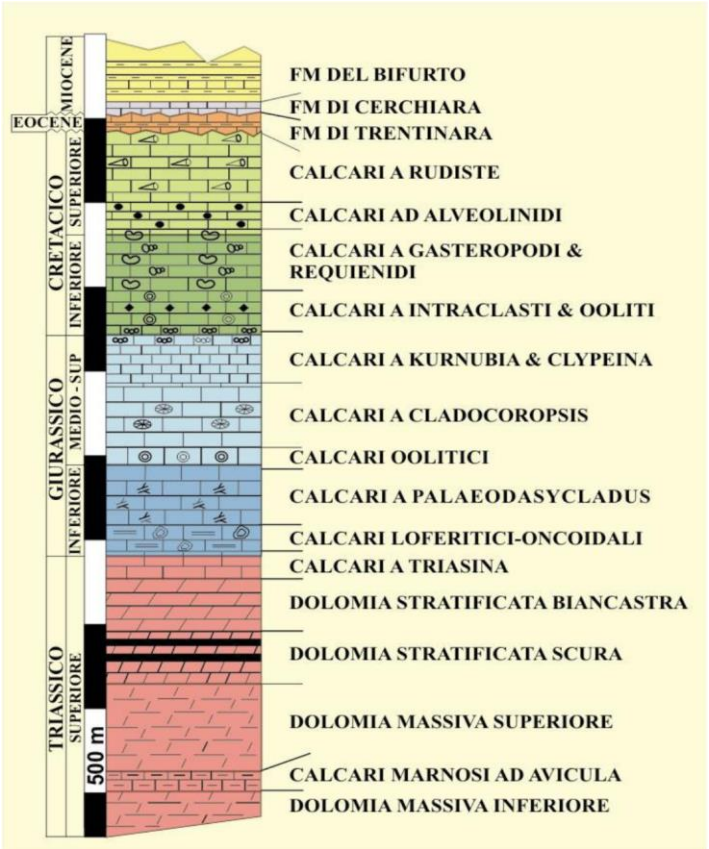


Fig. 1.1.4 – Sintesi stratigrafica della Piattaforma Carbonatica Appenninica. (Di Lucia, 2009).

1.1.1 – I Monti Alburni

L'evoluzione geologica dei Monti Alburni è strettamente legata alle fasi di formazione ed evoluzione dell'Appennino Meridionale. Il complesso carbonatico degli Alburni è legato al dominio paleogeografico della Piattaforma Campano – Lucana (D'Argenio et al., 1975; D'Argenio and Sgrosso, 1974; Patacca and Scandone, 2007), e dal punto di vista tettonico appartiene all'Unità stratigrafica strutturale Alburno – Cervati (Sartoni and Crescenti, 1962). Il massiccio carbonatico è delineato a est dal Vallo di Diano, a nord – est dalla valle del fiume

Tanagro, a sud – ovest è bordato dal fiume Calore Lucano e a nord – ovest dal fiume Sele. Il complesso carbonatico si estende per 250 km^2 da nord – ovest verso sud – est ed immerge verso sud – ovest, e la cima più alta è rappresentata dal monte Panormo o Alburno, da cui il nome del massiccio, che domina sul margine nord – occidentale, raggiungendo i 1742 m sul livello del mare. La successione è composta da un impilamento di calcari Mesozoici su cui poggiano in sequenza stratigrafica le unità carbonatiche – terrigene terziarie che, localmente, passano a depositi in facies di *flysch* (D'Argenio, 1974). La dorsale è delimitata da due lineamenti quaternari (Pescatore et al., 1972) rettilinei che bordano il massiccio, la nord – orientale cha va da Postiglione fino a Petina con carattere distensivo, mentre la sud – orientale con carattere trascorrente (Cafaro et al., 2015). L'intera struttura è penetrata da numerosi lineamenti tettonici (Santangelo and Santo, 1997) e la loro interazione ha portato alla formazione di bacini estensionali. Come descritto da Bellucci et al. (1995) e da Russo Ermoli et al. (1995) (Fig. 1.1.1.1), l'ossatura della dorsale è costituita da calcari dolomitici e pseudo – oolitici, di età Giurassico medio – Cretacico superiore. In continuità sedimentaria si rinvengono calcari a Spiroline, conosciuti in letteratura come Formazione di Trentinara (Selli, 1962), costituiti da calcilutiti, calcareniti e talvolta conglomerati calcarei intervallati spesso con livelli marnosi, di età Paleocene – Eocene. Al di sopra di questi, in piccole depressioni, sono stati rinvenuti argille rosse residuali (Oligocene?) (Bellucci et al., 1995; Boni, 1974). Infine, chiudono la serie, i *flysch* Miocenici, composti da coperture terrigene formate da argille, siltiti, marne e arenarie (Santo, 1995).

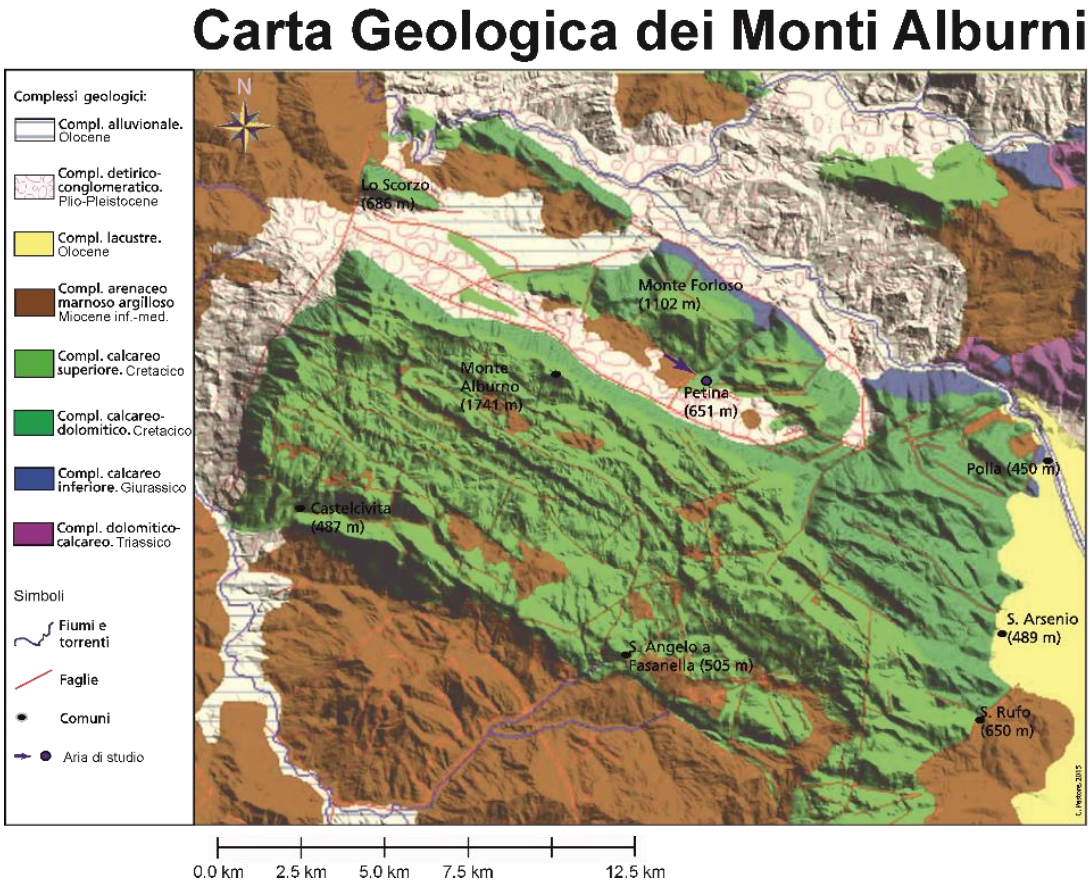


Fig. 1.1.1.1: Carta geologica dei Monti Alburni (Cafaro, 2015).

1.1.2 – I Monti del Matese

La storia geologica del Matese si inquadra in quella dell'Appennino centro – meridionale che nel Mesozoico, e nella gran parte del Cenozoico, faceva parte del margine passivo di Adria. I Monti del Matese sono allineati NO – SE al confine tra il Molise e la Campania. Questo massiccio carbonatico si estende tra le province di Campobasso e Isernia nel Molise, Caserta e Benevento nella Campania, e la cima più alta è raggiunta dal Monte Miletto che arriva ai 2050 m sul livello del mare. Le successioni affioranti nei Monti del Matese sono prevalentemente carbonatiche e coprono un intervallo stratigrafico esteso dal Triassico superiore al Miocene superiore, con locali e talora ampie lacune (Fig. 1.1.2.1). Una delle prime sequenze tipo del Mesozoico dell'Appennino meridionale è stata descritta da Catenacci et al. (1963), sulla base di alcune successioni sud-orientali del Matese. In quest'area affiorano circa 2000 m di dolomie e calcari ben stratificati, in facies di piattaforma carbonatica, in continuità dal Trias superiore al Cretacico inferiore. All'altezza dell'Aptiano superiore – Albiano basale la successione è interrotta da un orizzonte bauxitico discontinuo su cui trasgrediscono in paraconformità pochi metri di calcare a rudiste del Turoniano sommitale – Senoniano inferiore e, su quest'ultimi, in corrispondenza di una nuova e ampia lacuna stratigrafica, si trovano i calcari rodalgali (Calcari a briozoi e litotamni) del Miocene inferiore (Burdigaliano-Langhiano) (Carannante et al., 2009). I *log* litologico-stratigrafici di dettaglio effettuati da Vigorito (2005), nell'area del Matese orientale, mostrano (dal Neocomiano all'Aptiano medio) *grainstone* e *packstone* a ooidi fibroso-raggiati passanti verso l'alto ad alternanze di *mudstone/wackestone* talora dolomitizzate e/o fenestrate e *packstone* a bioclasti, peloidi ed intraclasti. Alcuni intervalli fangosi sono particolarmente ricchi in oogoni di caracee ed ostracodi. Sono presenti, inoltre, intervalli di brecce o pseudobrecce in matrice marnoso verdastra. La successione suggerisce un ambiente deposizionale di piattaforma ristretta soggetta ad effimere emersioni. Le relative litofacies suggeriscono locali incrementi di salinità e periodici apporti di acque dolci e/o salmastre (Carannante et al., 2009; D'Argenio et al., 1987, 1998).

1.2 – Parametri che regolano la sedimentazione carbonatica di mare basso

Il tasso di sedimentazione è particolarmente importante per il sistema carbonatico di acqua bassa, poiché il materiale prodotto è un elemento cruciale nel definire il potenziale di accrescimento di una piattaforma nel caso di innalzamento del livello del mare. In particolare, la precipitazione dei carbonati di mare basso può essere (Schlager, 2003) (Fig. 1.2):

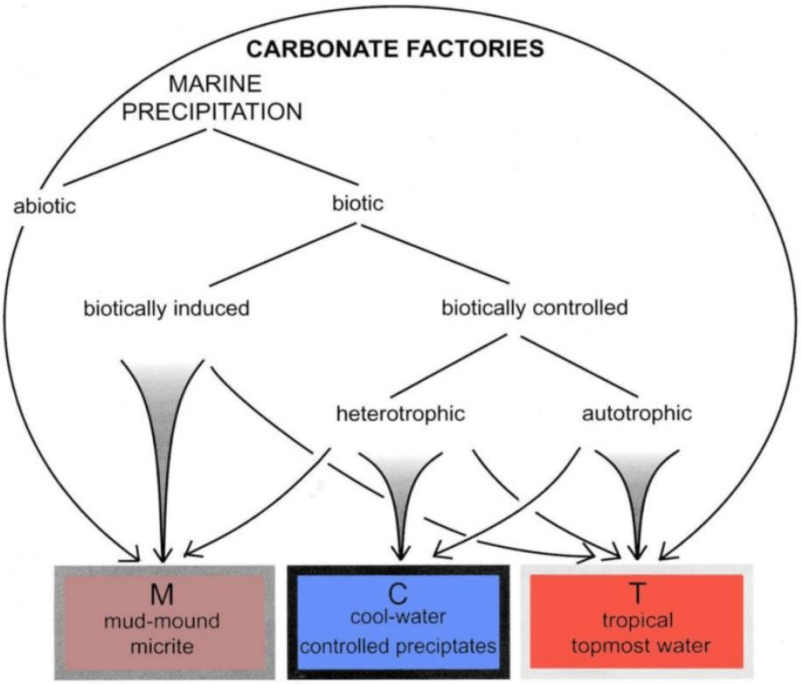


Fig. 1.2 – Modalità di precipitazione chimica dei carbonati marini (Schlager, 2005).

- Precipitazione chimica, controllata dalla legge della termodinamica e altri limiti imposti dalle reazioni cinetiche. La cinetica è importante poiché la precipitazione carbonatica avviene più facilmente a basse temperature. Esempi di precipitazione chimica sono i cementi marini aragonitici o magnesio-calcitici;

- Precipitazione bioticamente indotta, implica che gli organismi rappresentano la causa scatenante del processo, ma hanno poca influenza sia sul percorso che porta alla precipitazione che sul precipitato finale, un esempio è la micrite microbialitica (produzione dei carbonati di tipo *Microbiale*). In questo caso, associazioni di batteri e cianobatteri inducono una precipitazione puramente chimica del carbonato, tant'è che per molti aspetti assomiglia ad un precipitato abiotico;

- Precipitazione a controllo biotico, avviene per processi all'interno dei quali gli organismi determinano il microambiente in cui si verifica l'inizio e la fine del processo così come la composizione e la tessitura del precipitato; coralli o alghe calcaree (associazione di tipo *Chlorozoan*) possono determinare quindi la formazione di impalcature organogene con formazione di biocostruzioni, mentre foraminiferi e bivalvi (associazione di tipo *Foramol*) sottendono la formazione di coltri sedimentarie sciolte, poco soggette alla cementazione precoce per via della composizione mineralogica stabile (calcitica) del precipitato.

Nel tempo geologico, queste modalità di precipitazione, che si riflettono nei diversi tipi di geometrie di accumulo dei carbonati, hanno contribuito a generare tre tipi di *carbonate factories*:

- *Tropical shallow-water factory*: una "fabbrica" tropicale di mare basso, caratterizzata da una precipitazione bioticamente controllata da organismi autotrofi e abiotica. In generale, questo tipo di fabbrica tende a generare piattaforme orlate;

- *Cool-water factory*: una "fabbrica" di acqua fredda, dominata da precipitati bioticamente controllati da organismi eterotrofi. Questo tipo di fabbrica si riflette in una geometria di tipo rampa a causa dell'alta energia idrodinamica che rende difficile l'instaurarsi dei corpi orlati;

- *Mud-mound factory*: dominata da precipitate bioticamente indotti e abiotici. L'espressione tipica di questa fabbrica è la presenza di vari corpi micritici convessi a diverse profondità.

Le condizioni che determinano la variazione delle associazioni biologiche che caratterizzano un sistema carbonatico di piattaforma sono il variare di parametri quali la temperatura e la salinità (Lees and Buller, 1972), la chimica e lo stato di saturazione delle acqua (Stanley and Hardie, 1998; Steuber, 2002) e la disponibilità di nutrienti (Carannante et al., 1988; Hallock and Schlager, 1986; Mutti and Hallock, 2003).
Il legame, tra l'evoluzione in termini di *carbonate factory* e i cambiamenti che le piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale potrebbero aver registrato in risposta alle variazioni paleoceanografiche e paleoclimatiche globali del Cretacico, è stato oggetto di studi approfonditi (Amodio and Weissert, 2017; Carannante et al., 1995; Di Lucia et al., 2012; Simone et al., 2003). Il Giurassico e il Cretacico inferiore sono stati dominati da associazioni di tipo *chlorozoan*, costituite soprattutto da grani non scheletrici, foraminiferi e alghe verdi, tipiche di una piattaforma parzialmente protetta di tipo tropicale. Mentre, a partire dal Cenomaniano superiore, si passa gradualmente ad associazioni di tipo *foramol*, dominate da rudiste, alghe rosse, briozoi, echinodermi e prive di grani non scheletrici, caratteristiche di piattaforme più aperte prive di un margine ben sviluppato e tipiche di climi più temperati. Questo importante passaggio tra le due associazioni durante il Cretacico sembra essere legato anche al graduale cambiamento nella composizione chimica della mineralogia dominante dei componenti scheletrici e no. Infatti, le variazioni nel tasso di produzione di crosta oceanica avrebbero modificato la composizione chimica dell'acqua marina e il rapporto Mg/Ca (Stanley and Hardie, 1998; Steuber, 2002). Questi dati sembrano indicare, quindi, che i fenomeni tettonici globali che hanno prodotto un rapporto molto basso di Mg/Ca durante il Cretacico superiore, hanno favorito il passaggio da un Cretacico inferiore aragonitico ad un Cretacico superiore calcitico.

1.3 – Schemi biozonali a foraminiferi bentonici ed alghe verdi del Giurassico superiore – Cretacico inferiore

Le prime conoscenze moderne sulla stratigrafia e le successioni dell'Appennino meridionale risalgono agli anni della realizzazione della Carta Geologica di Italia 1:100.000. Solo negli anni '60, infatti, le ricerche di (Catenacci et al., 1963; Crescenti, 1969; "De Castro," 1962; Sartoni and Crescenti, 1962) consentirono di definire la prima biozonazione abbastanza completa del Mesozoico carbonatico di mare basso, in particolare del sistema Giurassico fino

ad allora considerato assente nell'Appennino meridionale. Le ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sulle formazioni carbonatiche hanno permesso l'elaborazione di schemi biostratigrafici relativi ai principali paleoambienti di piattaforma carbonatica: "paleopiattaforma", piattaforma interna-retromargine, margine e scarpata esterna (Chiocchini et al., 1994; Chiocchini and Mancinelli, 1977, 1978; De Castro, 1991; Farinacci and Radoicic, 1964). Di seguito vengono descritte in dettaglio le biozone e le sottozone del Giurassico superiore – Cretacico inferiore relative all'ambiente di piattaforma interna-retromargine riconosciute da De Castro (1991) e Chiocchini et al. (2008) (Fig. 1.3).

Fig. 1.3 – Confronto delle Unità cronostratigrafiche con le biozone di De Castro (1991) e Chiocchini et al. (2008). Nel riquadro le biozone esaminate nel testo. Modificato da Chiocchini et al. (2008).

1.3.1 – Schema biozonale proposto da De Castro, 1991

Biozona a Kurnubia palestiniensis

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: comparsa di *Kurnubia palestiniensis*

Limite superiore: comparsa di *Clypeina jurassica*

Età: Calloviano – Kimmeridgiano medio

Descrizione: la biozona è caratterizzata dalla presenza di specie indice che si rinvengono anche nella biozona successiva. Insieme alla *Kurnubia palastinensis* sono associati *Salpingoporella grudii*, *Salpingoporella sellii*, *Valvulina lugeoni*, *Pfenderella arabica*, *Praekurnubia crusei*, *Parurgonina caelinensis*(?), *Kilianina rahonensis*(?). *Cladocoropsis mirabilis* è frequente nella parte inferiore e media della zona. Al limite con la zona soprastante è registrata *Kilianina lata*.

Biozona a Clypeina jurassica

Tipo della biozona: di distribuzione.

Limite inferiore: comparsa di *Clypeina jurassica*

Limite superiore: scomparsa di *Clypeina jurassica*

Età: Kimmeridgiano medio – Titoniano superiore

Descrizione: la biozona è caratterizzata da specie indice. Sono associate con la *Aloisalthella sulcata* (=*Clypeina jurassica*) la *Clypeina inopinata*, *Clypeina parvula*, *Salpingoporella grudii*. Nella parte inferiore della biozona sono presenti *Kurnubia palastiensis*, *Pfenderella arabica*, *Parurgonina caelinensis* e *Kilianina rahonensis*. Nella parte superiore si rinvengono *Campbelliella striata* e *Salpingoporella annulata*. Invece, nella parte più in alto è presente *Sarfatiella catenaeformis*. L'ultimo livello con *Aloisalthella sulcata* (=*Clypeina jurassica*) è riferito al Berriasiano sulla base della correlazione con il livello di Calpionelle effettuato da Peybernès (1976) sui Pirenei, che non contrasta con l'osservazione fatta da Azéma et al. (1997) in Sardegna.

Biozona a Campbelliella striata

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: scomparsa di *Clypeina jurassica*.

Limite superiore: scomparsa di *Campbelliella striata*.

Descrizione: in tutta la biozona si trovano associate *Campbelliella striata* e *S. annulata*, mentre verso la fine della biozona vi è la comparsa di *Actinoporella podolica*.

Età: Berriasiano inferiore.

Biozona a Salpingoporella annulata

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: scomparsa di *Campbelliella striata*.

Limite superiore: comparsa di *Pseudocyclammina lituus*.

Descrizione: ampiamente diffuse nella biozona si trovano associate *Salpingoporella annulata* e *Actinoporella podolica*; verso l'alto c'è la comparsa di *Salpingoporella steinhauseri*, *Clypeina solkani* e *Pseudoclypeina crnogorica*, quest'ultima scompare prima della fine della biozona.

Età: Berriasiano superiore.

Biozona a Pseudocyclammina lituus

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: comparsa di *Pseudocyclammina lituus*.

Limite superiore: comparsa di *Cuneolina camposaurii* e di *Cuneolina laurentii*.

Descrizione: alla *Pseudocyclammina lituus* sono associate *Salpingoporella annulata* e *Actinoporella podolica*. Verso la metà della cenozona c'è la scomparsa di *Salpingoporella steinhauseri* e la comparsa di *Selliporella neocomiensis*, quest'ultima scompare prima della fine della biozona.

Età: Valanginiano inferiore – Valanginiano superiore *p.p.*

Biozona a Cuneolina laurentii

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: comparsa di *Cuneolina camposaurii* e di *Cuneolina laurentii*.

Limite superiore: comparsa di *Campanellula capuensis*.

Descrizione: oltre a *Cuneolina laurentii* e a *Cuneolina camposaurii* sono associate *Salpingoporella annulata* e *Actinoporella podolica*. Poco dopo l'inizio della biozona c'è la scomparsa di *Clypeina solkani*, verso la metà della biozona scompaiono *Cuneolina camposaurii* e *Pseudocyclammina lituus*, mentre nella parte superiore compare *Diplopora* (?) *johnsoni*.

Età: Valanginiano superiore *p.p.* – Hauteriviano superiore *p.p.*

Biozona a Campanellula capuensis

Tipo della biozona: di distribuzione.

Limite inferiore: comparsa di *Campanellula capuensis*.

Limite superiore: scomparsa di *Campanellula capuensis*.

Descrizione: alla specie indice è associata *Cuneolina laurentii*. Nella parte iniziale della biozona si possono trovare le ultime forme di *S. annulata* e di *Diplopora* (?) *johnsoni* mentre verso la metà della biozona c'è la scomparsa di *Actinoporella podolica*. Poco dopo l'inizio della biozona, e per un breve intervallo, alla specie indice si trovano associate *Praturlonella danilovae*, *Salpingoporella melitae*, *Salpingoporella cemi* e *Acroporella radoiciciae*.

Età: Hauteriviano superiore *p.p.* – Barremiano inferiore *p.p.*

Biozona a Salpingoporella dinarica

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: scomparsa di *Cuneolina capuensis* e comparsa di ?*Cuneolina scarsellai*.

Limite superiore: scomparsa di *Salpingoporella dinarica*.

Descrizione: poco dopo l'inizio della biozona compare *Salpingoporella dinarica* che si trova associata a *Cuneolina laurentii* e a ?*Cuneolina scarsellai*. Verso l'alto compaiono *Triploporella marsicana*, *Orbitolina parva* e *Orbitolina texana*. Poco prima della fine della biozona c'è la comparsa di *Sabaudia minuta*.

Età: Barremiano inferiore *p.p.* – Aptiano superiore *p.p.*

1.3.2 – Schema biozonale proposto da Chiocchini et al., 2008

Biozona a Kurnubia gr. Palastinensis

Tipo della biozona: di intervallo.

Limite inferiore: comparsa dei primi individui del genere *Kurnubia*.

Limite superiore: comparsa di *Clypeina jurassica*.

Descrizione: la parte iniziale della biozona è caratterizzata dalla comparsa di *Kurnubia variabilis* e *Salpingoporella sellii*, dal persistere di *Paleopfenderina salernitana* e dalla presenza di *Chablaisia chablaisensis* e *Trocholina elongata*, limitata alle successioni di retromargine. Successivamente compaiono dapprima *Kurnubia palastinensis* e poi *Kurnubia wellingsi*; al tetto della biozona sono presenti *Parurgonina caelinensis* e *Verneuilina pharaonica*.

Età: Calloviano - Kimmeridgiano superiore *p.p.*

Biozona a Clyperina jurassica

Tipo della biozona: di distribuzione.

Limite inferiore: comparsa di *Clypeina jurassica*.

Limite superiore: scomparsa di *Clypeina jurassica*.

Descrizione: la specie-indice costituisce talvolta gran parte della biofacies o può risultare inizialmente associata a *Kurnubia palastinensis*, piccole Miliolacea e *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Nella parte finale della biozona compaiono dapprima *Salpingoporella annulata* e

poi *Campbelliella striata*, mentre al tetto sono osservabili uno o due bioorizzonti con oogoni di Charophyta.

Età: Kimmeridgiano superiore *p.p.* – Titoniano.

Biozona a Favreina salevensis e Salpingoporella annulata

Tipo della biozona: di associazione.

Limite inferiore: scomparsa di *Clypeina jurassica*.

Limite superiore: comparsa di *Cuneolina camposaurii*.

Descrizione: alle due specie-indice, ampiamente diffuse in tutta la biozona, si associano inizialmente *Campbelliella striata*, *Garwoodia fluegeli*, *Hedstroemia moldavica* e *Garwoodia polytomica*, particolarmente frequenti nei paleoambienti retromarginali. Nella parte superiore della biozona è presente un caratteristico bioorizzonte a *Montsalevia salevensis*, mentre al tetto talvolta compaiono i primi piccoli individui riferibili a ?*Cuneolina scarsellai*.

Età: Berriasiano – Valanginiano.

Biozona a ?Cuneolina scarsellai e Cuneolina camposaurii

Tipo della biozona: di associazione.

Limite inferiore: comparsa di *Cuneolina camposaurii*.

Limite superiore: comparsa di *Salpingoporella dinarica*.

Descrizione: le due specie indice compaiono quasi simultaneamente alla base della biozona; successivamente si ha la comparsa dapprima di *Praechrysalidina infracretacea* seguita da quelle di *Campanellula capuensis*, *Salpingoporella genevensis*, *Salpingoporella hispanica* e infine "*Rivularia*" *theodori*, *Salpingoporella biokovensis*, *Sabaudia minuta*, *Pseudomitcheldeania dragastani* e *Cuneolina laurentii*. Le "Porostromata" citate sono più frequenti nei paleoambienti retromarginali, mentre risultano esclusive di questi ultimi *Similclypeina omalica*, *Cylindroporella ivanovici*, *Praturlonella danilova*, *Acroporella nissovensis*, *Bakalovella elitzae*, *Heteroporella* (?) *graeca*, *Milanovicella pejovicae*, *Clypeina radici*, *Arenobulimina corniculum*, *Nezzazatinella macovei*, *Arenobulimina cochleata*, *Moesiloculina histri*.

Età: Hauteriviano – Barremiano.

Biozona a Salpingoporella dinarica

Tipo della biozona: di distribuzione locale.

Limite inferiore: comparsa di *Salpingoporella dinarica*.

Limite superiore: scomparsa di *Salpingoporella dinarica*.

Descrizione: alla specie-indice, che talvolta costituisce quasi l'intera biofacies, si associano *Sabaudia minuta*, ?*Cuneolina scarsellai*, *Cuneolina camposaurii*, *Cuneolina laurentii*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Pseudolituonella conica*, *Trochamminoides coronus* e successivamente *Acroporella raidoicicae*, *Debarina hahounerensis*, *Moesiloculina danubiana*, *Moesiloculina histri*, *Glomospira urgoniana*, *Sabaudia capitata*, *Palorbitolina lenticularis*, *O.* (*Mesorbitolina*) *parva* (in corrispondenza del livello ad "Orbitolina"); al tetto è presente il caratteristico bioorizzonte a *Sabaudia auruncensis* e *Sabaudia dinapolii*. Risultano esclusive dei paleoambienti retromarginali *O.* (*Mesorbitolina*) *texana* e *Dictyoconus pachymarginalis.*

Età: Aptiano inferiore.

CAPITOLO 2: LA CICLOSTRATIGRAFIA E LA STRATIGRAFIA SEQUENZIALE IN FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA

2.1 – Ciclicità sedimentaria e fattori di controllo

La ciclostratigrafia è una branca della stratigrafia che si occupa di identificare, caratterizzare, correlare ed interpretare variazioni cicliche (periodiche o quasi-periodiche) nel record stratigrafico, e della loro applicabilità in geocronologia, migliorando l'accuratezza e la risoluzione degli inquadramenti stratigrafico-temporali (Hilgen et al., 2004). In particolare, la stratigrafia orbitale si occupa dello studio della ritmicità dei sedimenti in risposta ai cambiamenti nei parametri orbitali terrestri quali (Fig. 2.1):

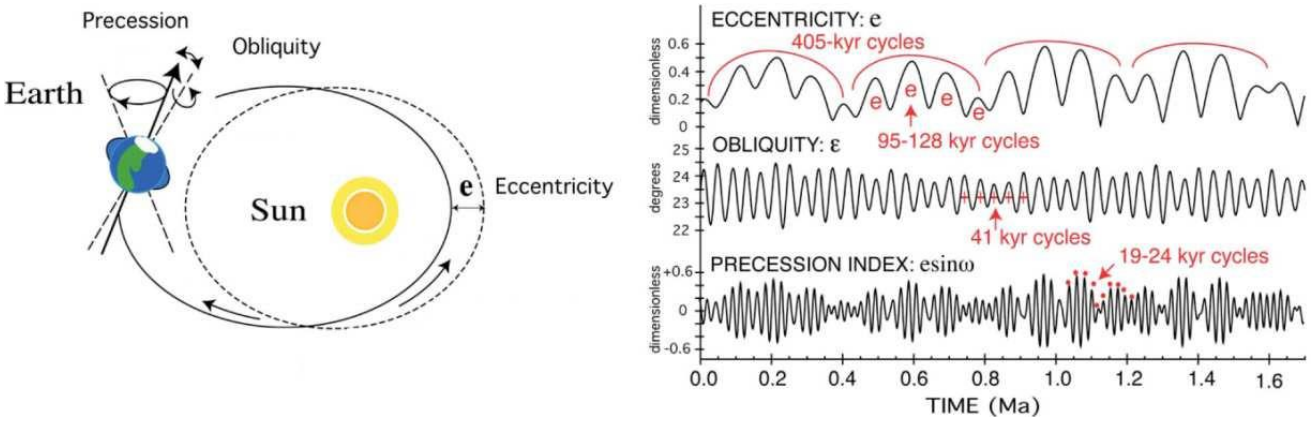


Fig. 2.1 – Modello dei parametri orbitali terrestri. Modificato da Hinnov and Ogg (2007).

- Obliquità, che rappresenta l'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre rispetto alla perpendicolare al piano dell'eclittica. L'obliquità terrestre cambia di circa 2,5 gradi di arco, variando da 22° a circa 24,5°; il periodo di tale variazione è di circa 41 ka. Influenza la media dell'insolazione stagionale ed i contrasti stagionali, ed ha effetti più marcati nelle regioni polari, dove un aumento di obliquità causa estati più calde ed inverni più rigidi, meno favorevoli allo sviluppo dei ghiacciai;
- Eccentricità, che è legata alla variazione dell'orbita ellittica della Terra e, conseguentemente, alla variazione della differenza tra la distanza Terra-Sole in afelio ed in perielio; ha periodicità più frequenti di 100 ka (eccentricità breve);
- Precessione, che è dovuta alla rotazione della linea degli equinozi e della linea degli apsidi, che congiuntamente causano uno spostamento (anticipo) del punto vernale sull'eclittica, cioè del punto in cui si verifica l'equinozio di primavera. Influisce sulla durata delle stagioni e sui contrasti stagionali, spostando le stagioni rispetto ad afelio e perielio. Ha un periodo che varia tra 14 e 28 ka, con una media di 21 ka (Fischer and Bottjer, 1991). La sua influenza sull'irradiazione solare è sensibile solo se l'effetto risulta combinato con quello dell'eccentricità ("Indice di Precessione", Berger, 1978), in quanto il segnale risulta modulato attraverso le variazioni stagionali (intensità e durata) legate all'eccentricità stessa. Il risultato di questa azione integrata è il verificarsi di cicli climatici che hanno il periodo della precessione, ma la cui ampiezza varia in risposta all'eccentricità.

Per favorire la calibrazione astronomica, la scala standard dei tempi geologici è stata suddivisa, partendo dall'attuale con numerazione inversa, in base ai cicli sedimentari di eccentricità lunga (400 ka). Questi cicli sono quelli di lungo periodo orbitale, più stabile e possono essere suddivisi a loro volta in cicli di eccentricità breve (circa 100 ka) e/o in cicli di precessione (circa 20 ka).
L'ipotesi dell'influenza dei parametri orbitali e della loro variazione nel tempo sui processi sedimentari risale alla fine del secolo XIX, con le osservazioni di Gilbert (1895), mentre le conoscenze sulle variazioni orbitali e sulla loro influenza sul clima aumentarono grazie agli studi di Milanković (1941), che pose delle solide basi matematiche alla teoria del controllo astronomico nelle epoche glaciali. La più importante conferma alla validità di questa teoria si ebbe quando si riuscì a dimostrare il controllo astronomico sulle glaciazioni pleistoceniche (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984).
Variazioni a lungo termine dei parametri di obliquità ed eccentricità provocano piccole variazioni climatiche, mentre i cicli di precessione possono influenzare decisamente le fasce climatiche equatoriali, spostandone la latitudine. Infatti, alle medie latitudini (20°-40°) le variazioni dei parametri orbitali influenzano la durata delle stagioni, il contrasto estate-inverno e l'intensità dei monsoni (Kutzbach and Otto-Bliesner, 1982) mentre, a latitudini maggiori (>40°) è dominante l'effetto dell'obliquità terrestre (Berger, 1978; van Woerkom, 1953). Le variazioni orbitali non influenzano direttamente i meccanismi sedimentari, ma provocano variazioni di insolazione, che si ripercuotono con modalità complesse sul clima e sulla sua dinamica. A loro volta, però, le variazioni legate all'insolazione ed al clima possono avere un controllo sui sistemi sedimentari, in quanto possono generare cambiamenti nella temperatura delle masse d'acqua profonde, nella disponibilità di ossigeno (cicli di ossidoriduzione), nell'associazione delle comunità biotiche, nella forza delle correnti di fondo, nella profondità del lisoclino e quella di compensazione della calcite (cicli di dissoluzione), nel grado di riciclo dei nutrienti nell'oceano (Fischer and Bottjer, 1991). Infine, anche l'eustatismo può subire delle modifiche forzate dalle variazioni climatiche indotte dai parametri orbitali che influenzano il volume dei ghiacci, come suggerito dalla composizione del guscio dei foraminiferi nelle carote di fondo oceanico pleistoceniche (Emiliani, 1955).

2.2 – Analisi stratigrafico-sequenziale di sistemi prevalentemente aggradanti

La stratigrafia sequenziale si basa sull'origine della sedimentazione ciclica e sul controllo eustatico o, di contro, tettonico del livello di base. Gli sviluppi più recenti della stratigrafia sequenziale hanno riguardato il campo della stratigrafia ad alta risoluzione (Goldhammer et al., 1991; Hardie et al., 1986; Van Wagoner et al., 1990) con il richiamo alla teoria di Milankovitch per spiegare l'origine dei cicli ad alta frequenza, di ordine superiore alle sequenze. È un metodo stratigrafico descrittivo che utilizza le discontinuità e le superfici di continuità ad esse correlabili per dividere una successione sedimentaria in sequenze, che possono essere correlate almeno a scala regionale. Nell'accezione originale della stratigrafia sequenziale, l'unità fondamentale (informale) è un'unità stratigrafica costituita da una successione relativamente continua di strati geneticamente legati, delimitata alla base ed alla sommità da superfici di discontinuità o dalle superfici di continuità ad esse correlabili (Mitchum et al., 1977).

Le superfici di discontinuità che si formano durante le fasi di abbassamento relativo del livello marino sono chiamate limiti di sequenza (*sequence boundary*, Fig. 2.2) (Mitchum and Van Wagoner, 1991).

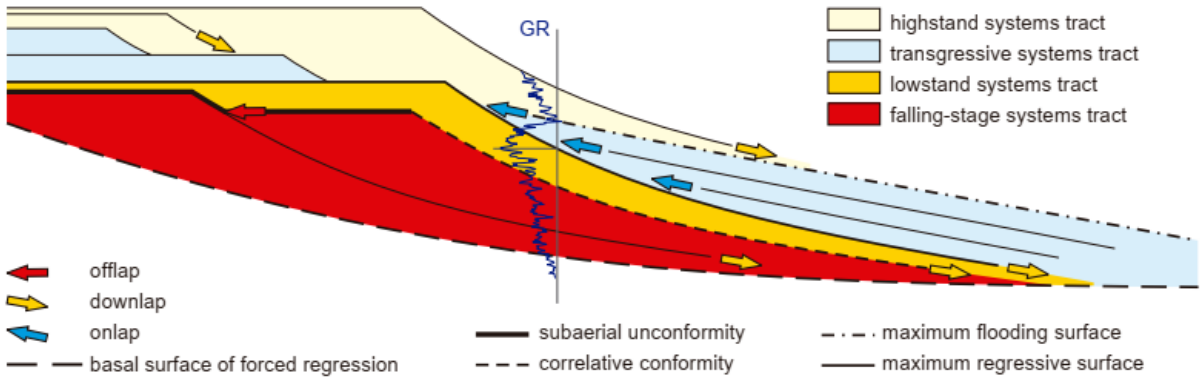


Fig. 2.2 – Architettura dei *systems tracts* e delle superfici delle sequenze stratigrafiche (Catuneanu, 2006).

Nella definizione iniziale (Mitchum et al., 1977), il termine discontinuità aveva un significato generale, comprendendo *hiatus* marini e intervalli condensati. Successivamente il significato del termine è stato limitato a superfici separanti strati più giovani da strati più antichi, in corrispondenza dei quali si verifica un'erosione subaerea ed, eventualmente, sottomarina (Van Wagoner et al., 1988). In base all'entità dell'abbassamento del livello marino e dell'erosione ad essa associata, i limiti di sequenza vengono distinti in limiti di tipo 1 e di tipo 2:

- **Limite di sequenza di tipo 1**. É caratterizzato da esposizione subaerea di tutta l'area del *topset* e concomitante erosione associata allo spostamento delle facies verso il bacino (descritto da Bosellini et al., 1989). Lo spostamento delle facies verso il bacino provoca la sovrapposizione di depositi continentali o paralici su sedimenti di mare basso, senza che vi siano interposte facies intermedie. Secondo Van Wagoner et al. (1988) un limite di sequenza di tipo 1 si origina quando il tasso di abbassamento eustatico supera il tasso di subsidenza del bacino in corrispondenza dell'*offlap break*, causando un abbassamento relativo del livello del mare in quel punto;
- **Limite di sequenza di tipo 2**. Si origina quando il livello relativo del mare si abbassa lungo il *topset*, senza però raggiungere l'*offlap break*. In corrispondenza di tale limite non si verificano quindi significativi fenomeni erosivi. Secondo Emery and Myers (1996) tale limite è difficile da riconoscere sia in affioramento che sulle sezioni sismiche, dove la risoluzione (qualche decina di metri) non permette di distinguere il piccolo cambiamento di giacitura di un *topset* in *onlap* sul precedente *topset*.

La distribuzione delle rocce sedimentarie nello spazio e nel tempo e la loro organizzazione in sequenze sono controllate da quattro fattori principali: l'eustatismo, la tettonica, l'apporto dei sedimenti ed il clima. L'eustatismo e la tettonica controllano lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti o "accomodamento" (*accommodation*); essi inoltre interagiscono con il clima che influendo sugli apporti sedimentari, può colmare in quantità variabile lo spazio d'accomodamento. Durante ogni ciclo di variazione relativa del livello del mare si sviluppano diversi gruppi di sistemi deposizionali (*systems tract*), ciascuno caratteristico di un tratto specifico del ciclo. La sovrapposizione dei diversi *systems tract* determina l'organizzazione

interna delle sequenze. In relazione alla variazione del livello del mare si riconoscono i seguenti *system tract*:

- *Lowstand systems tract* (**LST**). Si sviluppa al di sopra di un limite di sequenza di tipo 1 durante l'intervallo di abbassamento (in corrispondenza dell'*offlap break*), stazionamento basso ed il successivo lento innalzamento relativo del livello marino (Posamentier et al., 1992; Van Wagoner et al., 1988). Il limite inferiore del LST è la superficie di discontinuità, quello superiore la superficie di massima progradazione (*maximum progradation surface*). I depositi sono caratterizzati da una geometria prevalentemente progradazionale. Tale unità risulta costituita da un sistema inizialmente progradante e poi aggradante.
- *Transgressive systems tract* (**TST**). Si sviluppa durante la fase di incremento della risalita relativa del livello del mare, nella quale il tasso di creazione di spazio per i sedimenti eccede gli apporti sedimentari. Il limite inferiore del TST è la superficie di massima progradazione, quello superiore la superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface* **MFS**). Il TST presenta geometria in genere retrogradazionale.
- *Highstand systems tract* (**HST**). É rappresentato da un sistema deposto dopo la massima trasgressione, che comprende la fase finale della trasgressione, lo stazionamento alto e la fase iniziale della caduta relativa del livello marino. L'apparato deposizionale di stazionamento alto è caratterizzato da un tasso di innalzamento relativo del livello marino che diminuisce nel tempo e che si traduce nella formazione di una geometria dapprima aggradazionale e successivamente progradazionale. É delimitato inferiormente dalla superficie di massima ingressione e superiormente dal limite della sequenza soprastante.

Poiché nei sistemi carbonatici il sedimento non è di origine extrabacinale, ma è prodotto *in situ*, la produttività dei carbonati è influenzata da vari fattori, tra i quali risultano determinanti la luce che è necessaria per l'azione fotosintetica, la temperatura e la quantità dei nutrienti. Quindi la produttività carbonatica è particolarmente efficace solo se il margine della piattaforma carbonatica (*shelf margin*) rimane all'interno della zona fotica. Inoltre, il potenziale di crescita è differente nelle varie zone della piattaforma, essendo più elevato in corrispondenza del margine biocostruito e minore nella laguna e nei settori più interni. In più, i sistemi deposizionali carbonatici risultano profondamente influenzati dall'evoluzione dagli organismi biocostruttori. Infatti, quando il tasso di innalzamento relativo del livello marino è elevato si può assistere a retrogradazione (*backstepping*) del margine oppure, in casi limite, all'annegamento della piattaforma. Questo avviene poiché il potenziale di crescita della piattaforma carbonatica non riesce a bilanciare l'innalzamento relativo del livello del mare, quindi la zona di produzione scende sotto la zona fotica e la piattaforma "annega" (Schlager, 1989). Tale annegamento non è sempre legato a fasi eustatiche, ma può essere condizionato da particolari fattori chimici-fisico-atmosferici-oceanografici (Drziewiecki and Simo, 1997; Hallock and Schlager, 1986; Santantonio et al., 1996). Di contro, i sistemi carbonatici sono caratterizzati da una massima produttività durante le fasi di HST, dovuta alla maggiore estensione della fascia superficiale di massima produttività, detta fase di *highstand shedding* (Droxler et al., 1983). Durante tale fase quindi la piattaforma carbonatica produce materiale con un tasso in eccesso rispetto a quello di subsidenza e innalzamento eustatico, eccesso che si

traduce in geometrie di aggradazione e progradazione. Mentre, durante la fase di LST la produttività di materiale carbonatico è interrotta e l'erosione della piattaforma carbonatica è comunque molto limitata (per il prevalere dei processi di dissoluzione chimica e di cementazione).
In questo lavoro i criteri stratigrafico-sequenziali nei carbonati di mare basso, ove le geometrie retro-progradanti non sono visibili, vengono applicati in maniera indiretta, attraverso lo stacking pattern di tipo deepening-shallowing delineato dalle facies sedimentarie, combinato con quello della variazione dei prodotti diagenetici precoci. Si riconoscono pertanto unità deposizionali fisicamente ben definite e correlabili anche in aree molto distanti tra loro.
Questa correlazione è resa possibile attraverso la suddivisione cronostratigrafica degli intervalli studiati e valutando se la ciclicità sedimentaria espressa dai superbundle, interpretati in termini di sequenze deposizionali, possa essere il prodotto delle variazioni eustatiche.

CAPITOLO 3: LA STRATIGRAFIA ISOTOPICA

La chemostratigrafia studia le variazioni nel tempo della composizione chimica delle rocce sedimentarie. Questo tipo di analisi è usato per le correlazioni stratigrafiche delle sequenze deposizionali tra successioni coeve. La base di partenza per uno studio di stratigrafia isotopica è che l'acqua marina nel tempo geologico subisce variazioni fisico-chimiche. Queste ultime possono essere registrate dalle rocce sedimentarie, sia nella composizione degli elementi maggiori, che negli elementi minori o in tracce, sia nei rapporti isotopici dei composti chimici che formano i minerali che costituiscono le rocce. I primi lavori di chemostratigrafia risalgono ad Arrhenius (1952), che notò un apparente sincronismo nelle fluttuazioni delle percentuali di $CaCO_3$ in carote prelevate in corrispondenza della dorsale del Pacifico e ad Emiliani (1955), che mise in evidenza la possibilità di distinguere i diversi stadi isotopici partendo dalle curve di variazione del $\delta^{18}O$ riscontrate nelle carote prelevate nell'Atlantico settentrionale e nei Caraibi. È stato grazie alle crociere DSDP che la stratigrafia isotopica ha avuto grande sviluppo per poi progredire negli anni '80. Durante questi anni, infatti, questa disciplina si è imposta come strumento indipendente e molto potente da affiancare alla biostratigrafia e alla magnetostratigrafia. Fino alla fine degli anni '70, è stata utilizzata solo la stratigrafia con gli isotopi dell'ossigeno, poi, numerosi studiosi, si sono occupati della stratigrafia del carbonio (Schlanger and Jenkyns, 1976; Scholle and Arthur, 1980). Ad oggi, il rapporto isotopico $^{13}C/^{12}C$ è sempre più utilizzato per datare e correlare sequenze pelagiche con quelle di mare basso (Amodio and Weissert, 2017; Föllmi et al., 2006, 2012; Föllmi and Godet, 2013; Gheiasvand et al., 2019; Weissert, 2019; Weissert et al., 2008).

3.1 Gli isotopi stabili del Carbonio e dell'Ossigeno

Gli isotopi di uno stesso elemento si trovano in natura in rapporti ben determinati e mostrano differenze di massa ed energia che si riflettono nelle proprietà chimiche e fisiche. In una molecola dove sono presenti due isotopi di uno stesso elemento, l'isotopo più leggero risulta essere anche quello più reattivo, e un cambiamento del rapporto tra i due isotopi durante una reazione chimica è chiamato frazionamento. Ogni reazione isotopica ha un coefficiente di frazionamento α, definito come il rapporto tra l'isotopo più pesante (R_A) rispetto a quello più leggero (R_B) tra una fase iniziale (A) ed una fase finale (B):

$$\alpha_{A\text{-}B} = R_A/R_B$$

In natura, solo pochi tra gli isotopi più leggeri hanno differenza di massa tali da causare un frazionamento ben distinguibile, tra questi troviamo l'ossigeno e il carbonio. Gli isotopi stabili più abbondanti dell'ossigeno sono il ^{16}O e il ^{18}O, mentre quelli del carbonio sono il ^{13}C e il ^{12}C. La composizione isotopica di un campione è espressa in relazione ad uno standard di riferimento con composizione isotopica conosciuta in unità per mille (‰).

$$\delta^{18}O = [\frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{Sample}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{Standard}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{Standard}}}] * 10^3$$

Per le rocce carbonatiche lo standard isotopico per ossigeno e carbonio utilizzato è noto come PDB (*Belemnitella-americana* dalla "Pee Dee formation" di età cretacica della South Carolina). In aggiunta, la composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua, e frequentemente dei

carbonati, è espressa anche dalla SMOW (Standard Mean Ocean Waters). Le equazioni di conversione tra $\delta^{18}O$ PDB e $\delta^{18}O$ SMOW e viceversa (Friedman and O'Neil, 1977) sono:

$$\delta^{18}O_{SMOW} = 1{,}03086\ \delta^{18}O_{PDB} + 30{,}86$$

$$\delta^{18}O_{PDB} = 0{,}97002\ \delta^{18}O_{SMOW} - 29{,}98$$

I valori di $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ sono positivi quando il rapporto isotopico è maggiore del rapporto isotopico dello standard corrispondente o, negativi quando il rapporto isotopico è minore del rapporto isotopico dello standard corrispondente.
Nei carbonati biogeni, il rapporto isotopico registrato può risultare diverso da quello del fluido marino di precipitazione originario, questa variazione può essere causata da processi biologici che vengono indicati come "effetto vitale". Lowenstam (1961) osservò come alcuni organismi secernono carbonato di calcio in equilibrio isotopico con le acque che li circondano, mentre altri esercitano un controllo sulla composizione isotopica del guscio, producendo gusci la cui composizione isotopica si discosta dall'equilibrio. McConnaughey (1989) riconobbe due tipi di effetto vitale. Il primo, di tipo cinetico, associato al tasso di accrescimento del guscio, mentre il secondo, di tipo metabolico, associato ai processi di fotosintesi e di respirazione. Non tutti gli organismi, però, hanno lo stesso comportamento. Infatti, i brachiopodi e la maggior parte dei molluschi sembrano precipitare il guscio in condizioni molto prossime all'equilibrio, altri gruppi come gli echinodermi, i coralli e le alghe calcaree, comunemente formano carbonati con composizione isotopica lontana dall'equilibrio (Marshall, 1992; Swart, 1983).
La composizione isotopica dell'ossigeno in un minerale carbonatico, che è precipitato in equilibrio con l'ambiente, è determinata dalla composizione isotopica del fluido, dalla salinità del fluido dal quale il minerale è precipitato e dalla temperatura di precipitazione. La precipitazione di $CaCO_3$ da una soluzione può causare un significativo frazionamento isotopico. Tuttavia, in molte circostanze, è un processo che si sviluppa all'equilibrio, cosicché la composizione in $\delta^{18}O$ del minerale precipitato è in relazione alla composizione del fluido dal quale precipita attraverso un fattore di frazionamento che dipende dalla temperatura. In generale un aumento della temperatura produce valori negativi di $\delta^{18}O$ e viceversa. La relazione tra frazionamento isotopico e temperatura è stata notata per la prima volta da Emiliani (1955), che analizzò il $\delta^{18}O$ nei foraminiferi plantonici del Pleistocene. Mentre, Shackleton and Opdyke (1973) hanno dimostrato che le fluttuazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno sono legate prevalentemente al rapporto isotopico iniziale dell'acqua in cui ha luogo la precipitazione e, solo subordinatamente, alla temperatura alla quale questo processo avviene.
La composizione isotopica dell'ossigeno delle acque superficiali attuali è interessata da processi di evaporazione, condensazione e mixing di masse d'acqua. Quella delle acque piovane è interessata invece da processi di frazionamento cinetico che accompagna sia l'evaporazione iniziale dal mare, sia la condensazione. Le acque meteoriche hanno una composizione isotopica negativa poiché $H_2{}^{16}O$ ha una pressione di vapore maggiore di $H_2{}^{18}O$ e tende a evaporare più facilmente dagli oceani (Marshall, 1992).
La composizione isotopica dell'ossigeno degli oceani varia con il tempo a causa delle significative variazioni nel bilancio tra i differenti reservoir. Per esempio, durante le glaciazioni, l'intrappolamento nelle calotte polari di grandi volumi di acque con una

composizione isotopica negativa, condiziona la composizione delle acque oceaniche coeve. Ciò avviene perché nelle calotte glaciali si concentra l'isotopo leggero ^{16}O e l'oceano si arricchisce nell'isotopo pesante ^{18}O (Fig. 3.1.1).

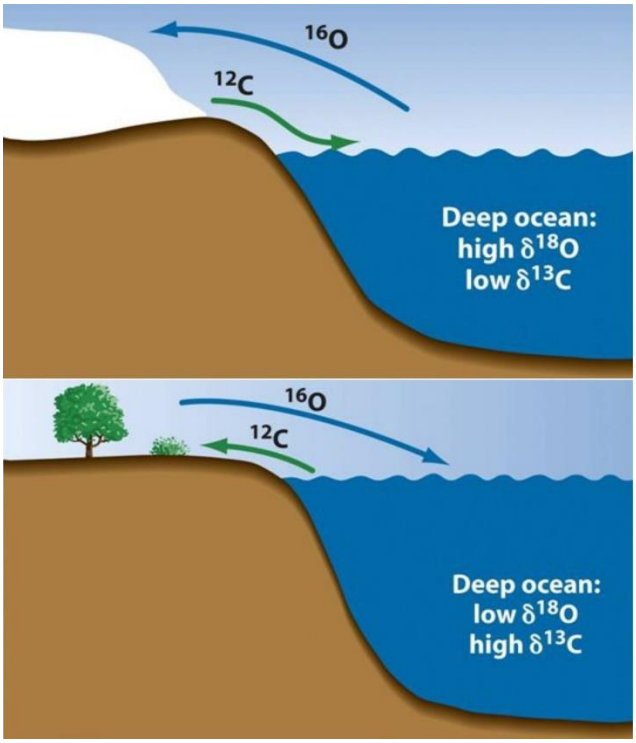


Fig. 3.1.1 – Variazione della composizione isotopica dell'ossigeno nell'acqua oceanica durante periodi glaciali e interglaciali.

Calcoli volumetrici suggeriscono che la differenza massima tra un periodo glaciale ed uno interglaciale dovrebbe portare a uno *shift* del rapporto $\delta^{18}O$ di circa 1,2‰, quindi le considerazioni circa la presenza o meno di calotte polari diventano un prerequisito per l'uso di equazioni di paleotemperature. In genere viene usato un valore della composizione isotopica dell'acqua marina δw = -1‰, -1,2‰ per periodi *ice-free*, come per esempio ipotizzato per il clima durante il Cretacico. Il frazionamento isotopico è, come detto, dipendente dalla temperatura e indipendente dalla pressione quindi, uno dei principali utilizzi degli isotopi dell'ossigeno nei carbonati è come geotermometro. I minerali carbonatici hanno leggere differenze nel frazionamento isotopico e quindi le equazioni per il calcolo delle paleotemperature sono diverse per ogni minerale. L'equazione comunemente utilizzata, per la calcite organica, è una formula empirica derivata dalla misurazione della composizione isotopica del guscio di organismi calcarei ed è espressa in relazione agli standard internazionali comunemente usati (Anderson and Arthur, 1983), mentre equazioni simili sono state derivate anche per l'aragonite (Grossman and Ku, 1986) e per la calcite-Mg (Tarutani et al., 1969). Nei sistemi geologici è generalmente possibile misurare solo la composizione isotopica dei carbonati e, per l'interpretazione delle temperature o della composizione dell'acqua marina, bisogna fare attenzione a valutare molte altre variabili (diagenesi, differenti condizioni ambientali e geochimiche ecc.).

Il frazionamento all'equilibrio degli isotopi del carbonio, invece, è meno sensibile alle variazioni di temperatura con un incremento del valore di $\delta^{13}C_{calcite}$ di circa 1‰ ogni 27°C di aumento di temperatura (Emrich et al., 1970). Quindi il carbonio non viene usato per

determinare la temperatura, ma è molto utile come indicatore di cambiamenti nella composizione del reservoir marino di CO_2. I carbonati giocano un ruolo fondamentale nel ciclo del carbonio globale poiché essi rappresentano il più importante reservoir per questo elemento che giunge agli oceani ed all'atmosfera attraverso le eruzioni vulcaniche ed il *weathering* di rocce più antiche.
La maggior parte del carbonio presente nei composti organici ha un segnale isotopico negativo rispetto al carbonio disciolto nell'acqua marina, conosciuto come "DIC" (Dissolved Inorganic Carbon). Un marcato frazionamento nel rapporto isotopico è associato ad attività biologiche, tra le quali la più significativa è la fotosintesi, durante la quale l'isotopo più leggero (^{12}C) viene immagazzinato dai produttori primari generando valori estremamente negativi del $\delta^{13}C$ nella materia organica. Di conseguenza, l'atmosfera e l'idrosfera si arricchiscono indirettamente dell'isotopo più pesante (^{13}C). La composizione isotopica del DIC nell'acqua marina si mantiene relativamente vicina allo 0‰ (rispetto allo standard PDB) in virtù del bilanciamento che regola i flussi di input (sorgenti terrestri organiche ed inorganiche e l'ossidazione di materia organica marina) e output (produzione dei carbonati marini nonché la produzione ed il seppellimento di materia organica marina) del ciclo del carbonio (Fig. 3.1.2).

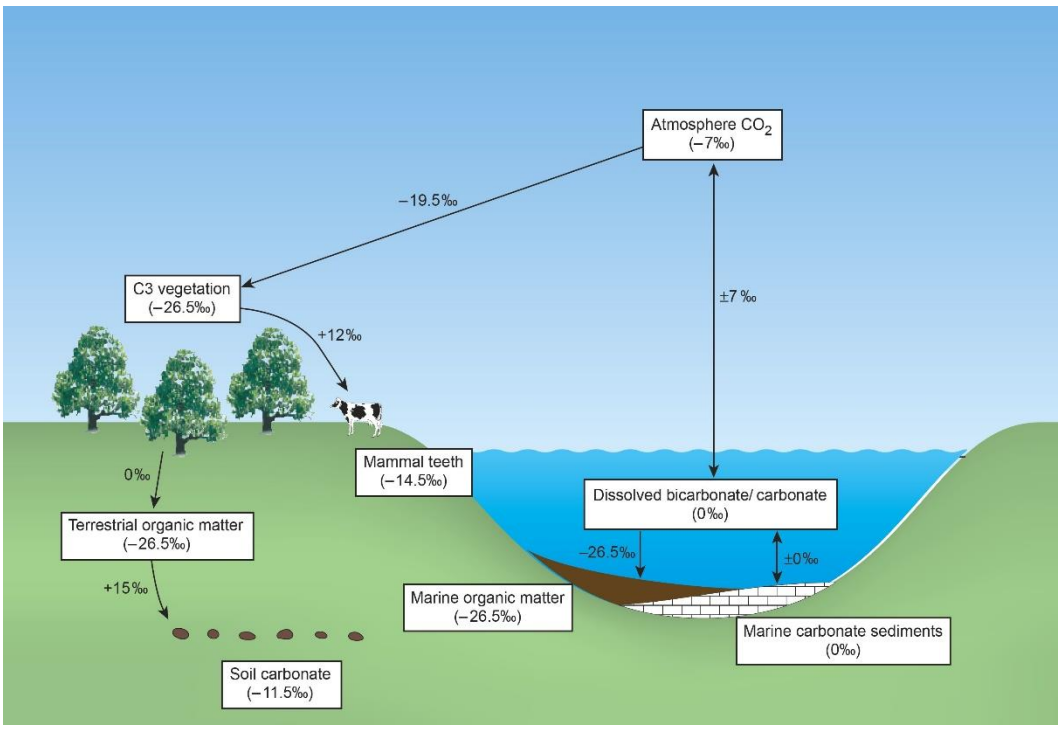


Fig. 3.1.2 – Variazioni della composizione isotopica del carbonio durante lo scambio tra i reservoirs.

Se i flussi di input e di output sono uguali il sistema risulta stabile, ciò permette quindi di calcolarne il tempo di stabilità, espresso dal tempo di residenza del carbonio nel sistema. Il tempo di residenza del carbonio è di circa 100.000 anni. I cicli minori di 100.000 anni vengono detti cicli a breve termine, quelli maggiori di 100.000 anni a lungo termine. Nei cicli a breve termine solo i processi di scambio tra i principali reservoir (biosfera, atmosfera e idrosfera) sono rilevanti; nel secondo caso invece, il carbonio proveniente da altri reservoir come i sedimenti carbonatici, ha la possibilità di giocare un ruolo nei processi di scambio. Il segnale isotopico prodotto dai cicli a lungo e breve termine sarà quindi il risultato delle eventuali

differenze in termini temporali nonché della variazione dei processi implicati; ciò si evidenzierà in un trend isotopico caratterizzato da fluttuazioni del segnale di diversa ampiezza e frequenza (Berger and Vincent, 1986; de Boer, 1986).

3.2 Stratigrafia con gli isotopi del Carbonio e dell'Ossigeno: applicazioni e limiti nei sedimenti di piattaforma carbonatica

La risposta dei sistemi carbonatici alle perturbazioni a lungo e breve termine del ciclo del carbonio, precedentemente accennate, che si riflette in variazioni del rapporto isotopico del carbonio, è usata per datare e correlare le sequenze marine, una volta stabilita una curva di riferimento ben datata. Su questo principio si basa la stratigrafia isotopica (Berger and Vincent, 1981). Gli *shift* nel segnale della curva del carbonio sono sempre più utilizzati per identificare e studiare i maggiori eventi paleoceanografici e paleoclimatici registrati nel record geologico. Per esempio, durante il Mesozoico, le escursioni marcate del $\delta^{13}C$ legate alla presenza su scala globale e non, dei sedimenti ricchi in materia organica (*black shales*), sono state interpretate come periodi di aumento della produttività organica e/o del tasso di seppellimento della materia organica negli oceani (Eventi Anossici Oceanici OAEs) da Schlanger and Jenkyns (1976) (Fig. 3.2).

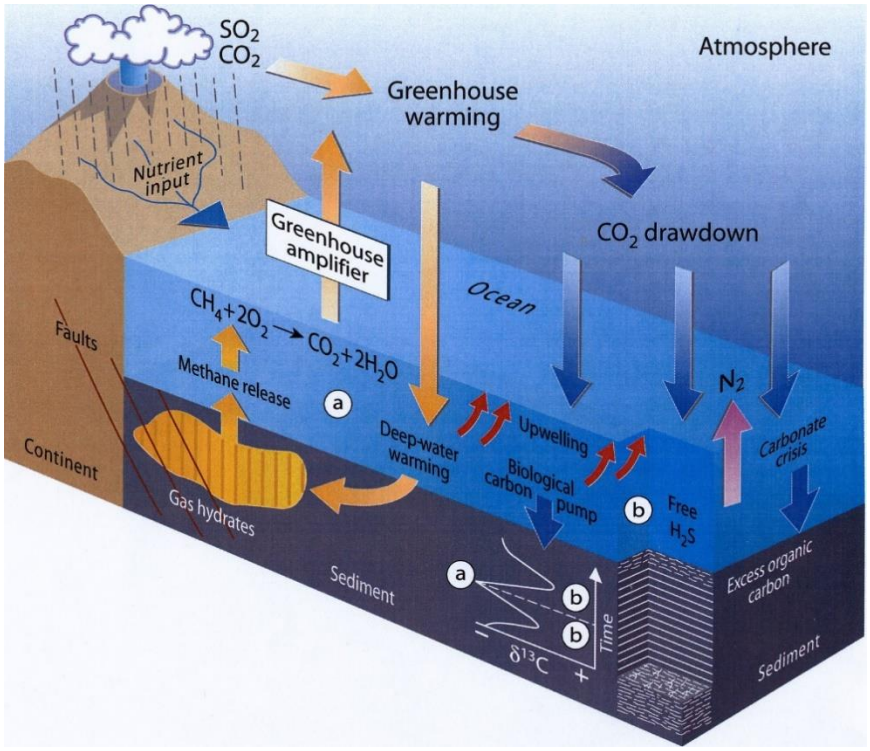


Fig. 3.2 – Variazioni di CO2 derivate da diverse sorgenti (emissioni vulcaniche e rilascio di metano da sedimenti ricchi in gas idrati) ed effetti sul record isotopico del carbonio (Weissert, 2000).

Queste escursioni vengono sempre più utilizzate per correlare sequenze pelagiche e successioni di mare basso. Inizialmente questo metodo era usato soprattutto su successioni pelagiche che hanno il vantaggio di aver subito una diagenesi limitata, spesso di essere prive di lacune e presentare una mineralizzazione omogenea (low-Mg calcite). Tuttavia, questi sedimenti hanno

spessori molto ridotti rispetto alle successioni coeve di piattaforma. Queste ultime, presentando un record sedimentario più espanso, hanno il vantaggio di registrare gli eventi paleoceanografici e paleoclimatici più dettagliatamente. Il problema principale della sedimentazione di mare basso, però, è rappresentato dal fatto che tali sistemi sono più suscettibili ai fattori ambientali locali, quali per esempio le fluttuazioni del livello del mare e, ai processi di alterazione diagenetica. Ad oggi però, conosciamo molto poco sui record dei sistemi carbonatici di mare basso rispetto ai sistemi pelagici ed emipelagici, in corrispondenza degli eventi anossici cretacici e sulle crisi di biocalcificazione. Infatti, molte piattaforme carbonatiche della Tetide annegarono in corrispondenza di questi eventi durante il Cretacico, mentre in alcuni settori dell'Appennino meridionale il record di sedimentazione carbonatica continuò fino al Campaniano inferiore. Queste sequenze, quindi, offrono l'opportunità di analizzare la risposta delle piattaforme agli eventi anossici, alle crisi di biocalcificazione ed ai cambiamenti climatici globali verificatesi nel Cretacico, permettendo la correlazione, tramite stratigrafia isotopica del carbonio, tra successioni di mare basso e mare profondo (Amodio and Weissert, 2017; D'Argenio et al., 2004; Ferreri et al., 1997; Parente et al., 2007; Wissler et al., 2004).

I sedimenti carbonatici marini subiscono varie modificazioni diagenetiche con il tempo, questi processi possono provocare piccoli o nulli cambiamenti nella composizione isotopica-elementare del materiale, oppure provocare intense modificazioni geochimiche. Il grado di alterazione durante un processo diagenetico è legato alla natura del precipitato originario (potenziale diagenetico) e dall'ambiente diagenetico. Il potenziale diagenetico di un particolare componente carbonatico (cemento, bioclasti, matrice), varia essenzialmente in relazione alla solubilità, e quindi alla reattività dei minerali che formano il sedimento originario. Le maggiori differenze sono legate alla mineralogia della calcite, dove la fase basso-magnesiaca (Low-Mg calcite) è più stabile di una fase alto-magnesiaca (High-Mg calcite) o di una fase aragonitica. Queste tre fasi (aragonite, alto-magnesiaca e basso-magnesiaca) risultano essere apparentemente stabili durante la deposizione nell'ambiente marino originale. Inoltre, le particelle di dimensioni minori hanno una maggiore solubilità a causa della loro elevata area superficiale, quindi piccoli componenti, anche se composti da LMC, possono avere un alto potenziale diagenetico di ricristallizzazione (Land, 1986). La diagenesi può avvenire in diversi ambienti, quindi gli effetti prodotti sui sedimenti dai fluidi diagenetici possono essere molto differenti. Generalmente l'ampiezza di ogni cambiamento chimico e tessiturale dipende dalla differenza tra l'ambiente di ricristallizzazione e l'ambiente in cui il carbonato si forma, dalle differenze nel frazionamento isotopico o nella partizione elementale associate con la precipitazione del minerale diagenetico e dalle condizioni dell'ambiente diagenetico in base al volume dei fluidi circolanti nei pori interstiziali. Questi fluidi diagenetici possono modificare profondamente la composizione geochimica originaria della roccia che attraversano (Brand and Veizer, 1981; Dickson, 1985; Dickson and Coleman, 1980; Marshall, 1992; Veizer, 1983). Quindi, nei record di mare basso, il differente volume delle masse d'acqua con una diversa stratificazione e circolazione rispetto alle aree oceaniche, i processi di evaporazione e i processi biologici, possono tradursi in variazioni del segnale geochimico che riflettono, però, situazioni locali e non segnali isotopici globali. Questa deviazione rispetto al segnale globale è stata ben documentata sulla piattaforma carbonatica delle Bahamas (Patterson and Walter, 1994) ed è stata ascritta al bilanciamento tra l'ossidazione di materia organica e la fotosintesi in ambiente

marino ristretto. Le variazioni dei rapporti isotopici dell'ossigeno sono controllate in modo particolare dalla composizione del fluido diagenetico e dalla temperatura, anche in caso di bassi rapporti acqua/roccia, mentre il carbonio è largamente tamponato dalla composizione della roccia (Brand and Veizer, 1981). Tuttavia, l'interazione con fluidi derivanti da carbonio organico, potrebbe generare valori del $\delta^{13}C$ molto negativi nei carbonati diagenetici, infatti la CO_2 derivante dalla degradazione della materia organica potrebbe essere fortemente arricchita in ^{12}C (Irwin et al., 1977). In più, i carbonati di mare basso subiscono, durante le prime fasi della loro storia diagenetica, l'esposizione alle acque meteoriche che viene registrata dal segnale isotopico ed è in funzione della durata della diagenesi meteorica e dai parametri che regolano il sistema acqua/roccia (James and Choquette, 1990; Yang, 2001).

CAPITOLO 4: MATERIALI E METODI

4.1 – Materiali

Per questo lavoro sono state studiate due successioni carbonatiche mesozoiche di mare basso composte principalmente da calcari ed in misura nettamente subordinata da dolomie che presentano talora intercalazioni di pochi e sottili strati marnosi; una affiorante lungo la dorsale del Monte Forloso (Monti Alburni) di età Kimmeridgiano sup. – Berriasiano; l'altra sul fianco meridionale del Monte Monaco di Gioia (Monti del Matese) di età Valanginiano superiore - Barremiano superiore (Amodio, 2006; Amodio et al., 2020, 2008; D'Argenio et al., 1997; Ferreri et al., 2004; Martino et al., 2019). Entrambe le successioni sono facilmente raggiungibili, in quanto campionabili lungo tagli stradali e risultano abbastanza continue ovvero non interessate da importanti disturbi tettonici. Talune interruzioni presenti sono invece dovute ad estesa copertura vegetale che ne ha impedito l'osservazione e conseguentemente il campionamento.

4.2 – Metodi di campagna

Durante il campionamento, le successioni sono state misurate strato per strato, fotografate ed analizzate grazie a una lente di ingrandimento 10x. Le osservazioni di campo, che sono state annotate sul quaderno di campagna, comprendevano spessore e tessiture degli strati, strutture sedimentarie e diagenetiche più evidenti, contenuto fossilifero. I campioni sono stati prelevati in corrispondenza della base e del top di ogni strato, dove erano presenti rilevanti cambi di tessitura all'interno dello stesso strato e dove il contenuto fossilifero risultava essere più abbondante e/o diversificato. Tutte le osservazioni sono state successivamente riportate in un *log* stratigrafico.

4.3 – Metodi di laboratorio

4.3.1 – Preparazione dei campioni e delle sezioni sottili

Lo studio effettuato in campagna è stato integrato con un'analisi sedimentologica e biostratigrafica di dettaglio effettuata su 841 sezioni sottili, delle quali 321, provenienti da San Lorenzello (primi 86m), messe a disposizione dalla prof. Sabrina Amodio dell'Università Parthenope di Napoli e 520 (di cui 136 di San Lorenzello e 384 di Petina) preparate presso il "Laboratorio di sezioni sottili" del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università di Napoli "Federico II". A tal fine, tutti i campioni sono stati tagliati con una sega a disco diamantato rotante, ottenendo due *slabs* di roccia, sulla prima è stato passato acido cloridrico diluito al 10% in modo da mettere in risalto il contrasto tra calcare e dolomia e rendere più evidenti le tessiture e le strutture sedimentarie presenti. Ciascuna sezione di campione è stata fotografata così da ottenere un archivio digitale da poter comodamente consultare in caso di necessità. L'altra parte del campione, invece, è stata ritagliata per la realizzazione della relativa sezione sottile. Su una delle due facce del preparato è stata eseguita la lappatura, al fine di eliminare le irregolarità superficiali create dalla lama rotante di taglio e rendere liscia la superficie. Per l'operazione di lappatura sono stati utilizzati dischi smeriglianti di carta rigida adesiva a grana progressivamente più fina (P180, P230, P600, P1200), posti su una macchina lappatrice a disco rotante. La faccia, così ottenuta, è stata

incollata a caldo, sotto cappa, su di un vetrino sabbiato con una mistura di colla di tipo *Araldit* e indurente (in proporzione pari a 1 gr. di indurente ogni 5 gr. di colla). Successivamente, si è proceduto all'operazione di assottigliamento parziale utilizzando una macchina con mola diamantata. Per raggiungere lo spessore desiderato per la sezione sottile, la fettina di roccia incollata al vetrino è stata ulteriormente abbassata fino a uno spessore di 10-20 μm tramite lappatura con disco rotante (P600, P2500) e lucidatura finale con polvere di allumina (AL_2O_3, con grana pari a 0,3 μm). Le sezioni sottili così ottenute sono state osservate ed analizzate con un microscopio a luce trasmessa e, ove opportuno, fotografate con una camera Leica MC 190 HD.

4.3.2 – Preparazione dei campioni per le analisi isotopiche

Il retrotaglio di ciascuna sezione sottile è stato microcampionato ottenendo circa 5 mg di polvere. Il microcampionamento è stato effettuato sulla matrice evitando vene, cavità e i grandi bioclasti. La selezione delle aree adatte per il campionamento è stata effettuata sotto un microscopio binoculare a luce riflessa. Per la microcampionatura è stato utilizzato un trapano con una punta al Tungsteno da 0,5 mm; dopo ogni campionamento la punta è stata immersa in una soluzione di acido cloridrico diluito al 10% e, successivamente, in acqua distillata, in modo da ripulirla dai residui di polvere calcarea. L'analisi delle polveri per gli isotopi stabili è stata effettuata presso l'Isotopen-Labor, Institut für Geologie, Mineralogie and Geophysic della Ruhr-University (Bochum). Circa 0.5 mg di polvere è stata messa in un forno per 18 h a 105°C. I campioni sono stati fatti reagire con acido (H_3PO_4) in un Finnigan Gas Bench II. Il rapporto isotopico è stato misurato con uno spettrometro di massa del tipo Finnigan Delta S, i risultati sono riportati con la notazione δ-valore con riferimento a PDB standard. La precisione (1σ), monitorata da ripetute analisi di standards internazionali e di uno standard di laboratorio è stata ± 0,09‰ per il carbonio e ± 0,13‰ per l'ossigeno.

4.4 Analisi di facies

La descrizione sedimentologica è stata effettuata secondo la classificazione carbonatica di Dunham (1962) ed Embry and Klovan (1971). L'analisi sedimentologica è stata realizzata mediante le classiche tecniche dell'analisi di facies, adoperando criteri descrittivi ed interpretativi standard (Flügel, 2010; Scholle et al., 1983), collaudati dalla scuola napoletana a partire dagli anni '90 (Buonocunto et al., 1999; D'Argenio et al., 1997). Attraverso l'analisi al microscopio ottico, la descrizione di tutti i tipi di depositi viene ulteriormente dettagliata (biofacies, tessiture, strutture sedimentarie e diagenetiche) attraverso l'osservazione di tutti quei caratteri e quelle piccole variazioni che è impossibile apprezzare con la lente d'ingrandimento.
È pertanto importante richiamare il significato di litofacies, associazione di litofacies che in questo lavoro costituiscono gli strumenti base operativamente adottati nell'analisi stratigrafica (D'Argenio et al., 1997).
La litofacies rappresenta un volume discreto di roccia, normalmente corrispondente ad uno strato o a parte di esso (raramente a più di uno strato) ed è definita sulla base delle caratteristiche tessiturali, dei tipi di granuli costituenti (considerando tali anche i fossili o loro

frammenti) e delle strutture sedimentarie. Essa può avere caratteristiche diagenetiche variabili e rappresenta il prodotto di uno specifico (sub)ambiente deposizionale.
L'associazione di litofacies viene definita come gruppo di litofacies geneticamente collegate tra loro, in quanto possiedono caratteristiche litologiche e paleontologiche determinate da condizioni ambientali molto simili. In questo senso, tali associazioni sono il prodotto di ambienti deposizionali riferibili ad aree ben definite di una piattaforma carbonatica: settori di laguna (più aperta o ristretta), di margine, di piana tidale, etc.
Solo attraverso l'acquisizione di una cospicua mole di dati è possibile individuare l'organizzazione verticale delle litofacies e delle associazioni di litofacies e quindi interpretare l'evoluzione verticale di un sistema deposizionale.

CAPITOLO 5: LA SERIE STRATIGRAFICA DI PETINA (M. FORLOSO)

Il Monte Forloso (1102 metri) rappresenta una monoclinale regolare con immersione degli strati verso S. Questo rilievo è parte di una dorsale carbonatica orientata in senso WNW – ESE che si estende per circa 15 km, anch'essa monoclinalica ed immergente verso S. La dorsale del Monte Forloso è separata dal corpo principale degli Alburni da una faglia listrica immergente a N, che ha ribassato, a quote comprese tra i 500 e i 700 m, i terreni Cretacici, che, sugli Alburni, affiorano a quote medie di 1400 – 1500. L'intera area è interessata da due sistemi di faglie principali dirette, orientati NE – SW e WNW – ESE (Pappone, 1990).
Nel presente studio di tesi, sono stati campionati circa 126 metri di successione, affioranti lungo il taglio stradale che conduce dall'uscita autostradale di Petina all'omonimo centro abitato in provincia di Salerno. La successione di Petina (40°32'52.8"N 15°23'41.0"E) è composta principalmente da strati calcarei con spessori dai 10 cm ai 2 m raramente sono presenti livelli marnosi spessi pochi centimetri (Fig. 5.1).

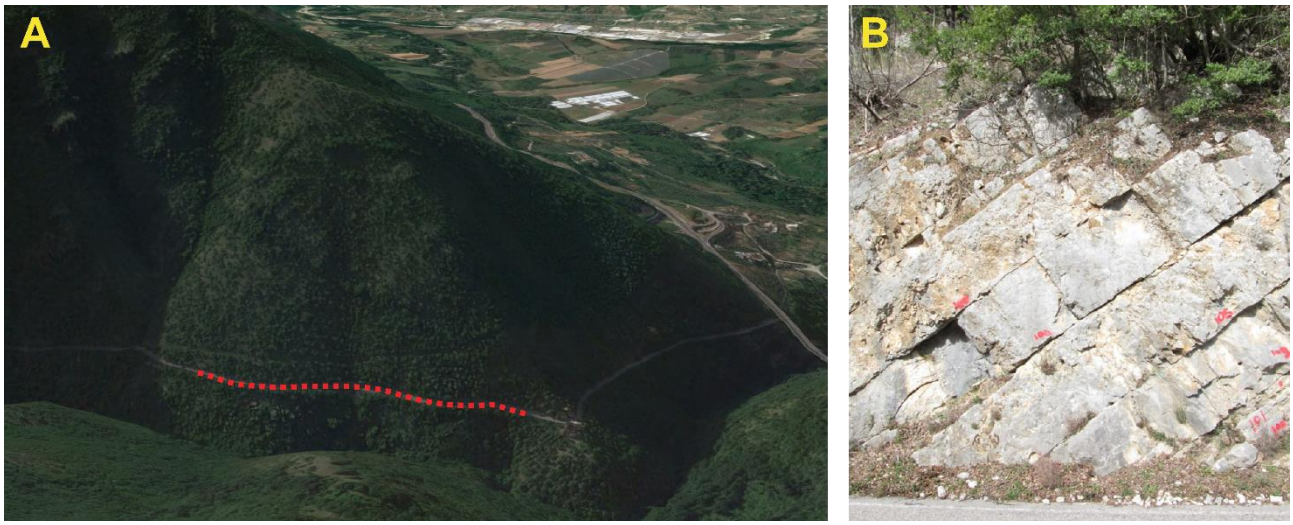


Fig. 5.1 - A) Vista del fianco del Monte Forloso, in rosso il tratto di successione campionata; B) Particolare di come si presentano gli strati in affioramento.

5.1 – Precedenti conoscenze

La successione studiata ricade nel foglio CARG 1:50.000 Polla (Foglio 488) non pubblicato, il foglio più vicino che presenta formazioni comuni è il foglio 504 Sala Consilina. In particolare, la successione ricade nelle unità a Calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM) e, Calcari con Requienie e Gasteropodi (CRQ).
La formazione CCM è costituita da calcari grigi e grigio scuri, ben stratificati nella parte bassa con spessore degli strati da 30 a 80 cm, mal stratificati o in banchi di spessore fino a 2 m nella parte alta. Sono presenti rare intercalazioni di dolomie, in strati di spessore massimo di 1 m. I macrofossili più frequenti in questa formazione sono *Cladocoropsis mirabilis*, gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi e coralli solitari. I microfossili più comuni sono foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali. Sono inoltre frequenti gli oncoidi costruiti da organismi incrostanti tipo *Lithocodium/Bacinella* ed i noduli algali di cianoficee. La CCM passa in alto per alternanza al membro dei Calcari a ooliti fibroso raggiate (CRQ1) che rappresenta la parte basale della

formazione dei Calcari con requienie e gasteropodi (CRQ). Il limite viene posto in corrispondenza della comparsa e del rapido aumento di frequenza dei livelli di grainstone ad ooliti fibroso-raggiate. I microfossili più significativi nella parte bassa di questa formazione sono *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti, *Protopeneroplis striata* Weynschenk e *Redmondoides lugeoni* (Septfontaine) (= *Valvulina lugeoni*) (foraminiferi bentonici) e *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti (alga dasicladale) mentre nella parte alta sono particolarmente abbondanti *Kurnubia palastinensis* Henson, *Parurgonina caeliniensis* Cuvillier, Foury & Pignatti-Morano, *Redmondoides lugeoni* e *Siphovalvulina* sp. tra i foraminiferi bentonici. Tra le alghe dasicladali *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* (Carozzi) e *Salpingoporella annulata* Carozzi compaiono nella parte sommitale. I dati biostratigrafici sopra riportati consentono di attribuire la parte affiorante di tale formazione all'intervallo corrispondente alla biozona a *Valvulina lugeoni*, alla biozona a *Kurnubia palastinensis* ed a parte della biozona a *Clypeina jurassica*. A tale intervallo corrisponde un'età Bathoniano *p.p.*-Titoniano *p.p.* o Calloviano – Titoniano *p.p.* a seconda dell'età attribuita alla biozona a *Valvulina lugeoni* (vedi discussione in De Castro, 1991).

La Formazione CRQ è costituita prevalentemente da calcari grigi, generalmente ben stratificati, con frequenti livelli ricchi di gusci di gasteropodi e requienidi. Subordinatamente sono presenti livelli di calcari scuri in strati sottili, calcari dolomitici e dolomie da massive a laminate, calcari biancastri e livelli di calcari marnosi. Nella parte bassa sono frequenti livelli di calcari oolitici ed oncolitici. Nella parte centrale prevalgono calcilutiti a dasicladali alternate a calcari stromatolitici e loferitici ed a lumachelle a gasteropodi e requienie. Nella parte alta sono presenti calcari bioclastici ad alveoline e livelli di dolomie laminate. Il limite inferiore è per alternanze con CCM. Nella formazione dei calcari con requienie e gasteropodi è stato distinto alla base il membro dei calcari a ooliti fibroso raggiate (CRQ1) ed al top il membro dei calcari ad alveoline e dolomie laminate (CRQ4). Nella parte centrale non sono stati invece riconosciuti membri.

In particolare, il membro dei Calcari a Ooliti Fibroso-Raggiate (CRQ1) è costituito da calcari grigi, con rari livelli di calcari dolomitici e dolomie, in genere ben stratificati, con strati spessi da 30 a 120 cm. Nella parte bassa si alternano calcareniti oolitiche, calcilutiti a dasicladali, laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcareniti a peloidi e calciruditi intra-bioclastiche. Nella parte alta prevalgono le calciruditi intra-bioclastiche alternate a rari livelli stromatolitici e loferitici. I macrofossili più frequenti ed abbondanti sono i gasteropodi, in particolare le nerinee, ed i bivalvi. Tra i microfossili prevalgono i foraminiferi bentonici e le alghe dasicladali ma sono abbondanti anche gli organismi incrostanti tipo *Lithocodium/Bacinella*, le alghe cianoficee ed i coproliti di crostacei riferibili all'icnogenere *Favreina*. La parte bassa è caratterizzata da associazioni a foraminiferi abbastanza povere in cui le forme più comuni sono *Redmondoides lugeoni* e *Siphovalvulina* sp. Le associazioni a dasicladali sono invece particolarmente ricche; le forme più frequenti e significative sono *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata* e *Salpingoporella annulata*. Questo intervallo può essere attribuito alla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* ed alla biozona a *Campbelliella striata* (Titoniano superiore - Berriasiano inferiore). Queste biozone non sono ben differenziate in quanto nelle successioni analizzate *C. striata* scompare non più di 20 m dopo *C. jurassica*. Alla scomparsa di *C. striata* segue un intervallo, dello spessore di ca. 80 m di spessore, caratterizzato dalla persistenza di *S. annulata* e da associazioni a foraminiferi simili a quelle dell'intervallo precedente. *Selliporella neocomiensis* (Radoičić) (=*Triploporella neocomiensis*) e *Favreina* sp. compaiono nella parte

sommitale di questo pacco di strati. Questa parte della successione può essere attribuita alla biozona a *Salpingoporella annulata*, di età Berriasiano superiore. Al di sopra compaiono associazioni a foraminiferi più ricche e diversificate, dominate da specie del genere *Trocholina*, *T. elongata* (Leupold), *T. alpina* Leupold, *T. campanella* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. cherchiae* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. chiocchinii* Mancinelli & Coccia e da *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama). Sono inoltre presenti *Redmondoides lugeoni*, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbatchik), *Haplophragmoides joukowskyi* Charollais, Bronnimann & Zaninetti, *Archaeosepta basiliensis* (Mohler). La CRQ1 copre, quindi, un intervallo biostratigrafico che va dalla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* alla biozona a *Cuneolina laurentii* (Titoniano superiore - Hauteriviano *p.p.*).

In particolare, la successione di Petina, affiorante lungo la dorsale del Monte Forloso, fu analizzata per la prima volta da Sartoni and Crescenti (1962). La successione, spessa 1043 m, segue il taglio stradale SP35 che collega la stazione di Petina con il centro abitato omonimo. Nel loro lavoro, gli autori attribuirono, a questa successione, un'età compresa tra il Bathoniano superiore ed il Turoniano – Senoniano. Riconobbero 7 unità biostratigrafiche, dal basso verso l'alto (Fig. 5.1.1):

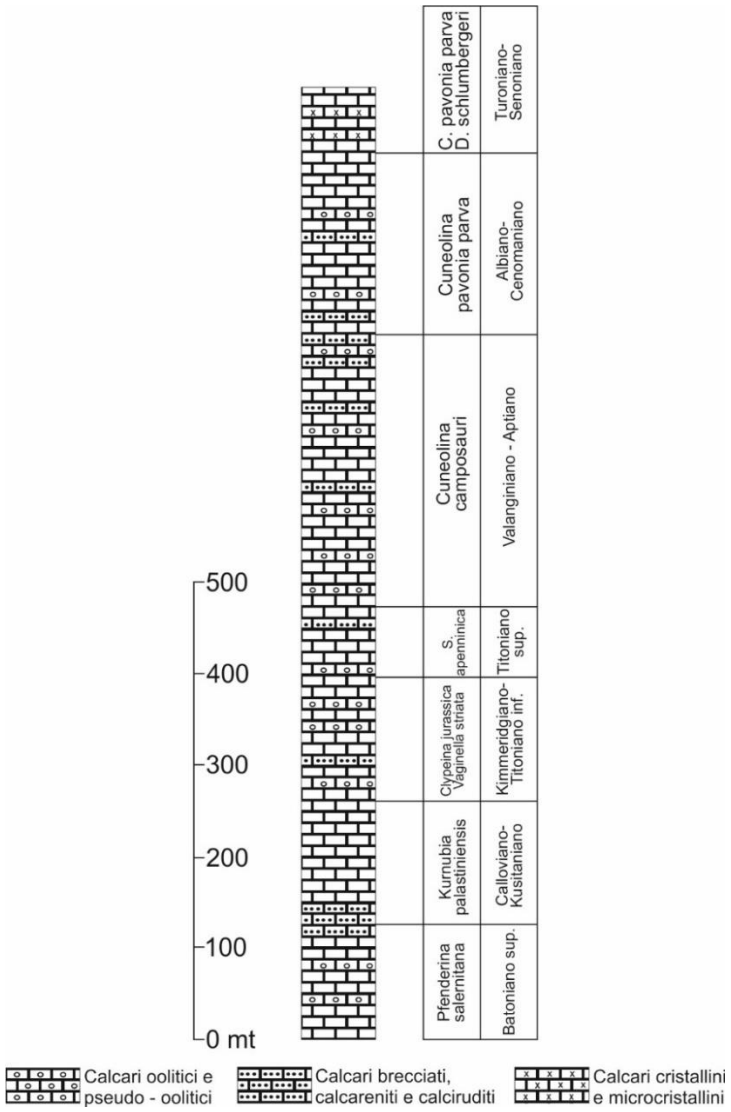


Fig. 5.1.1: Colonna stratigrafica del Monte Forloso (modificato da Sartoni e Crescenti, 1962).

Cenozona a *Pfenderina salernitana* (0 – 133 m). Calcari microdentritici, concrezionati, pseudoolitici ed omogenei. Nella parte terminale sono presenti calcari brecciati per la presenza di una faglia. In sezione sottile i campioni presentano quasi sempre un cemento calcareo, spatizzato, con inglobati pseudooliti e frammenti organogeni. Sono anche presenti calcarei omogenei con vene spatiche abbastanza frequenti. Non sono presenti macrofossili, mentre i microfossili sono in genere molto abbondanti e consistono in: *Textularidae*, *Valvulinidae*, *Pfenderina salernitana* Sartoni e Crescenti, *P. trochoidea* Smout e Sugden, "*Trochamminidae*", rare *Miliolidae*, piccole *Trocholina* spp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Acicularia*, *Cayeuxia* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix e piccoli Gasteropodi, mentre *Meyendorffina bathonica* Aurouze e Bizon è presente soltanto in un campione.

Cenozona a *Kurnubia palastinensis* (133 – 254 m). Fino al metro 240 sono presenti calcari omogenei; intensamente brecciati nella parte inferiore dell'intervallo per la presenza di una faglia e stratificazione poco evidente. Nei metri successivi i calcari si presentano omogenei, concrezionati, pseudoolitici e calcareniti; compatti e ben stratificati. Come nella precedente cenozona si hanno quasi sempre campioni ricchi di microfossili. Macrofauna molto scarsa: nel secondo intervallo sono state notate qualche *Nerineidae* tra cui *Ptygmatis nodosa* Voltz. Scompare il genere *Pfenderina* mentre raggiungono il massimo sviluppo le specie appartenenti a *Kurnubia*, rappresentate principalmente da *Kurnubia palestiniensis* Henson e *K. wellingsi* (Henson) presente in un solo campione. In questo intervallo viene indicata una subzona a *Macroporella sellii* Crescenti, per un'estensione verticale di 50 m, che comprende la zona di distribuzione di questa specie. Altre forme presenti sono: *Textularidae*, *Valvulinidae*, "*Trochamminidae*" *Trocholina* sp., *Trocholina* aff. *elongata* (Leupold), rare *Ophthalminidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e piccoli Gasteropodi.

Cenozona a *Clypeina jurassica e Vaginella striata* (254 – 395 m). Calcari concrezionati, pseudoolitici omogenei, microdentritici, raramente oolitici; compatti e poco stratificati. Tra i metri 340 e 395, sono stati rinvenuti alcuni strati con numerose *Nerinaidae* tra cui sono state determinate: *Ptygmatis meneghinii* Gemmellaro, *Phaneroptyxis clymene* D'Orbigny, *Ptygmatis nodosa* Voltz, *Ptygmatis* aff. *carpathica* Zeuschner. L'associazione microfossilifera è composta da: *Salpingoporella apenninica* Sartoni e Crescenti, *Textularidae*, *Valvulinidae*, piccole *Trocholina* spp., *Miliolidae*, *Ophthalmidiidae*, rare *Kurnubia palastinensis* Henson, *Cayeuxia* sp., ostracodi e piccoli gasteropodi. In particolare, *Clypeina jurassica* Favre è frequente nella parte inferiore di questo intervallo, mentre la *Vaginella striata* Carozzi è frequente nella parte superiore.

Cenozona a *Salpingoporella apenninica* (395 – 473 m). Prevalgono calcari omogenei e pseudoolitici con rare intercalazioni di calcareniti; compatti e poco stratificati. Rara la macrofauna, rappresentata da frammenti indeterminati di Lamellibranchi e da qualche *Nerineidae* del tipo *Ptygmatis nodosa* Voltz. Oltre a *Textularidae*, *Valvulinidae*, Glomospira sp., *Ophthalmidiidae*, piccole *Trocholina* spp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e piccoli Gasteropodi, la cenozona è caratterizzata dalla presenza di *Actinoporella podolica* (Alth), *Munieria baconica* Deecke, *Clypeina catinula* Carozzi, *C. parvula* Carozzi, *C. inopinata* Favre e *Salpingoporella apenninica* Sartoni e Crescenti.

Cenozona a *Cuneolina camposaurii* (473 – 771 m). Fino al metro 740, prevalgono calcari omogenei e pseudoolitici; compatti e poco stratificati. Dal metro 740, si rinvengono calcareniti

e calcari concrezionati, pseudoolitici, raramente omogenei; compatti e poco stratificati. In sezione sottile i campioni presentano un cemento calcareo omogeneo, quasi sempre completamente spatizzato, inglobante resti organogeni, foraminiferi, alghe, pseudooliti e raramente ooliti. La macrofauna è costituita da rari frammenti indeterminabili di Lamellibranchi. La cenozona è caratterizzata dalla presenza di *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *C. camposaurii* Sartoni e Crescenti e *Haplophragmoides* sp., in associazione con *Textularidae*, *Valvulinidae*, piccole *Miliolidae*, rare *Ophthalmidiidae*, *Cayeuxia* sp., *Salpingoporella muhlmergii* (Lorenz), *Acicularia* sp., Gasteropodi, Ostracodi e rare e piccole Spugne. Nella parte alta della cenozona sono presenti *Cylindroporella* sp., *Salpingoporella dinarica* (Radoičić) e rare *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) con tallo molto sottile.

Cenozona a *Cuneolina pavonia parva* (771 – 951 m). Calcari in prevalenza omogenei, pseudoolitici e calcareniti; compatti e ben stratificati. Macrofauna scarsa, rappresentata da Lamellibranchi non determinabili. In associazione alla *C. pavonia parva* Henson, presente in tutto l'intervallo, si notano *Miliolidae*, rare *Nummoloculina heimi* Bonet, *Nummoloculina* sp., *Textularidae*, *Valvulinidae*, rare *Valvulammina* aff. *picardi* Henson, *Ophthalmidiidae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) con tallo sottile e, infine, Ostracodi e frammenti di molluschi. Nella parte inferiore sono ancora presenti *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *C. camposaurii* Sartoni e Crescenti e *Haplophragmoides* sp.; nella parte terminale compaiono alcune forme appartenenti alla famiglia delle *Orbitolinidae* (Henson, 1948a) tra cui aff. *Iraqia* ed infine *Nezzazata simplex* Omara.

Cenozona a *Cuneolina pavonia parva* e *Dicyclina schlumbergeri* (951 – 1043 m). Calcari omogenei, microcristallini, dolomitici, listrati e raramente cariati e brecciati; compatti e abbastanza stratificati. In sezione sottile si nota un cemento calcareo omogeneo inglobante spesso cristallini romboedrici di dolomia. In questo intervallo sono presenti rari livelli di Rudiste (*Hippuritidae*, *Radiolitinae* e *Sauvagesinae*). La comparsa della *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas coincide quasi con il diffondersi di forme tipiche, ben sviluppate di *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Altre forme presenti sono: *C. pavonia parva* Henson, *Textularidae*, *Miliolidae*, *Valvulammina* sp., *Nezzazata simplex* Omara e rari Ostracodi.

Nel suo lavoro di Dottorato, Pappone (1990), analizzando la successione di Monte Forloso, attribuisce ad essa un'età compresa tra il Bajociano superiore ed il Cenomaniano. L'autore individua nella successione tre intervalli a loro volta suddivisi in sub-intervalli, o parti principali (Fig. 5.1.2):

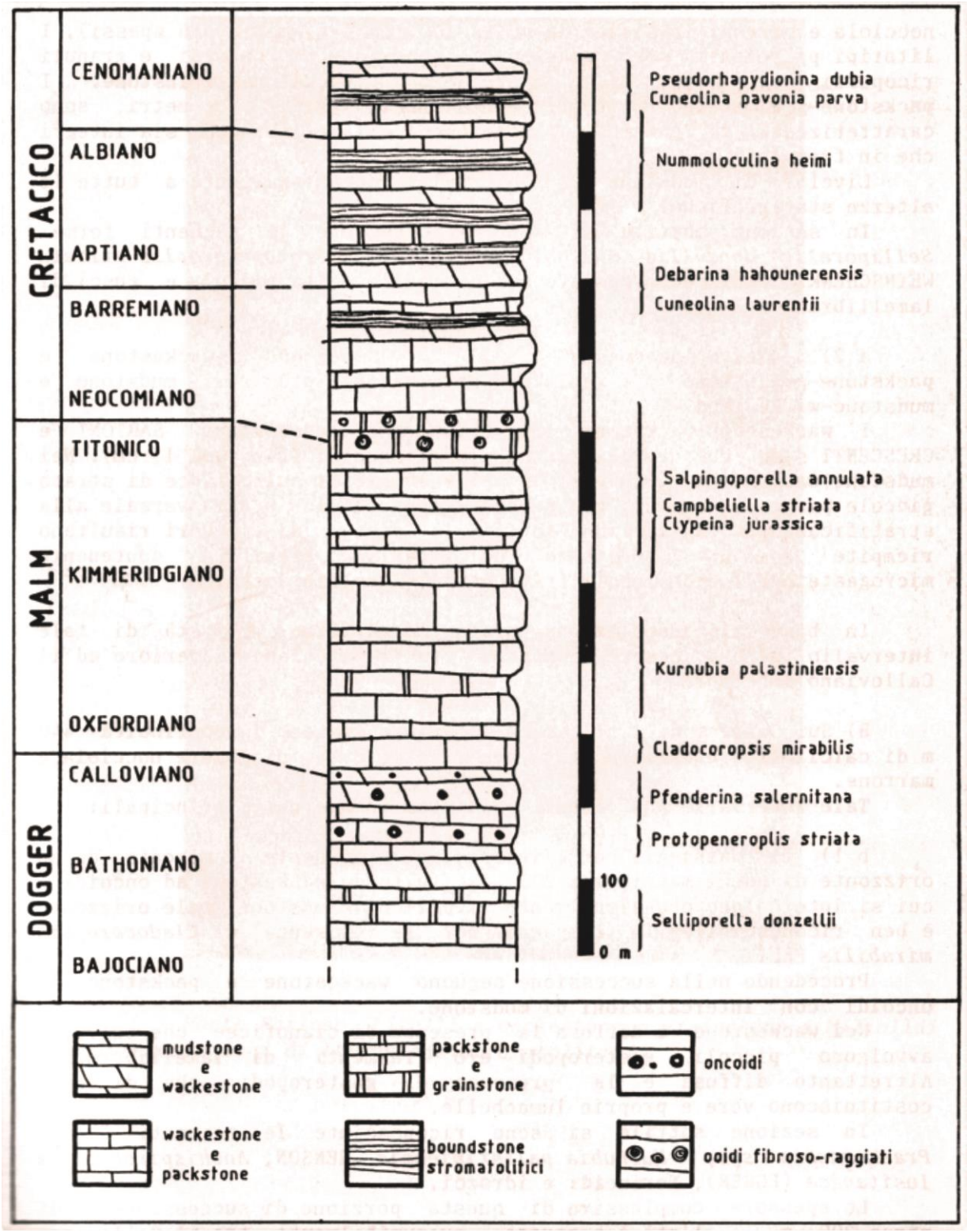


Fig. 5.1.2: Colonna stratigrafica del Monte Forloso (Pappone, 1990).

A) Base della successione (260 m), Bajociano superiore – Calloviano inferiore. La base della successione è costituita da 260 m circa di calcari ben stratificati (eccetto nei primi 30 m disturbati all'incrocio di due faglie; la prima separa il Forloso dalla Valle del Tanagro, la seconda lo disloca debolmente rispetto ai terreni di Costa Castello).

a 1) I primi 170 m sono costituiti da una alternanza di calcari in strati di spessore da 40 a 100 cm (raramente più spessi). I litotipi principali sono wackestone e packstone ad oncoidi e granuli ricoperti a cui si intercalano packstone-grainstone. I packstone-grainstone, più frequenti nei primi 70 m, sono caratterizzati da numerosi gasteropodi e lamellibranchi sia integri che in frammenti. Livelli di mudstone si intercalano occasionalmente a tutte le altezze stratigrafiche. In sezione sottile sono presenti in associazione: *Selliporella donzellii* Sartoni e Crescenti, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, Codiacee, Gasteropodi molto piccoli e gusci di lamellibranchi.

a 2) Nei successivi 90 m seguono wackestone e packstone-grainstone a cui si intercalano più rari mudstone e mudstone-wackestone. I wackestone-packstone con *Pfenderina salernitana* Sartoni e Crescenti sono caratterizzati da grossi oncoidi (fino ad 1 cm). Nei mudstone-wackestone, invece, sono ben visibili sulle facce di strato piccole piste di limivori con decorso subparallelo o trasversale alla stratificazione. In sezione sottile le piste di limivori risultano riempite da un sedimento di taglia arenitica contenente microgasteropodi e/o piccoli frammenti di lamellibranchi.

B) Parte centrale della successione (440 m), Calloviano superiore – Neocomiano *p.p.* Calcilutiti e calcareniti ben stratificate.

b 1) Il passaggio con l'intervallo precedente è marcato da un orizzonte di pochi metri (massimo 20) costituito da wackestone ad oncoidi a cui si intercalano occasionalmente livelli di mudstone; tale orizzonte è ben riconoscibile in campagna per la presenza di *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Procedendo nella successione seguono wackestone e packstone ad oncoidi con intercalazioni di mudstone. Nei wackestone è diffusa la presenza di cianoficee che talvolta avvolgono piccoli gasteropodi e/o frammenti di lamellibranchi. Altrettanto diffusa è la presenza di gasteropodi che di rado costituiscono vere e proprie lumachelle. In sezione sottile sono state riconosciute le seguenti forme: *Praekurnubia* sp., *Kurnubia palastinensis* Henson, *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), Nerineidi e idrozoi. I primi 200 m di questo intervallo hanno un'età compresa presumibilmente tra il Calloviano superiore ed il Kimmeridgiano inferiore.

b 2) I primi 200 m sono costituiti da wackestone con rare intercalazioni di mudstone. I wackestone sono caratterizzati dalla presenza di qualche ooide (talvolta fibroso-raggiato) e sovente mostrano una classica tessitura "fenestrata"; in sezione sottile si osserva la presenza di *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Clypeina solkani* (Conrad-Radoičić), *Clypeina jurassica* Favre, *Campbeliella striata* (Carozzi), *Favreina salevensis* (Parejas), Codiacee, foraminiferi textulariformi e microgasteropodi. Gli ultimi 30 – 40 m di questo intervallo sono caratterizzati da wackestone, packstone e grainstone ad ooidi fibroso-raggiati talvolta appaiono rotti e poi rigenerati. I wackestone ed i packstone sono a luoghi laminati e mostrano frequentemente una tessitura "fenestrata". L'associazione fossilifera è prevalentemente composta da *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Humiella* sp., ostracodi e gasteropodi tra cui Nerineidi. L'età di questo intervallo è compresa tra il Kimmeridgiano inferiore ed il Neocomiano *p.p.*

C) La parte alta della successione (480 m), Neocomiano – Cenomaniano. Calcari ben stratificati.

c 1) I primi 180 m sono caratterizzati dalla presenza di wackestone e packstone con intercalazioni di mudstone. I wackestone prevalgono nettamente e talvolta mostrano "fenestral fabric". I packstone, invece, sono alternati a grainstone ricchissimi di Miliolidi, che si trovano associati con *Cuneolina laurentii* Sartoni e Crescenti, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Debarina hahounerensis* Fourcade Raoult e Vila e *Thaumatoporella* sp. L'età di questa parte di intervallo è compresa tra il Neocomiano *p.p.* ed il Barremiano.

c2) I successivi 230 m sono caratterizzati, oltre che dai litotipi precedentemente descritti, dalla presenza dapprima occasionale e poi sistematica di boundstone talvolta stromatolitici a cui si intercalano wackestone e mudstone calcareo-dolomitici e grainstone a miliolidi. In sezione sottile si riconoscono: *Debarina hahounerensis* Fourcade Raoult e Vila, *Salpingoporella dinarica* Radoičić, *Coptocampilodon* sp., *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Cuneolina* aff. *camposaurii* Sartoni e Crescenti, *Nummoloculina* aff. *heimi* Bonet, *Pseudotextulariella* sp., Orbitolinidi e Nezzazatidi. L'età di questo secondo intervallo è compresa tra l'Aptiano e l'Albiano.

c 3) Gli ultimi 70 m sono caratterizzati da una minore presenza di boundstone stromatolitici e da un incremento di packstone-grainstone a miliolidi. In sezione sottile si trova un'associazione di età Cenomaniana: *Thaumatoporella* sp., *Nummoloculina heimi* Bonet, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Pseudorhapydionina dubia* De Castro, Orbitolinidi, ostracodi e frammenti di Radiolitidi.

Dal confronto tra i due lavori sopradescritti, si può notare una differenza di datazione della stessa successione campionata lungo la dorsale del Monte Forloso. Infatti, mentre Sartoni e Crescenti (1962) attribuiscono alla successione un'età Bathoniano – Turoniano/Senoniano, Pappone (1990) attribuisce un'età complessivamente più antica alla successione datandola Bajociano – Cenomaniano. Questo risultato è attribuibile allo studio di maggior dettaglio effettuato da Pappone (1990) fornendo una datazione più accurata della successione, grazie al maggior numero di specie fossilifere individuate.

Più recentemente, nel lavoro di Tesi di Zottola (2019), sono stati analizzati 233 m basali della successione del Monte Forloso, attribuendone un'età compresa tra il Bajociano inferiore ed il Calloviano inferiore. L'autrice individua nella successione cinque intervalli (Fig. 5.1.3):

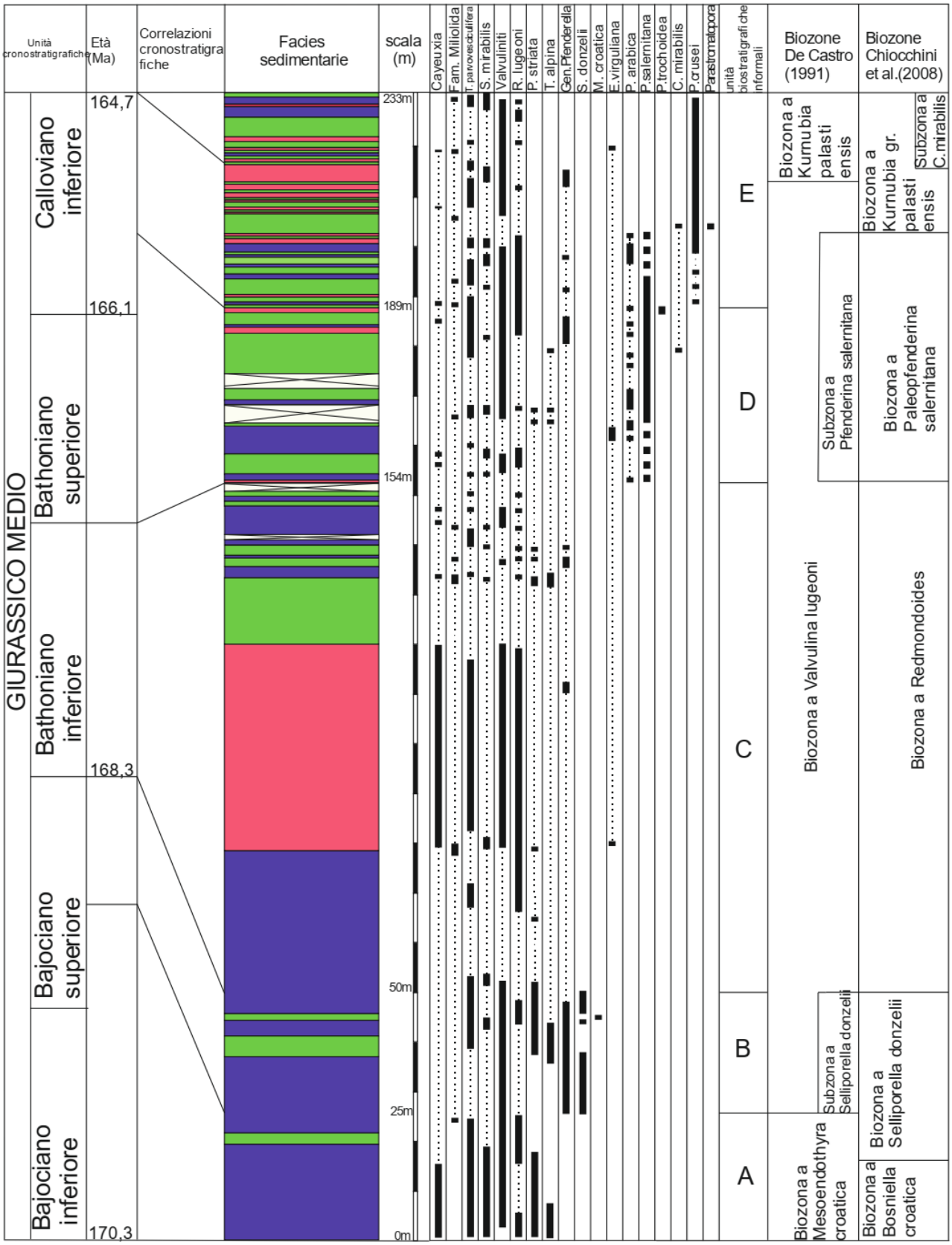


Fig. 5.1.3: Log stratigrafico sintetico della successione del Monte Forloso. In blu: calcari a bioclasti, intraclasti e peloidi; in verde: calcari a foraminiferi bentonici ed ostracodi; in rosa: calcari oncolitici (Zottola, 2019).

- I**ntervallo A**: caratterizzato dalla presenza di *Valvulinidi*, *Redmondoides lugeoni* Septfontaine, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Cayeuxia piae* Frollo, *Protopeneroplis striata* Weinschenk, *Trocholina alpina* Leupold e in particolare verso la metà, a circa 10 metri dall'inizio della successione, si iniziano a sviluppare piccole forme appartenenti al genere *Pfenderella*. Il limite superiore di tale intervallo coincide con la comparsa della *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, al metro 25. Ciò ha permesso di collocare l'età dell'inizio della successione biostratigrafica al Bajociano inferiore. I litotipi principali di questo intervallo sono *grainstone e packstone*.

- **Intervallo B**: è segnato dalla comparsa di *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti alla quale si associano forme di *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Valvulinidi*, *Redmondoides lugeoni* Septfontaine, *Protopeneroplis striata* Weinschenk, *Trocholina alpina* Leupold, piccole forme appartenenti al genere *Pfenderella* e *Mesoendothyra croatica* Gusic al metro 45. Questo intervallo, secondo lo schema biozonale proposto da Chiocchini et al. (2008) rappresenta la Biozona a *Selliporella donzellii*, poiché i limiti inferiore e superiore coincidono con la comparsa e la scomparsa di tale taxa. La Biozona si registra tra il metro 25 e il metro 50 nella sezione del Monte Forloso. Da un punto di vista cronostratigrafico tale intervallo può essere collocato al Bajociano inferioreBathoniano basale ed è costituito da *grainstone packstone* e *packstone /wackestone*.

- **Intervallo C**: segna il passaggio dal Bajociano superiore al Bathoniano inferiore; questo limite è stato posizionato in corrispondenza del passaggio biozonale dalla Biozona a *Selliporella donzellii* a quella *Redmondoides* al metro 50. Alla specie del genere Redmondoides, si associano *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Valvulinidi*, *Protopeneroplis striata* Weinschenk, *Trocholina alpina* Leupold, forme appartenenti al genere *Pfenderella*, forme facenti parte della *Famiglia Miliolidae* Ehrenberg e *Cayeuxia piae* Frollo; è presente *Everticyclammina virguliana* Redmond all'inizio dell'intervallo al metro 80. I litotipi principali che costituiscono questo intervallo sono *packstone* e *grainstone, alcuni dei quali contengono ooidi,* pochi livelli di *wackestone* e rari livelli di *mudstone*.

- **Intervallo D**: facendo riferimento allo schema biozonale di Chiocchini et al. (2008), segna il passaggio dalla biozona a *Redmondoides* alla biozona a *Paleopfenderina salernitana* al metro 154; sulla scala cronostratigrafica ciò segna il passaggio dal Bathoniano inferiore al Bathoniano superiore. Con la specie-indice sono diffuse in tutta la biozona *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Valvulinidi*, *Redmondoides lugeoni* Septfontaine, forme appartenenti al genere *Pfenderella*, forme facenti parte della *Famiglia Miliolidae* Ehrenberg, *Cayeuxia piae* Frollo ed *Everticyclammina virguliana* Redmond. Nella parte media dell'intervallo compare *Paleopfenderina trochoidea* Smout & Sugden tra il metro 185 e il metro 190. Al metro 192 si registra la comparsa di *Praekurnubia crusei* Redmond, la quale segna il passaggio all'intervallo successivo. In questo intervallo si distinguono livelli di *grainstone*, *packstone* e *wackstone*, *wackestone* ad oncoidi, *floatstone* e livelli di *mudstone* che si verificano a tutte le altezze stratigrafiche; in alcuni strati sono presenti gusci di gasteropodi.

- **Intervallo E**: segna il passaggio dal Bathoniano superiore al Calloviano inferiore, marcato da un orizzonte di circa 44 metri ed è ben riconoscibile in campagna per la presenza di *Cladocoropsis mirabilis* Felix e *Cladocoropsis memoria-naumanni* Yabe, i quali si registrano al

metro 28. Il limite superiore è caratterizzato dalla comparsa di *Praekurnubia crusei* Redmond, alla quale si associano *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Valvulinidi*, *Redmondoides lugeoni* Septfontaine, forme appartenenti al genere *Pfenderella* e forme facenti parte della *Famiglia Miliolidae* Ehrenberg. I litotipi principali che costituiscono questo intervallo sono *grainstone*, *packstone, floatstone* e *wackstone* ad oncoidi e livelli di *mudstone* intercalati in tutto l'intervallo.

Lo studio biostratigrafico condotto di Zottola (2019), ha consentito un riposizionamento del limite inferiore della serie del Monte Forloso al Bajociano inferiore rispetto agli studi precedentemente effettuati da Sartoni & Crescenti (1962) che attribuirono un'età del limite inferiore al Bathoniano superiore e, allo studio di Pappone (1990) che attribuì un'età di tale limite al Bajociano superiore. Per quanto riguarda le biozone riscontrate (Biozona a *Selliporella donzellii,* Biozona a *Redmondoides,* Biozona a *Paleopfenderina salernitana* e l'inizio della Biozona a *Kurnubia palastinensis*) i dati concordano con quanto rilevato da Pappone (1990).

L'inizio della successione analizzata nel presente lavoro di Tesi si pone stratigraficamente più alta della successione di Zottola (2019), dopo circa 180 m di gap, dovuto alla presenza di copertura e strati disturbati da faglie a basso rigetto.

5.2 – Sedimentologia ed associazioni di litofacies

Dalle osservazioni effettuate in campo e sui campioni in sezione sottile, è stato possibile riconoscere 12 litofacies riunite in 6 associazioni di litofacies (Tab. 1):

Associazioni di litofacies	Litofacies	Tessiture	Componenti	Strutture sedimentarie e di diagenesi precoce	Interpretazione ambientale
Calcari a molluschi (M)	M1	Floatstone, wackestone, wackestone/packstone	Bivalvi (Ostreidi), gasteropodi (Nerinee), peloidi, oncoidi, intraclasti micritici arrotondati, foraminiferi bentonici (alta diversità), alghe calcaree, spicole di spugna	Bioturbazione (softground)	Laguna subtidale a circolazione aperta
	M2	Packstone, packstone/grainstone, grainstone	Bivalvi (Ostreidi), gasteropodi (Nerinee), peloidi, oncoidi, ooidi, foraminiferi bentonici (alta diversità), alghe calcaree	Bioturbazione (softground)	Laguna subtidale a circolazione aperta
Calcari biopeloidali (BP)	BP1	Grainstone	Ooidi, peloidi, rari foraminiferi bentonici	Laminazione parallela o incrociata (meccanica)	Barre sommerse esterne
	BP2	Packstone, packstone/grainstone, grainstone	Piccoli intraclasti, ooidi, foraminiferi bentonici (bassa diversità), ostracodi, rare alghe calcaree, gasteropodi	Laminazione parallela o incrociata (meccanica)	Barre sommerse esterne
	BP3	Packstone, packstone/wackestone	Peloidi, ooidi, foraminiferi bentonici, ostracodi, *Cayeuxia* sp., piccoli gasteropodi, rare alghe calcaree	Laminazione parallela o incrociata (meccanica)	Barre sommerse interne
Calcari a foraminiferi e alghe calcaree (FA)	FA1	Wackestone/packstone, wackestone	Foraminiferi bentonici, *Campbellella striata*, *Clypeina* sp., *Salpingoporella annulata*, piccoli gasteropodi, rari peloidi, ostracodi	Microcavità da dissoluzione riempite da silt cristallini	Laguna subtidale a circolazione ristretta
	FA2	Wackestone, mudstone/wackestone	Foraminiferi bentonici, rara *Campbellella striata*, piccole e rare alghe calcaree (*Salpingoporella* sp., *Clypeina* sp.), *Cayeuxia* sp., ostracodi, calcisfere	Microcavità da dissoluzione talora con silt geopeti, strutture da disseccamento	Laguna subtidale a circolazione ristretta
	FA3	Wackestone	*Campbellella striata*, rari ostracodi e textularidi, rare e piccole alghe calcaree (*Salpingoporella* sp., *Clypeina* sp.)	Microcavità da dissoluzione riempite da silt cristallini	Laguna subtidale a circolazione ristretta
Calcari laminati (L)	L1	Bindstone	Tappeto microbico, piccoli intraclasti, peloidi, ostracodi, calcisfere	Laminazioni organiche ed inorganiche in alternanza, struttura da disseccamento, *bird's-eyes*	Piana tidale
	L2	Mudstone	Micrite con rari e piccoli foraminiferi bentonici	Fenestrae	Piana tidale
Calcari a Carofite (C)	C	Wackestone/mudstone, mudstone	Ostracodi, oogoni di carofite, calcisfere, rari foraminiferi bentonici	Microsparite a grumi	Pozze/laghi costieri
Marne e calcari marnosi (Mn)	Mn	Mudstone	Litoclasti calcarei, lamine di argilla verde	Laminazione a luoghi, debole cementazione	Piana costiera effimera

Tab. 1 – Descrizione delle litofacies della successione di Petina, raggruppate in associazioni con la relativa interpretazione ambientale.

- **Calcari a molluschi (M)**: questa associazione è caratterizzata dalla presenza di bivalvi e gasteropodi (soprattutto Nerinee) che nella maggior parte dei casi sono in frammenti. I gusci sono spesso bioperforati. Sono inoltre presenti peloidi, oncoidi e un'alta diversità di foraminiferi bentonici e alghe calcaree. L'associazione si divide in due litofacies, M1 e M2, che si differenziano su base tessiturale (Tab. 1). Più in dettaglio, M1 (Fig. 5.2.1a,b) è caratterizzata da tessiture floatstone con matrice di wackestone e wackestone/packstone, mentre M2 (Fig. 5.2.1c-f) è caratterizzata da tessiture grano-sostenute (grainstone, packstone e packstone/grainstone). Le forme tipicamente presenti sono *Campbeliella striata*, *Clypeina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Valvulinidi* e *Siphovalvuline*.

- **Calcari biopeloidali (BP)**: questa associazione è caratterizzata da tessiture prevalentemente grano-sostenute (grainstone, packstone e packstone/grainstone). I componenti principali sono intraclasti micritici più o meno arrotondati, peloidi, ooidi (fibroso-raggiati e micritici), che in taluni livelli sono particolarmente abbondanti, oncoidi, insieme a frammenti di molluschi, *Cayeuxia* sp., foraminiferi bentonici, alghe calcaree e gasteropodi. Strutture sedimentarie tipiche sono la gradazione e la laminazione piano-parallela e/o incrociata. Questa associazione è composta da tre litofacies che si differenziano sia sulla base della tessitura che per il contenuto fossilifero. La tessitura si presenta più grossolana per le litofacies BP1 e BP2, più fangosa (packstone, packstone/wackestone) per la BP3. In particolare, la BP1 (Fig. 5.2.2a,b), è un grainstone in cui la componente bioclastica è nettamente subordinata rispetto agli ooidi e peloidi che invece sono nettamente dominanti. Le litofacies BP2 (Fig. 5.2.2c,d) e BP3 (Fig. 5.2.2e,f) mostrano le componenti bioclastiche e clastiche equiparate con la differenza che il contenuto fossilifero della litofacies BP2 è più diversificato rispetto alla BP3 (Tab. 1).

- **Calcari a foraminiferi e alghe verdi (FA)**: Questa associazione di litofacies è caratterizzata da tessiture fango-sostenute le cui associazioni fossilifere sono dominate dai foraminiferi bentonici e dalle alghe calcaree (in particolare *Clypeina* sp. e *Salpingoporella* sp.). Sono state riconosciute tre litofacies: FA1, FA2 e FA3 (Tab. 1). La prima (FA1, Fig. 5.2.3a,b) presenta una tessitura da wackestone/packestone a wackestone con contenuto fossilifero più ricco e diversificato rispetto alle altre due (FA2, Fig. 5.2.3c,d; FA3, Fig. 5.2.3e,f) che presentano anche una tessitura più fangosa. I componenti principali sono *Campbeliella striata*, *Clypeina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Cayeuxia*, *Valvulinidi* e *Siphovalvuline*. Nella litofacies FA2 si ritrovano a luoghi associate anche le calcisfere, mentre la FA3 è caratterizzata da wackestone in cui domina *Campbeliella striata* con associati rari ostracodi, textularidi e piccole alghe calcaree (*Salpingoporella* sp. e *Clypeina* sp.).

- **Calcari laminati (L)**: questa associazione è composta da due litofacies, la L1 (Fig. 5.2.4a,b) è un bindstone, ovvero lamine microbiali irregolarmente alternate a packstone fini a peloidi o mudstone laminati quasi del tutto sterili. Si possono trovare piccoli intraclasti, peloidi, ostracodi e calcisfere. Strutture tipiche della litofacies L1 sono la laminazione meccanica e biogenica e le cavità da disseccamento quali *fenestrae* e *bird's eyes*. La litofacies L2 (Fig. 5.2.4c,d) è caratterizzata esclusivamente da fango pressoché sterile ricco di cavità da disseccamento di forma irregolare, spesso allargate dalla dissoluzione, *fenestrae*, Questi processi conferiscono ai depositi descritti l'aspetto tipico delle loferiti.

- **Calcari a carofite (C)**: questa associazione è composta da sedimenti fangosi (wackestone/mudstone e mudstone) con resti di carofite (girogoniti e/o frustoli, Fig. 5.2.5b), calcisfere e ostracodi. I foraminiferi bentonici sono rari e possono essere talora presenti le *Thaumatoporelle*. La matrice può essere microsparitica a luoghi organizzata in grumi (Fig. 5.2.5a-c).

- **Marne e calcari marnosi (Mn)**: l'associazione è caratterizzata da mudstone associati a livelli argillosi di colore verde in cui sono presenti litoclasti calcarei. Questi livelli marnosi si trovano lungo la sezione come sottili orizzonti intercalati tra gli strati calcarei. Questi depositi possono presentarsi anche come riempimento di cavità carsiche al top degli strati.

- **Tempestiti**: Lungo la successione si ritrovano, rari livelli di depositi gradati ad intraclasti e bioclasti che presentano alla base una superficie erosiva; in particolare sono caratterizzati da tessiture tipo packstone, packstone-grainstone e grainstone ad intraclasti, peloidi e ooidi fibroso-raggiati e/o tangenziali. Questo tipo di deposito è interpretato come evento di tempesta, che rappresenta il prodotto di un repentino innalzamento dell'energia idrodinamica in ambiente di piattaforma (*tempestites* in Aigner, 1982, 1985; cfr. anche D'Argenio et al., 1992). Questi depositi sono raramente presenti come intercalazioni decimetriche e si ritrovano a circa 8, 62, 86 e 114 metri.

Nella successione di Petina le condizioni di diagenesi marina sono indicate dalla bioturbazione della matrice e dall'inviluppo micritico intorno ai grani, dalla micritizzazione degli stessi, la presenza di cementi isopachi intorno ai granuli (Flügel, 2010). Mentre, i prodotti della diagenesi meteorica vadosa precoce (Fig. 5.2.6a,b), sovraimposta a quella marina, sono rappresentati dai prodotti della dissoluzione pervasiva diffusa o concentrata a formare cavità carsiche di dimensioni da millimetriche a centimetriche, spesso con riempimenti geopetali costituiti da *silt* alla base e da calcite spatica alla sommità delle stesse. Nelle tessiture grano-sostenute sono presenti i cementi pendenti o a menisco. Fasi di emersione più prolungate della piattaforma hanno prodotto in taluni casi una intensa carsificazione (Fig. 5.2.6c,d), testimoniata da *packstone* e *grainstone* diagenetici con cavità riempite di argilla verde, o da sottili orizzonti tra gli strati calcarei caratterizzati da argilla verde in cui sono inclusi litoclasti calcarei. (Wright and Tucker, 1991). In alcuni casi sono stati riconosciuti prodotti legati ad incipiente pedogenesi (Fig. 5.2.6e,f) quali tessiture peloidali, grumi di microspatite, noduli di micrite densa e scura.

Il modello di facies proposto per la successione di Petina individua una serie di ambienti deposizionali appartenenti ad una piattaforma carbonatica di mare basso in cui sedimenti sabbiosi selezionati dal moto ondoso si accumulano come barre sommerse, talora emergenti (BP) che separano ambienti subtidali a circolazione più aperta (M) da quelli lagunari a circolazione ristretta (FA). Calcari laminati (L) rappresentano i tipici ambienti di piana tidale, mentre i calcari a carofite (C) ed i calcari marnosi (Mn) testimoniano la presenza effimera di una piana costiera con specchi d'acqua salmastra.

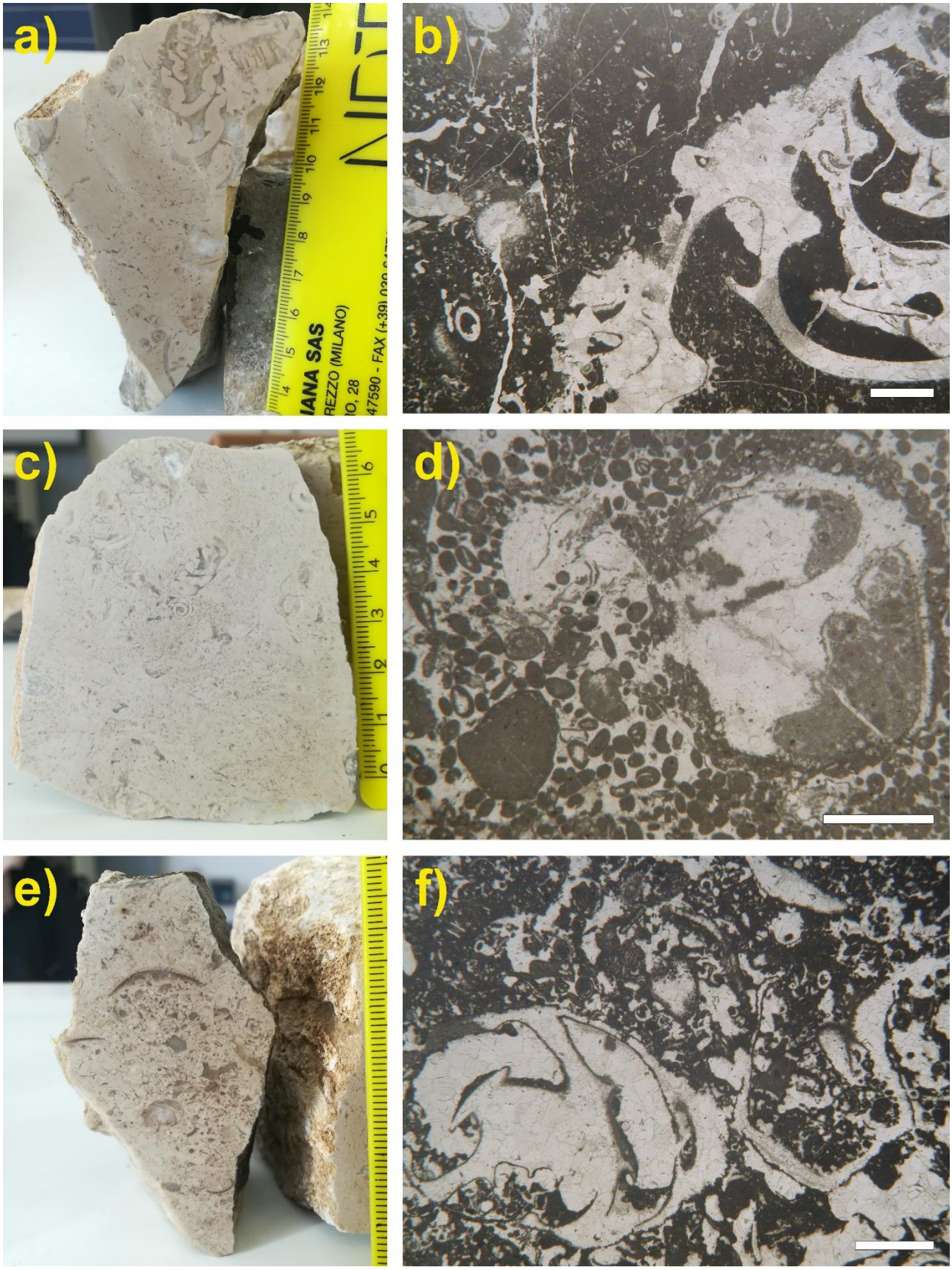


Fig. 5.2.1: Associazione dei Calcari a molluschi (M) di Petina. a,b) Floatstone con matrice di wackestone a Nerinee, bivalvi e dasicladali; litofacies M1 (campione 156A); c,d) Grainstone con gasteropodi, peloidi e bioclasti; litofacies M2 (campione 144A); e,f) Packstone/grainstone con bivalvi, gasteropodi, bioclasti (dasicladali e foraminiferi), peloidi; litofacies M2 (campione 138B). Tutte le barre sono 2mm.

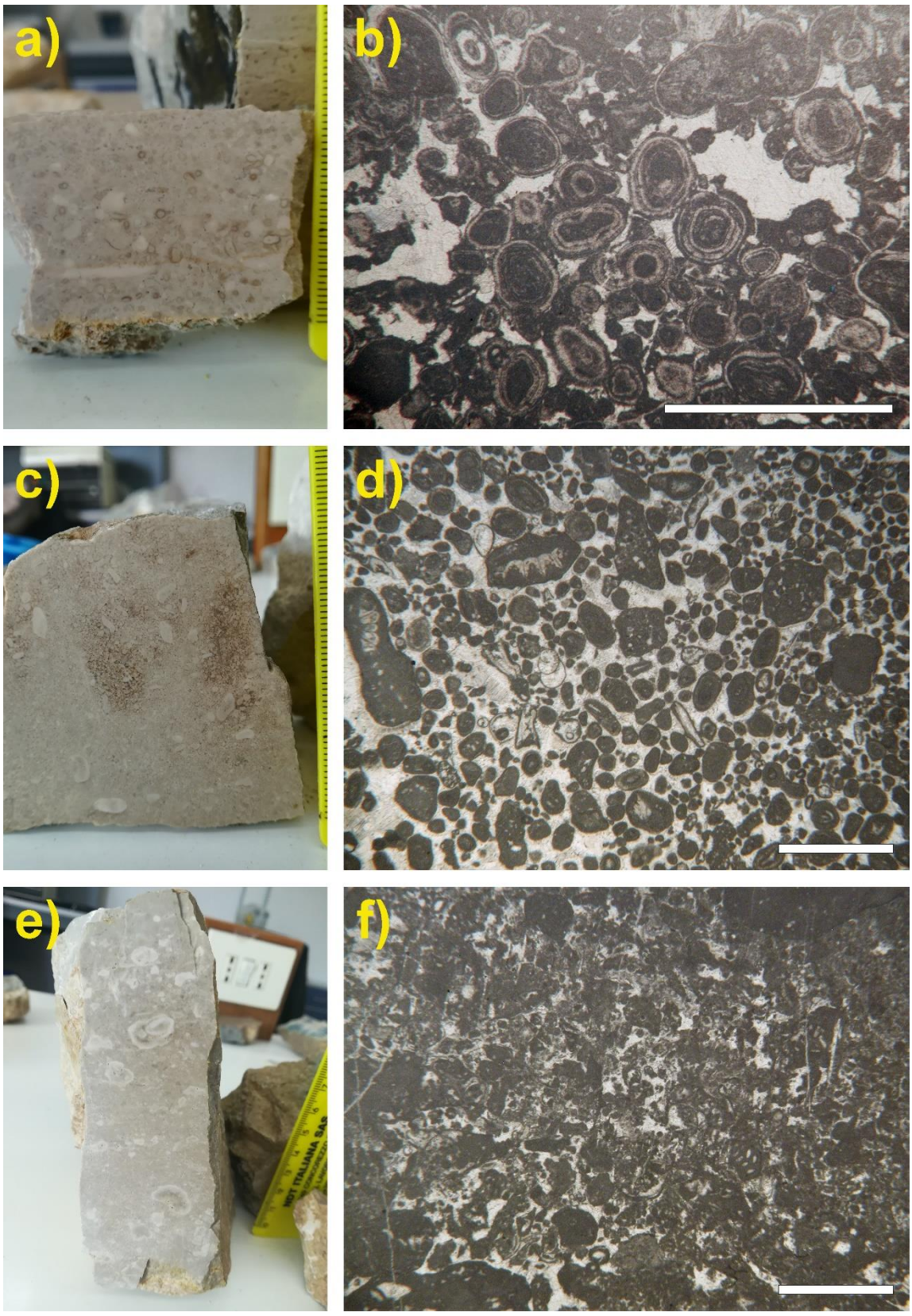


Fig. 5.2.2: Associazione dei Calcari biopeloidali (BP) di Petina. a,b) Grainstone/packstone a ooidi e peloidi; litofacies BP1 (campione 142A); c,d) Grainstone a bioclasti (gasteropodi, dasicladali e foraminiferi), peloidi ed rari intraclasti; litofacies BP2 (campione 78C); e,f) Packstone/wackestone con peloidi, piccoli oncoidi, dasicladali e foraminiferi bentonici; litofacies BP3 (campione 12A). Tutte le scale sono 2mm.

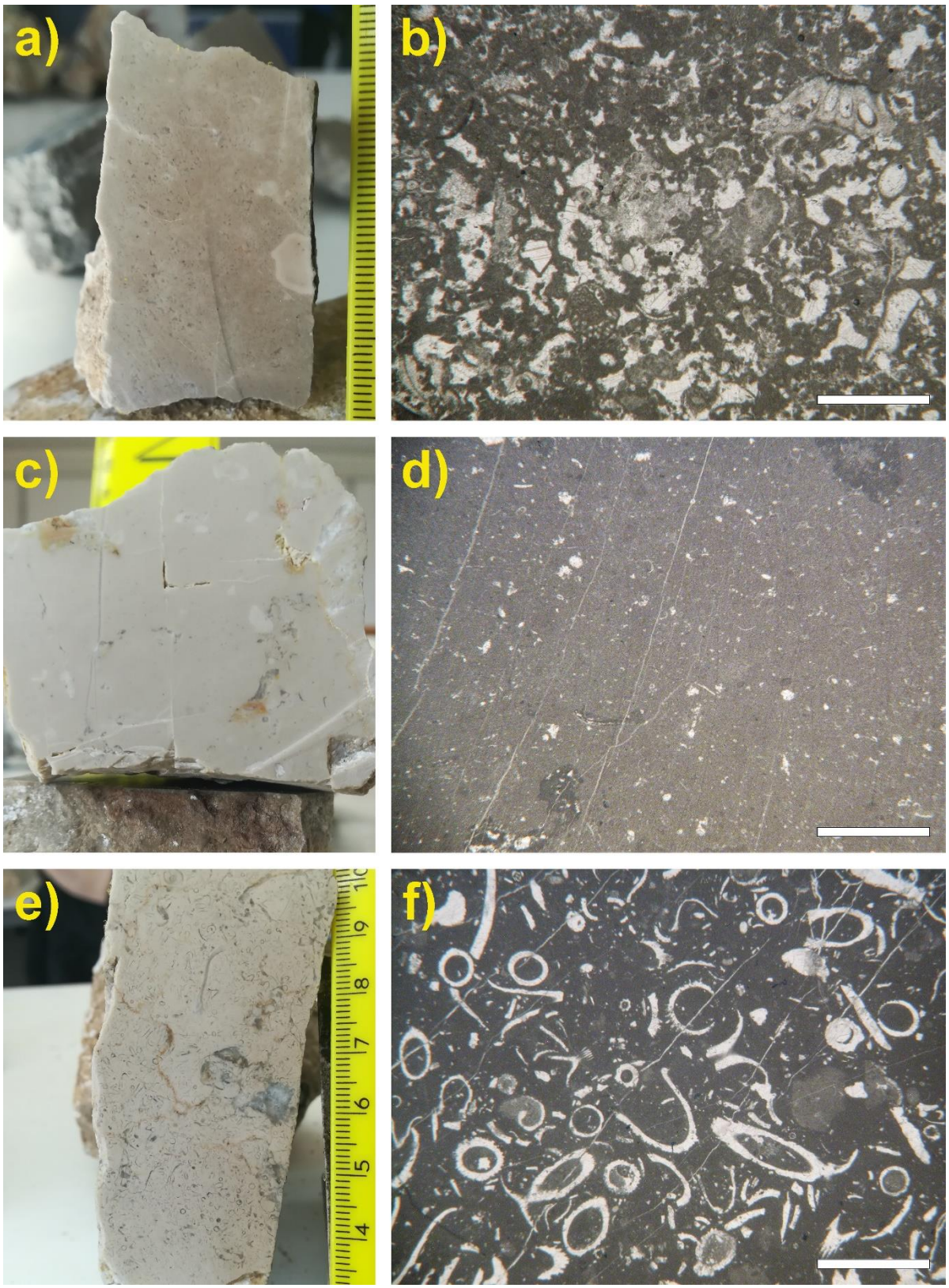


Fig. 5.2.3: Associazione dei Calcari a foraminiferi e alghe verdi (FA) di Petina. a,b) Packstone/wackestone con dasicladali e foraminiferi bentonici; litofacies FA1 (campione 21A); c,d) Wackestone/mudstone ad ostracodi e foraminiferi bentonici, litofacies FA2 (campione 7B); e,f) Wackestone a *Campbeliella* striata, litofacies FA3 (campione 159A). Tutte le scale sono 2mm.

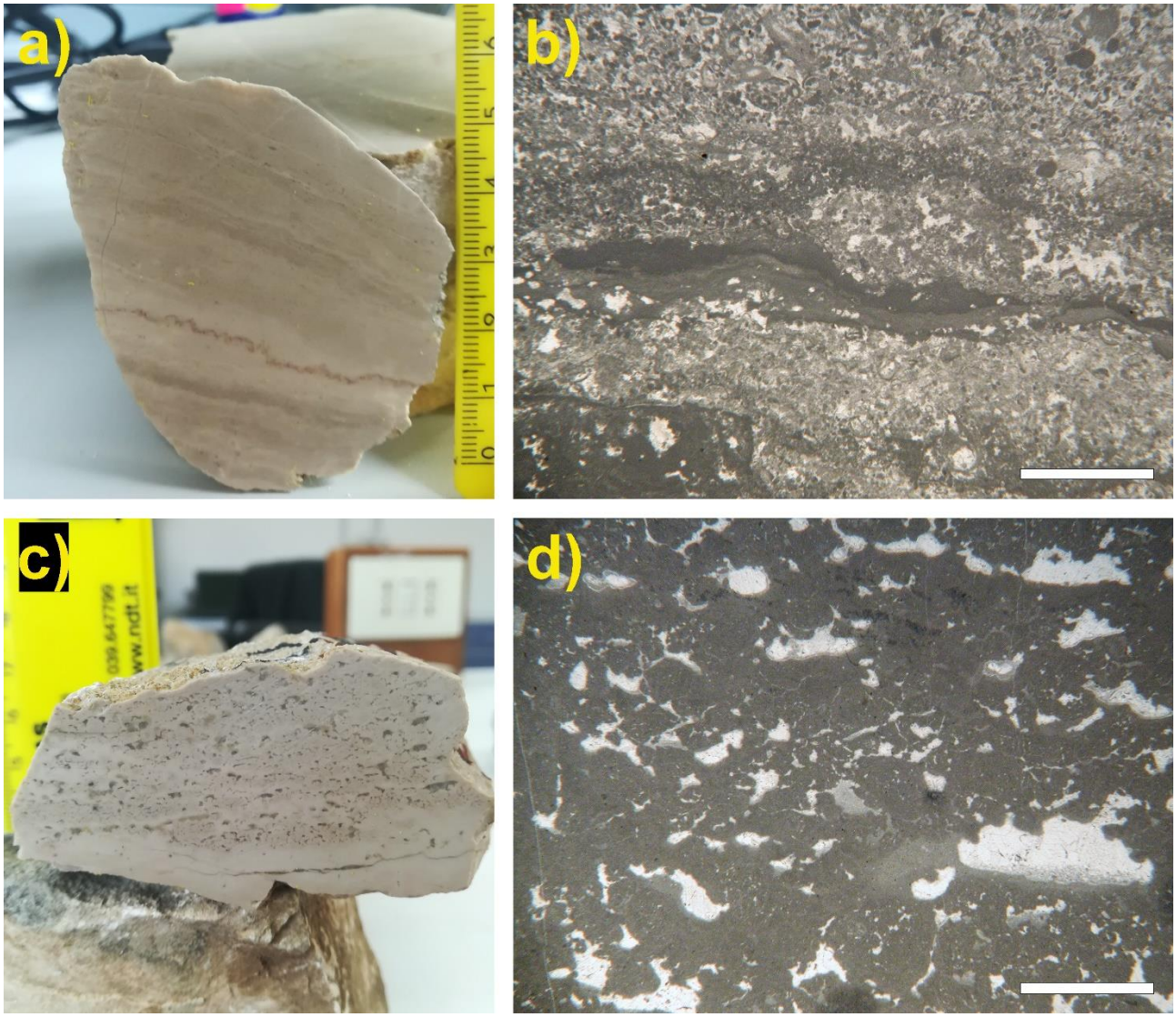


Fig. 5.2.4: Associazione dei Calcari laminati (L) di Petina. a,b) Bindstone con lamine microbiali alternate a lamine peloidali, sono presenti piccole cavità da disseccamento, litofacies L1 (campione 110A); c,d) Mudstone loferitico con *bird' eyes* e *fenestrae*, litofacies L2 (campione 55A). Tutte le scale sono 2mm.

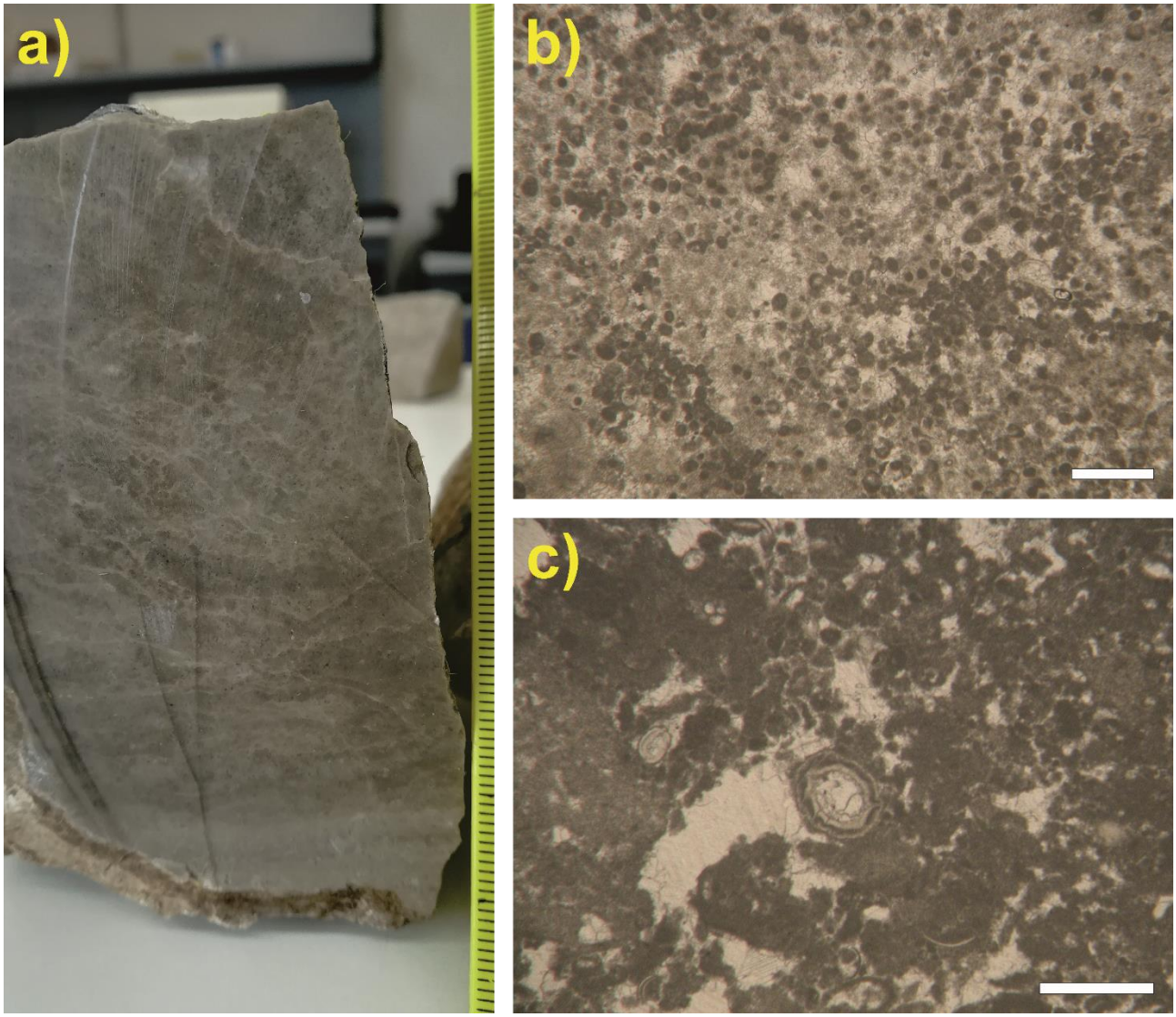


Fig. 5.2.5: Associazione dei Calcari a carofite (C) di Petina. a) wackestone debolmente laminato con microsparite a grumi (campione 48B); b) dettaglio della tessitura microsparitica organizzata in grumi, con peloidi, talora calcisfere (campione 42A); Wackestone con oogoni di carofita e rari foraminiferi bentonici (campione 47A). Tutte le scale sono 0,5mm.

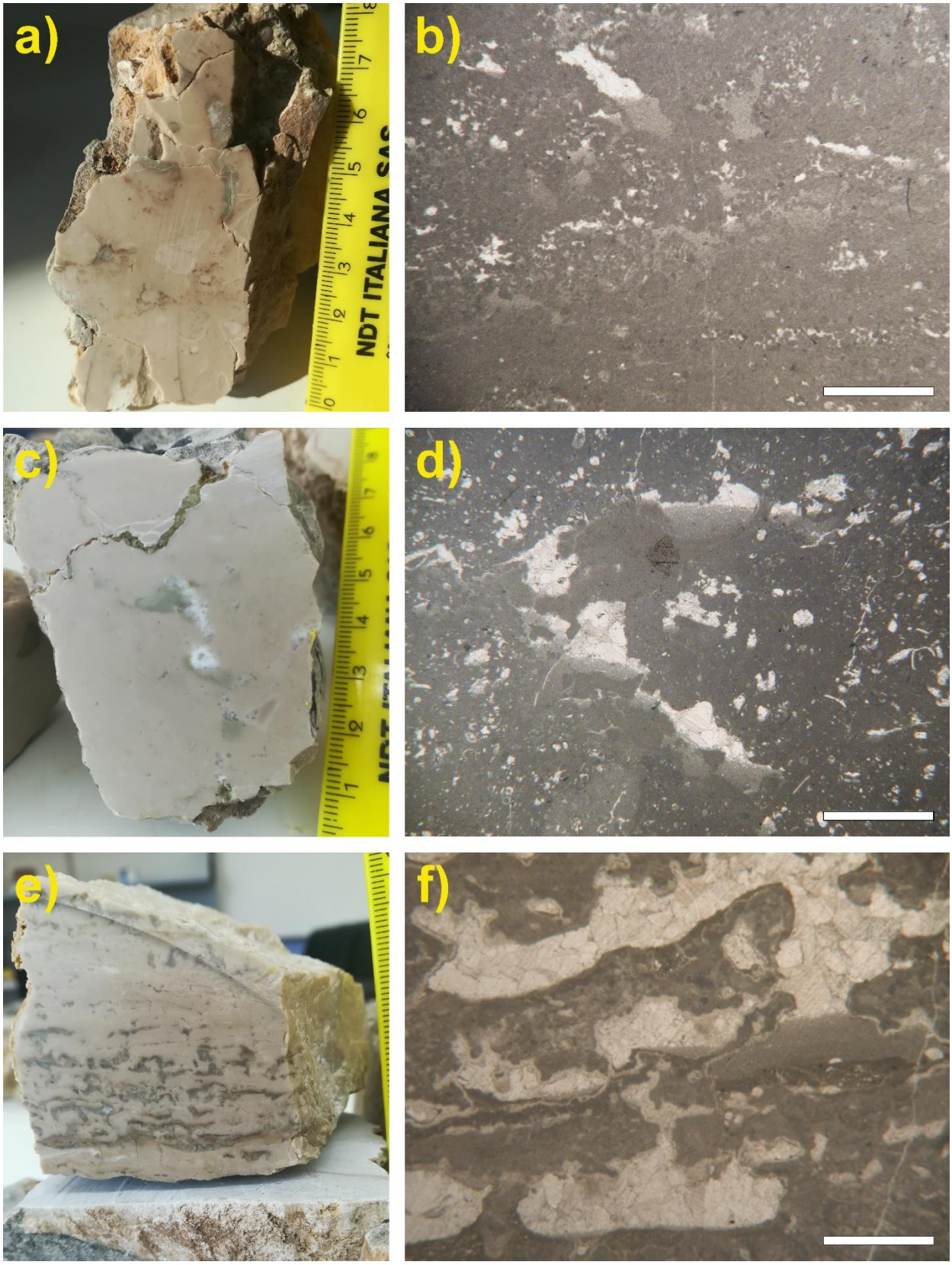


Fig. 5.2.6: Esempi di strutture diagenetiche precoci. a,b) Campione a mano e relativa sezione sottile dei calcari FA in cui sono presenti cavità carsiche geopetali riempite da *silt* e argilla verde (campione 26A, foto b) scala 1mm); c,d) Campione a mano e relativa sezione sottile dei calcari FA in cui sono presenti cavità carsiche geopetali riempite da *silt* e argilla verde , talora anche la matrice della roccia si presenta di colore verdastro (campione 40A, foto d) scala 1mm); e,f) Campione a mano e relativa sezione sottile di calcari pedogenizzati e carsificati che creano tessiture "complesse" dall'aspetto comunque fenestrato (campione 50A, scala 2mm).

5.3 – Biostratigrafia

L'analisi biostratigrafica della serie di Petina evidenzia una gran quantità di alghe dasicladali, in particolare la specie dominante è *Campbeliella striata* (Carozzi, 1953) (Fig. 5.3.1a). Particolarmente frequenti sono le dasicladali appartenenti ai generi *Aloisalthella*, *Clypeina* e *Salpingoporella*: *Aloisalthella sulcata* (Alth, 1887) (=*Clypeina jurassica* Favre, 1927, Fig. 5.3.1b,c), *Clypeina inopinata* Favre, 1932 (Fig. 5.3.1d,e), *Clypeina hanabatensis* Yabe & Toyama, 1949 (Fig. 5.3.1f,g), *Clypeina parasolkani* Farinacci & Radoičić, 1991 (Fig. 5.3.2a), *Salpingoporella grudii* Radoičić, 1961 (Fig. 5.3.2b), *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1954 (Fig. 5.3.2c,g). Altre dasicladali riconosciute sono: *Chinianella scheympflugi* Hofmann, 1994 (Fig. 5.3.2h-j) e *Otternstella lemmensis* Bernier, 1971 (Fig. 5.3.2k-m).
Tra i foraminiferi bentonici sono da segnalarsi: *Kurnubia palestiniensis* Henson, 1948 (Fig. 5.3.3a-c), *Kurnubia* cf. *wellingsi* Henson, 1948 (Fig. 5.3.3d,e), *Kurnubia* cf. *palastinensis* Henson, 1948 (Fig. 5.3.3f), *Praekurnubia crusei* Redmond, 1964 (Fig. 5.3.3g,h), *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti Morano, 1968 (Fig. 5.3.4a-c), *Alveosepta jaccardi* Schrodt, 1894 (Fig. 5.3.4d-f), *Farinacciella* cf. *ramalhoi* Cherchi, Radoičić & Schroeder, 2016 (Fig. 5.3.4g-j), *Radoicicina* sp. (Fig. 5.3.5a,b), *Siphovalvulina* sp. (Fig. 5.3.5c,d), *Pseudocyclammina lituus* Yokoama, 1966 (Fig. 5.3.5e,f), *Everticyclammina virguliana* Koechlin, 1943 (Fig. 5.3.5g), *Trocholina alpina* Leupold, 1935 (Fig. 5.3.5h,i).
Tra gli altri gruppi fossili si segnalano: *Thaumatoporella parvovesiculifera* Ranieri, 1922 (Fig. 5.3.6a,b), *Miliolinella* sp. (Fig. 5.3.6c,d), *Aeolisaccus dunnigtoni* Elliot, 1957 (Fig. 5.3.6e), *Favreina* sp. (Fig. 5.3.6f-h), *Carofita* sp. (Fig. 5.3.7) e *Pithonella* spp. (Fig. 5.3.8, 5.3.9). Ulteriori componenti, non ben identificati che richiedono ulteriori studi, sono stati ritrovati lungo la successione, qui indicati come *Globochaete* o componenti inorganici (Fig. 5.3.10a-d) e *Cadosina fusca*? (Fig. 5.3.10e).
Gran parte dell'intervallo stratigrafico della serie di Petina ricade nella zona a *Clypeina jurassica* ed in quella successiva a *Campbelliella striata* di De Castro (1991). Queste biozone corrispondono alla zona a *Clypeina jurassica* ed alla parte inferiore della zona a *Favreina salevensis e Salpingoporella annulata* di Chiocchini et al. (2008). L'età, quindi, che si può attribuire sarebbe compresa tra il Kimmeridgiano medio ed il Berriasiano inferiore.
Tra gli indicatori di una possibile età kimmeridgiana segnaliamo *Praekurnubia crusei* e *Alveosepta jaccardi*. Velić (2007) indica *Praekurnubia crusei* come specie indicativa dell'intervallo Bathoniano-Kimmeridgiano inferiore, secondo questo autore nelle successioni della Piattaforma Adria la scomparsa di questa specie precede quella di *Aloisalthella sulcata* (Kimmeridgiano superiore – Titoniano). *Alveosepta jaccardi* sarebbe invece ristretta al Kimmeridgiano (Velić, 2007). Nei Carpazi meridionali (Michetiuc et al., 2012) la specie si ritrova al di sotto di *Aloisalthella sulcata* (*sub Clypeina sulcata*) associata a *Parurgonina caelinensis* e *Kurnubia palastiniensis*. Nello Yemen (Al-Wosabi et al., 2017) *Praekurnubia crusei* e *Kurnubia palastiniensis* sono presenti molto al di sotto (Calloviano) di *Alveosepta jaccardi* (Kimmeridgiano-Titoniano). Bucur and Săsăran (2005) analizzando la distribuzione generale in letteratura del taxon ritengono che *Alveosepta jaccardi* abbia una distribuzione Oxfordiano medio-superiore-Kimmeridgiano inferiore e medio (cfr anche Bassoullet, 1997). Per quanto l'attribuzione a *Praekurnubia crusei* di pochi esemplari nei campioni 1 e 27 possa risultare problematica, la presenza anche di *Alveosepta jaccardi* e *Aloisalthella sulcata*, sembra far propendere per un'età

Kimmerigiano medio se non superiore. L'associazione con altri due foraminiferi di interesse stratigrafico come *Kurnubia palastiniensis* e *Parurgonina caelinensis* confermerebbero l'età prima indicata. *Kurnubia palastiniensis* (cfr. Bucur and Săsăran, 2005) è, inizialmente, segnalata in Israele come foraminifero Giurassico (Henson, 1948), successivamente, in letteratura, la distribuzione di questa specie è indicata come: Giurassico superiore (Abbate et al., 1974), Calloviano-Portlandiano (Jaffrezo, 1980), Oxfordiano inferiore (Pelissié and Peybernès, 1982), Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore (Peybernès, 1976), Kimmeridgiano (Altiner, 1991; Dya, 1992; Fourcade, 1970; Hottinger, 1967), Oxfordiano-Titoniano medio (Bassoullet, 1997) e Kimmeridgiano-Titoniano inferiore (Pop and Bucur, 2001; Schlagintweit, 2011). *Parurgonina caelinensis*, invece (cfr. Bucur and Săsăran, 2005), è descritta da Cuvillier et al. (1968) come specie del Kimmeridgiano-Portlandiano, in seguito, la sua distribuzione è indicata come: Giurassico superiore (Schroeder et al., 1975; Septfontaine, 1988), Oxfordiano (Septfontaine, 1981), Kimmeridgiano inferiore (Pelissié et al., 1984; Tasli, 1990), Oxfordiano-Titoniano inferiore (Bassoullet, 1997) e Kimmerid-Titoniano inferiore (Pop and Bucur, 2001).
Più articolato sembra essere il valore stratigrafico di tre taxa indice di dasicladali, *Aloisalthella sulcata*, *Campbelliella striata* e *Salpingoporella annulata*. Secondo Granier and Bucur (2011) *Campbelliella striata* è una specie caratteristica dell'intervallo Kimmeridgiano-Titonico e la sua scomparsa dovrebbe posizionarsi prima del limite superiore di questo piano (Granier and Bucur, 2011, p. 13). *Aloisalthella sulcata* (*sub Clypeina sulcata*), invece, compare nel Kimmeridgiano *p.p.* e scompare nel Berriasiano *p.p.* (Granier and Bucur, 2011, p.13). Il dato sembra essere confermato in Romania (e.g. Bucur and Săsăran, 2005) e Iran (Hosseini et al., 2016). Nella Piattaforma Appenninica la comparsa di *Aliosalthella sulcata* è assegnata al Kimmerdgiano medio e la scomparsa viene fatta coincidere con il limite Titoniano-Berriasiano (De Castro, 1991; Chiocchini et al., 2008). De Castro (1991) segnala la comparsa di *Salpingoporella annulata* in concomitanza con la comparsa di *Aloisalthella sulcata* e, in un momento successivo, la comparsa di *Campbelliella striata*. Secondo Chiocchini et al. (2008) i due taxa algali (*Salpingoporella annulata* e *Campbelliella striata*) compaiono, nell'ordine, molto dopo la comparsa del taxon indice della biozona (cioè *Aloisalthella sulcata*). Una esauriente discussione sulla posizione stratigrafica di *Campbelliella striata* e *Clypeina jurassica* è presente in De Castro (1993, p.144-145) secondo cui *Campbelliella striata* compare dopo *Clypeina jurassica*, mentre nella Piattaforma Adria ed Appenninica scompare dopo *Clypeina jurassica*. La serie di Petina conferma i dati di letteratura.
Altre due alghe di un certo interesse sono *Clypeina hanabatensis* Yabe & Toyama, 1949 e *Chinianella scheympflugi* Hofmann, 1994. La prima specie è molto rara, ma mostra un'ampia distribuzione geografica. Essa è stata segnalata unicamente nel Malm della località tipo (Torinosu Limestone, presso Hanabata, Togano-mura nel bacino di Sakawa, Prefettura di Kochi Prefecture in Giappone) e, come *Clypeina caliciformis* Nikler and Sokac (1970), in livelli ad *Aloisalthella sulcata* dell'isola di Lastovo (Croazia). *Chinianella scheympflugi* dal canto suo, secondo Schlagintweit (2011), a cui si rimanda per la descrizione del taxon, potrebbe integrare la lista di taxa indice del passaggio Giurassico-Cretacico in quanto è segnalata sicuramente nel Kimmeridgiano-Titoniano e verosimilmente anche nel Berriasiano.

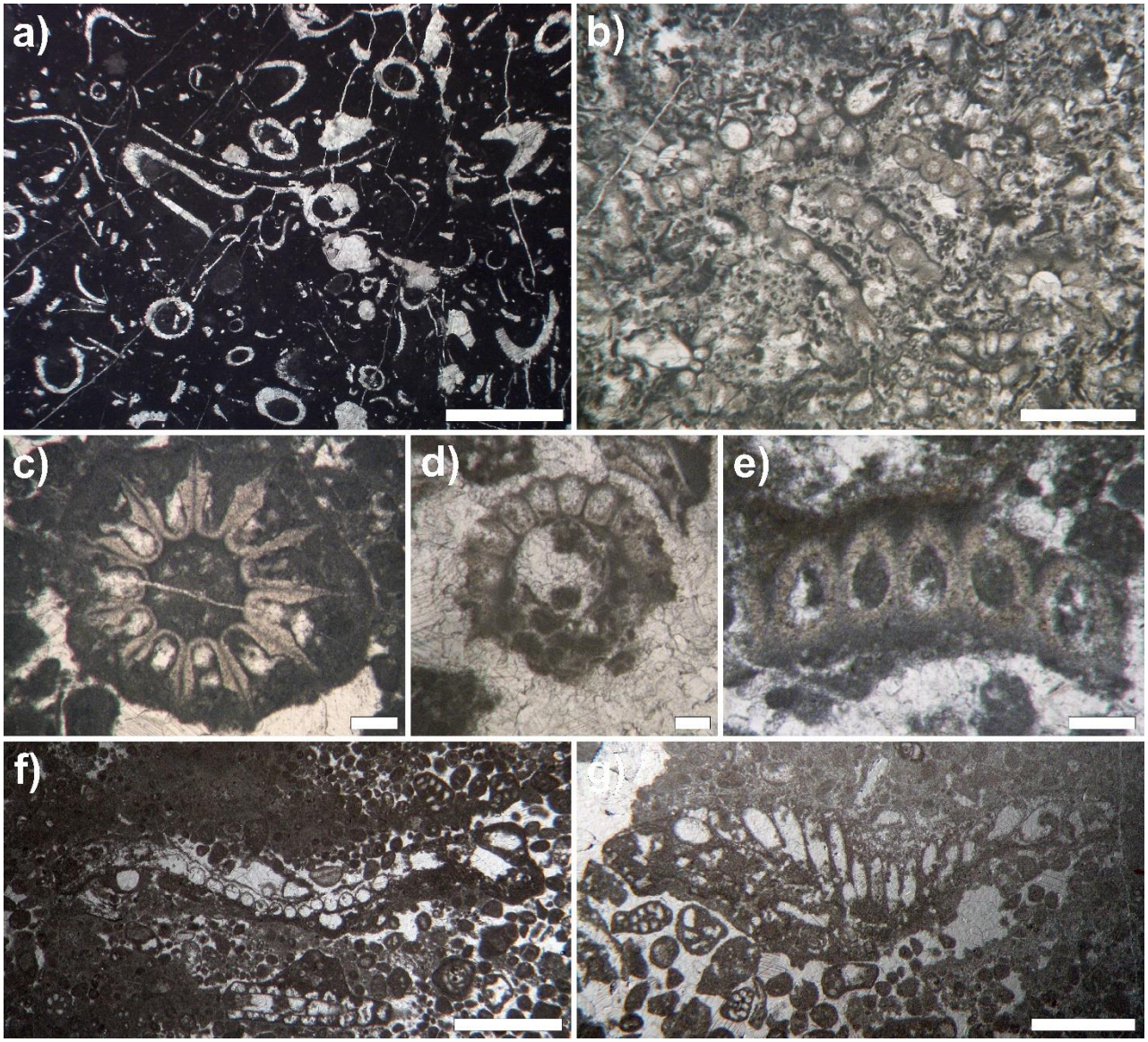


Fig. 5.3.1: a) *Campbeliella striata* (campione 159A, scala 2mm); b,c) *Aloisalthella sulcata* (campione 48B, scale 02mm e 1mm); d,e) *Clypeina inopinata* (campioni 5A, 6A, scala 02mm); f,g) *Clypeina hanabatensis* (campione 46A, scala 0,5mm).

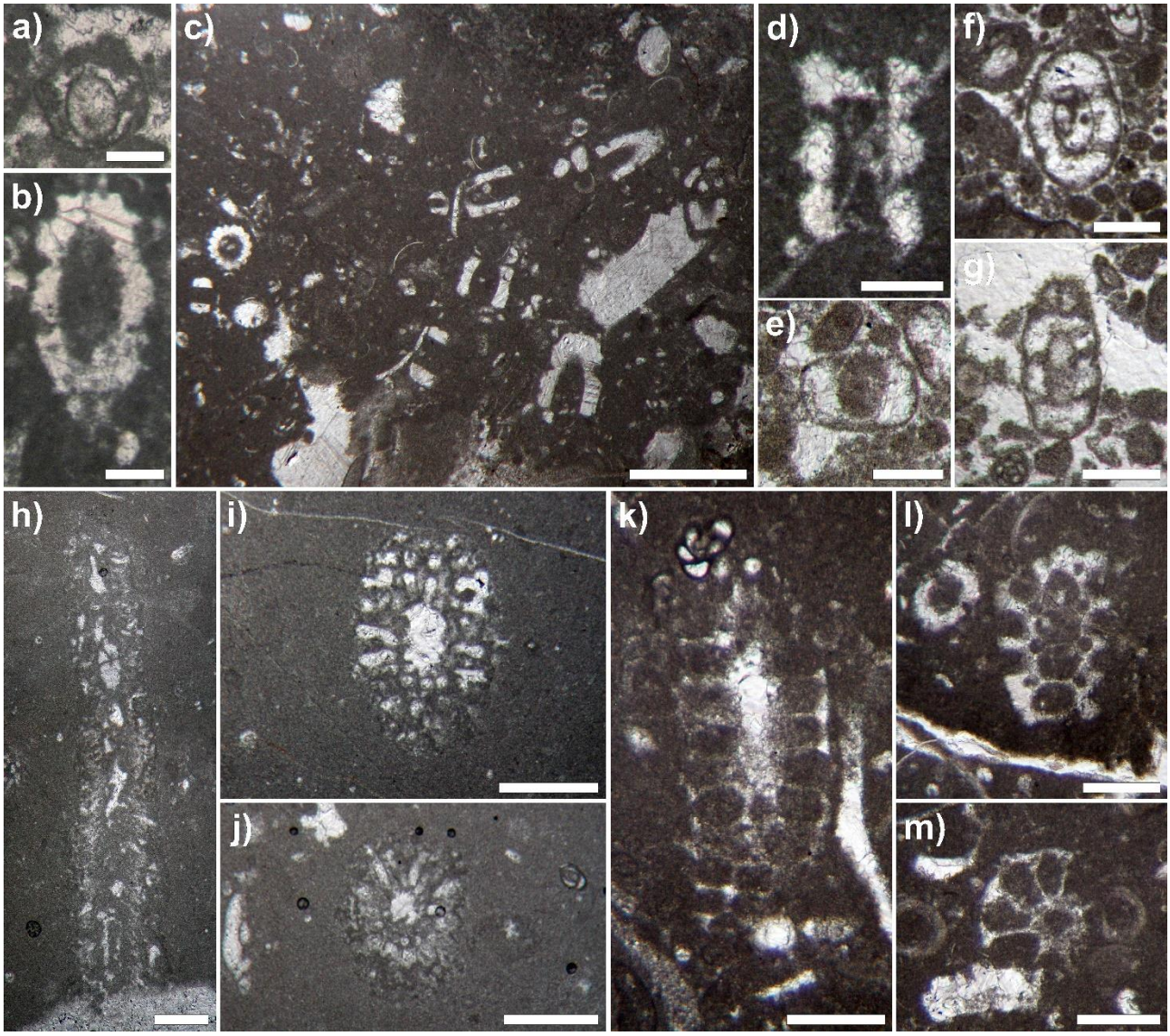


Fig. 5.3.2: a) *Clypeina parasolkani* (campione 16A, scala 0,2mm); b) *Salpingoporella grudii* (campione 58B, scala 02mm); c) *Salpingoporella annulata* (campioni 58B scala 0,6mm); d,e) *Salpingoporella annulata* (campioni 17B, 46B scala 0,2mm); f,g) *Salpingoporella annulata* (campione 46A scala 0,3mm) h-j) *Chinianella scheympflugi* (campione 1A scala 0,6mm); k-m) *Otternstella lemmensis* (campione 58B scala 0,3mm).

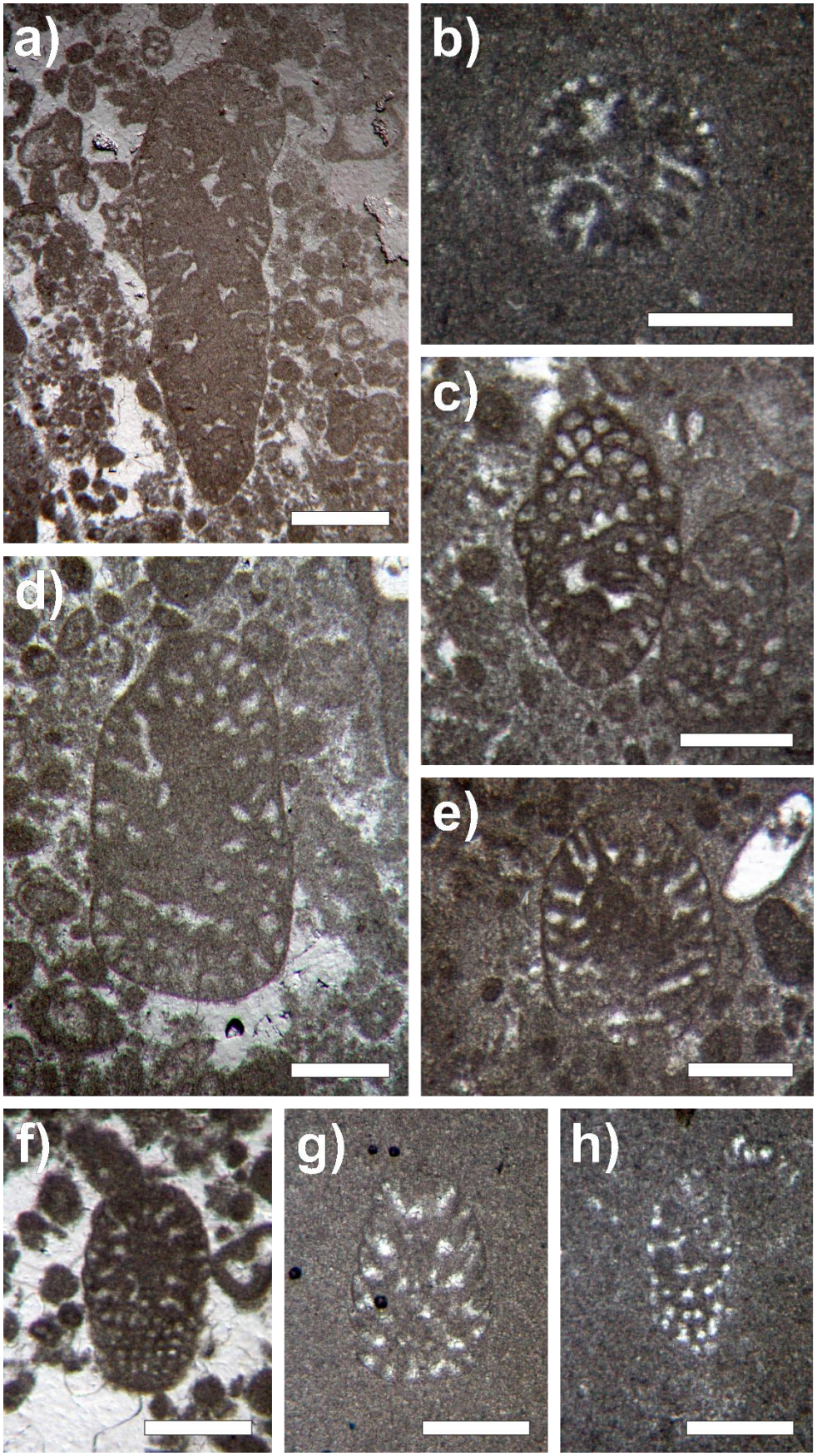


Fig. 5.3.3: a) *Kurnubia palastinensis* (campione 46A scala 0,6mm); b,c) *Kurnubia palastinensis* (campioni 1A, 46A scala 0,3mm); d,e) *Kurnubia* cf. *wellingsi* (campioni 46B, 58A scala 0,3mm); f) *Kurnubia* cf. *palastinensis* (campione 46B scala 0,3mm); g,h) *Praekurnubia crusei* (campioni 27A, 1A scala 0,3mm).

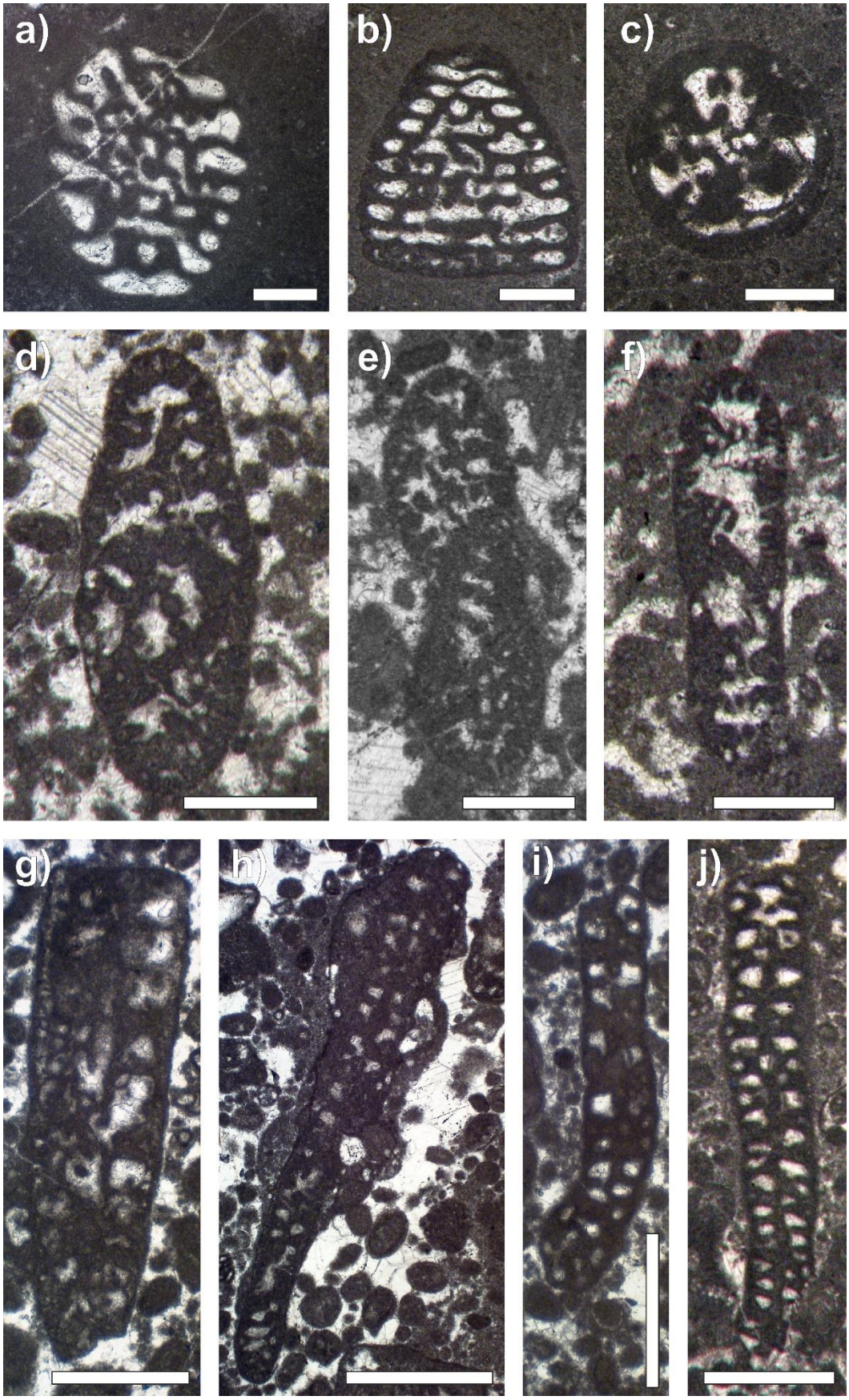


Fig. 5.3.4: a-c) *Parurgonina caelinensis* (campioni d: 1A; e, f: 11A, scala 0,5mm); d-f) *Alveosepta jaccardi* (campione 7A, scala 0,5mm); g-j) *Farinacciella* cf. *ramalhoi* (campione 46A, scala 0,5mm).

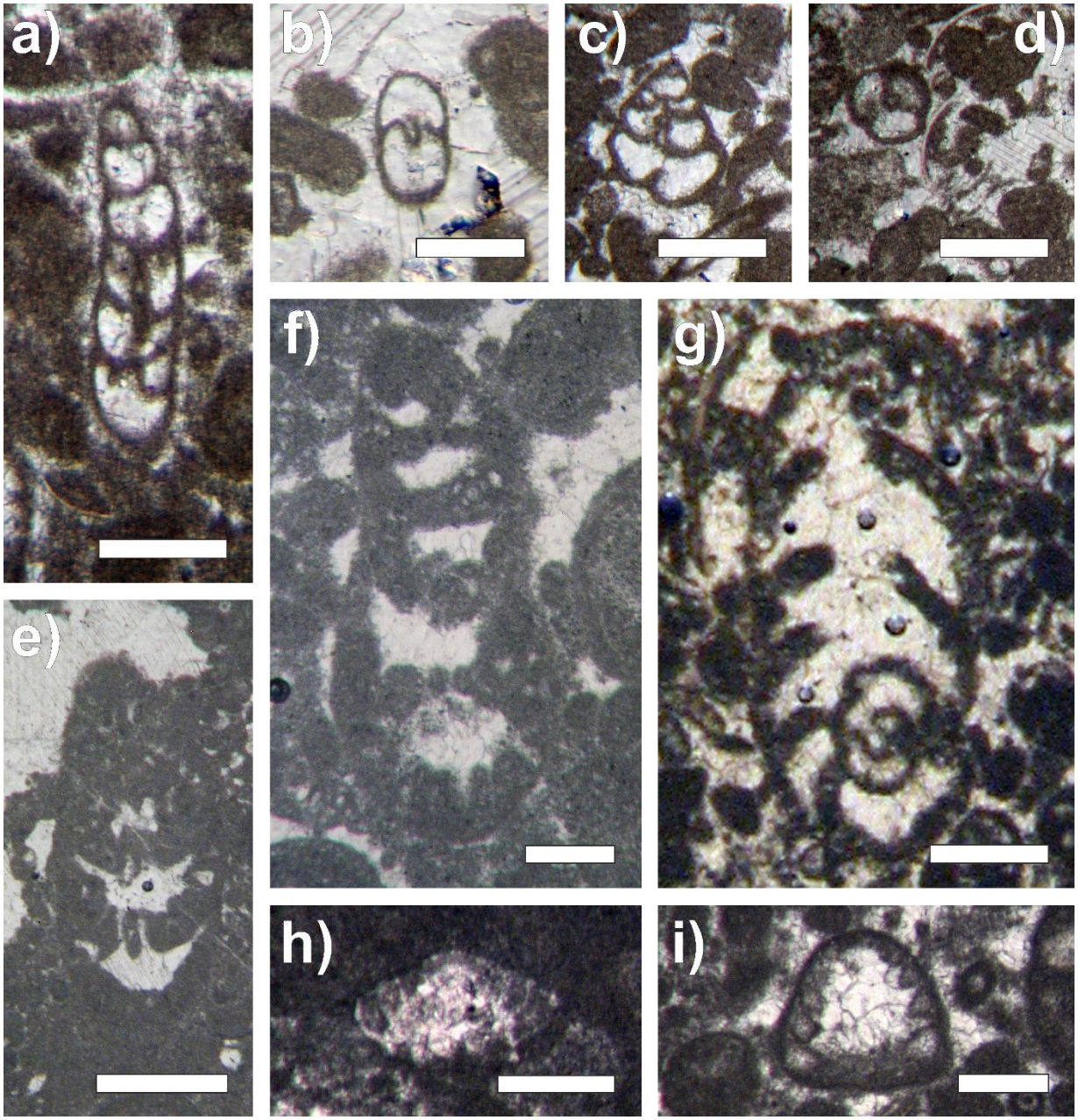


Fig. 5.3.5: a,b) *Radoicicina* sp. (campione 46A, scala 0,2mm); c,d) *Siphovalvulina variabilis* (campione 85A, scala 0,3mm); e,f) *Pseudocyclammina lituus* (campione 79A, 73B, scale 0,5 e 0,2mm); g) *Everticyclammina virguliana* (campione 53A, scala 1mm); h,i) *Trocholina alpina* (campione 44A, 46A, scala 0,2mm).

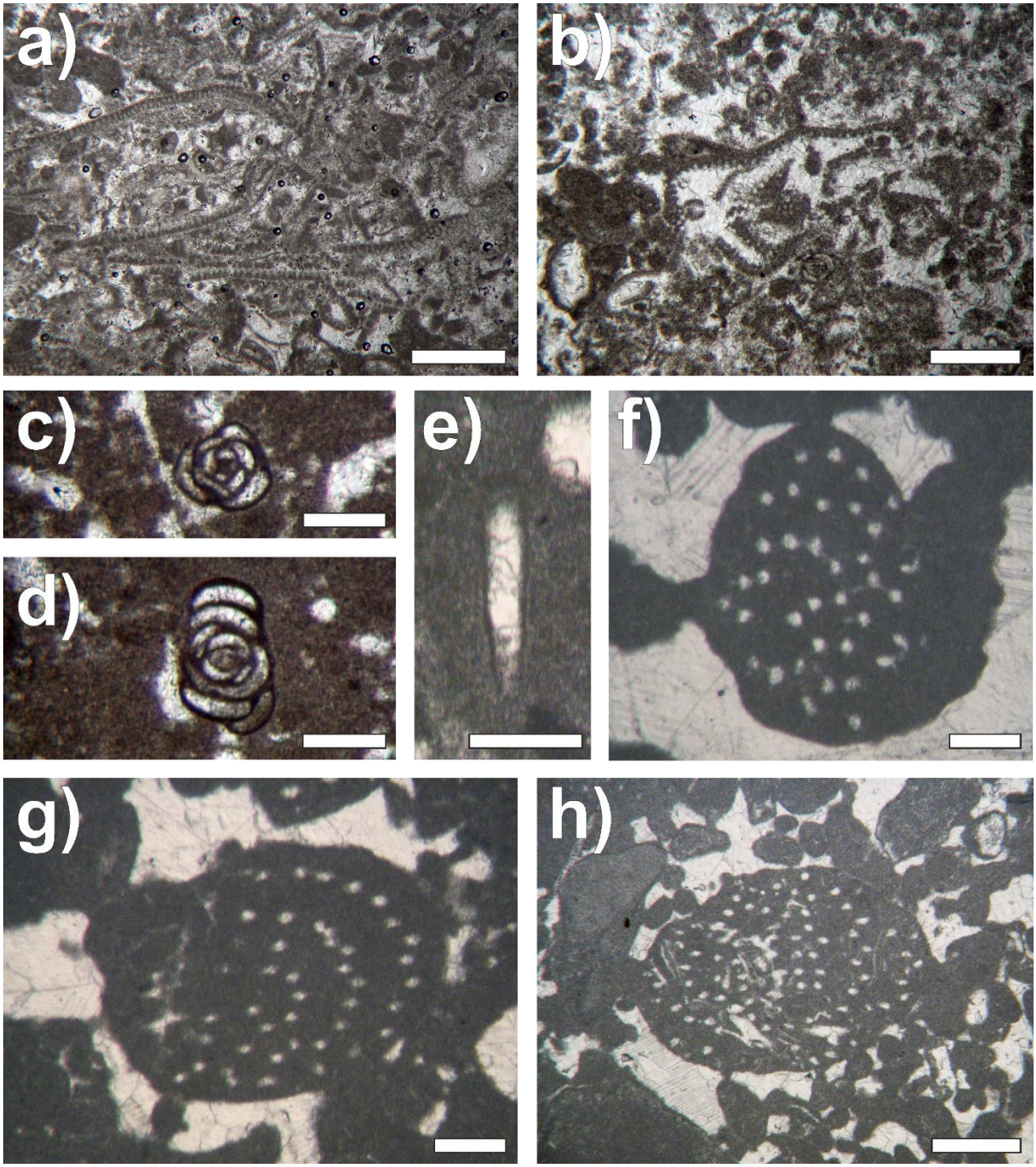


Fig. 5.3.6: a,b) *Thaumatoporella parvovesiculifera* (campione 56A, 23A scala 0,6mm e 0,4mm); c,d) *Miliolinella* sp. (campione 43B scala 0,2mm); e) *Aeolisaccus dunnigtoni* (campione 17B, scala 0,2mm); f,g) *Favreina* sp. (campione 130A, scala 0,2mm); h) *Favreina* sp. (campione 130A scala 0,5mm).

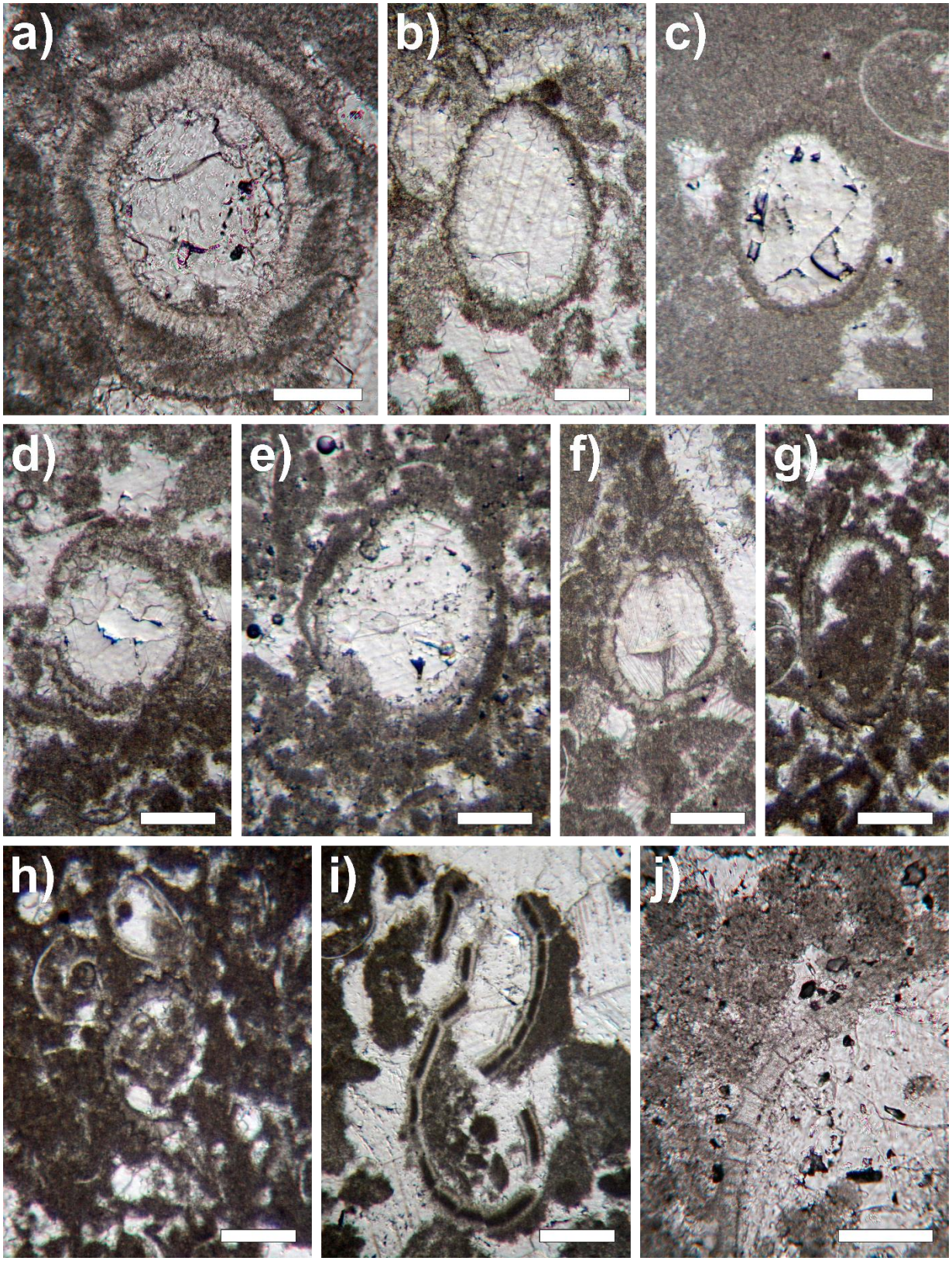


Fig. 5.3.7: a) Carofita utricolo di Clavatoraceae (campione 47A scala 0,1mm); b-h) Girogonite di Carofita (campione 91B, 94Bb, 91B, 105B, 90B, 97Ca,103Aa scala 0,2mm); i) Carofita utricolo di Clavatoraceae (campione 47A scala 0,3mm); j) Particolare di girogonite di Carofita (campione 105B scala 0,1mm).

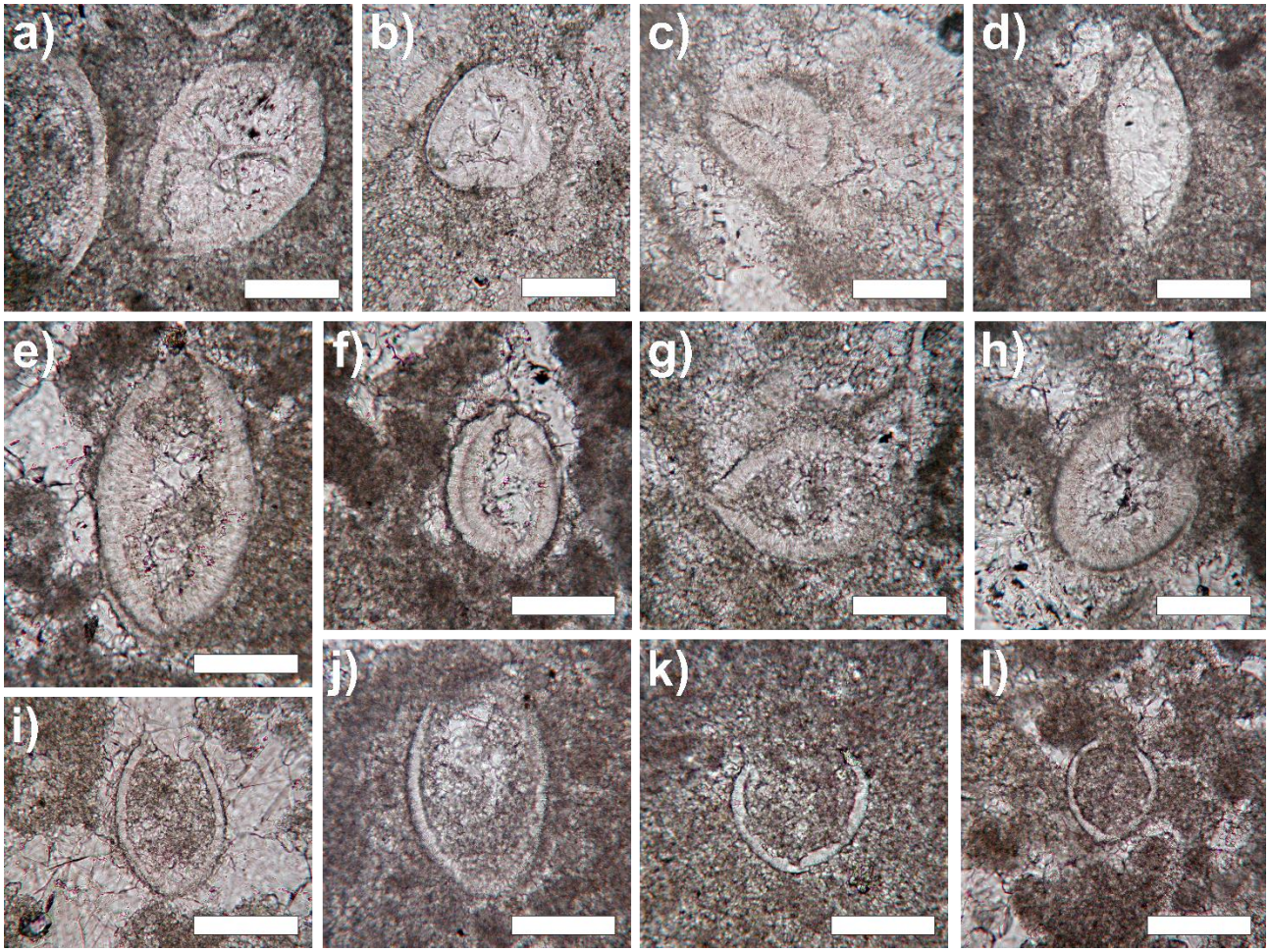


Fig. 5.3.8: a-d,g,h) Calcitarchi? (campione 2B); e,f,i,j,k,l) Calcitarchi? (campione 47A).
Tutte le scale sono 0,1mm.

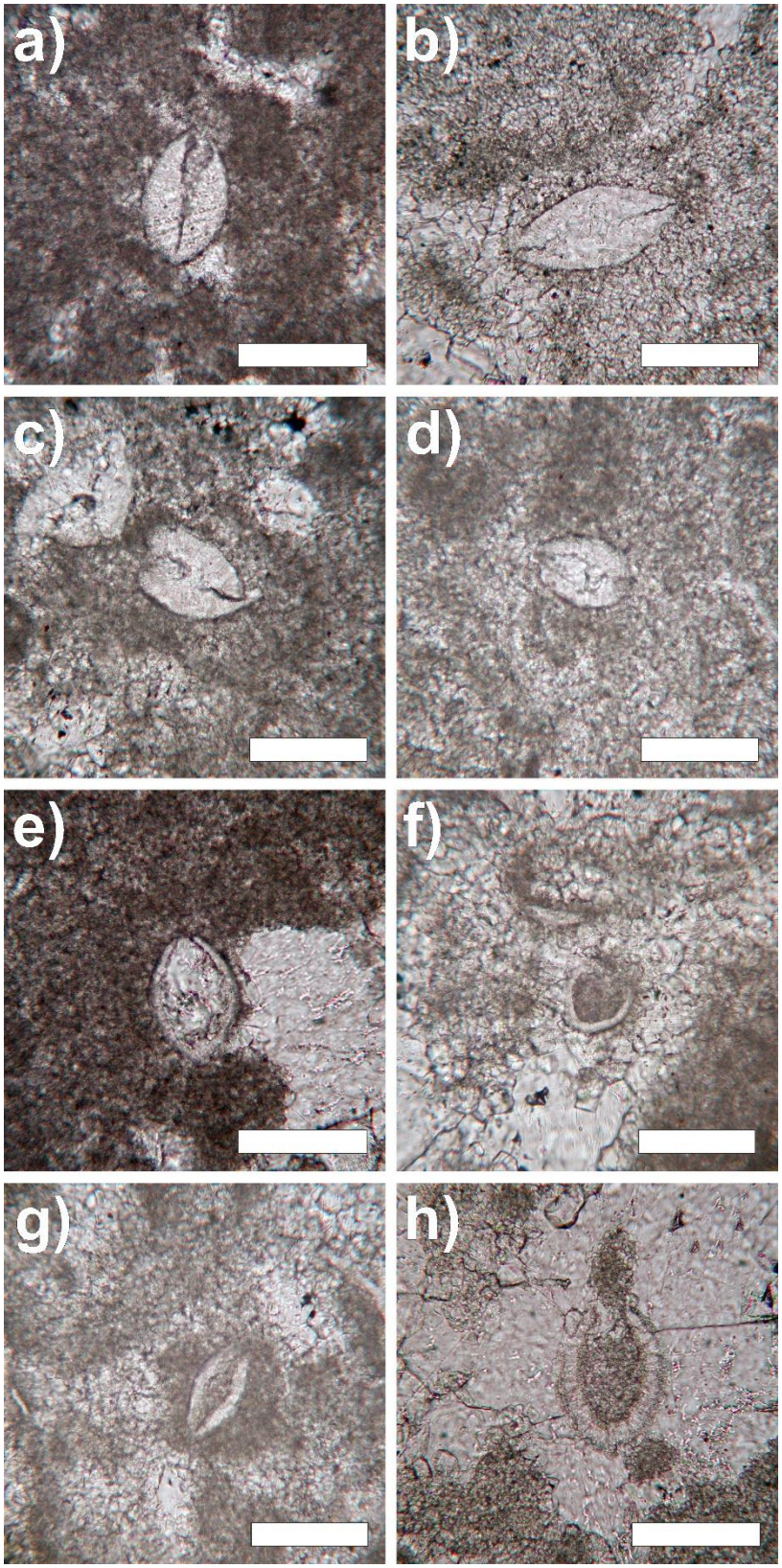


Fig. 5.3.9: a,g) Calcitarchi? (campione 47A); b-f,h) Calcitarchi? (campione 2B); i) Calcitarchi? (campione 42A). Tutte le scale sono 0,1mm.

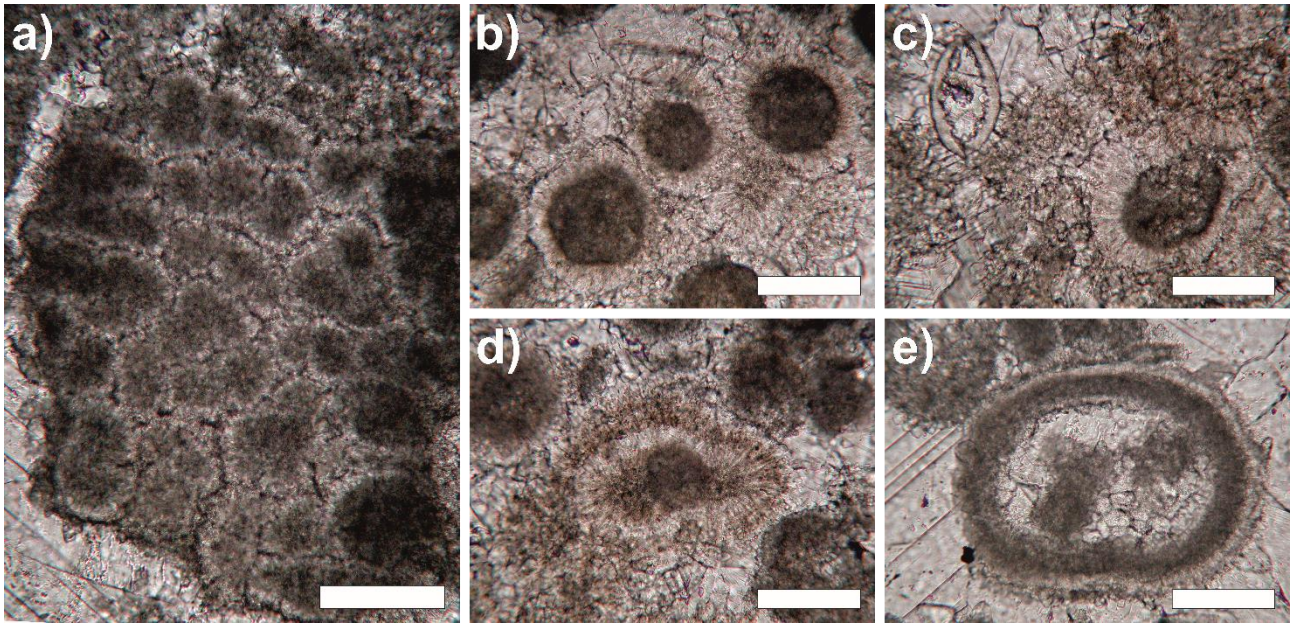


Fig. 5.3.10: a-d) Strutture di dubbia attribuzione (inorganiche o di tipo Globochaete), in c (in alto a sinistra) un esemplare di Calcitarchi; e) Struttura a perete micritica e fibrosa. Tutte le scale sono 0,1mm.

In accordo con i principali schemi biozonali riconosciuti nell'Appennino centro-meridonale (Chiocchini et al., 2008; De Castro, 1991), nella Piattaforma Adriatica adiacente (Husinec and Read, 2018; Nikler and Sokac, 1970), in altri schemi biostratigrafici tetidei (Bucur and Săsăran, 2005) e con lo schema di distribuzione delle specie del genere *Salpingoporella* fornito da Carras et al. (2006), distinguiamo quattro unità biostratigrafiche informali (unità da A a D in Fig. 5.3.11):

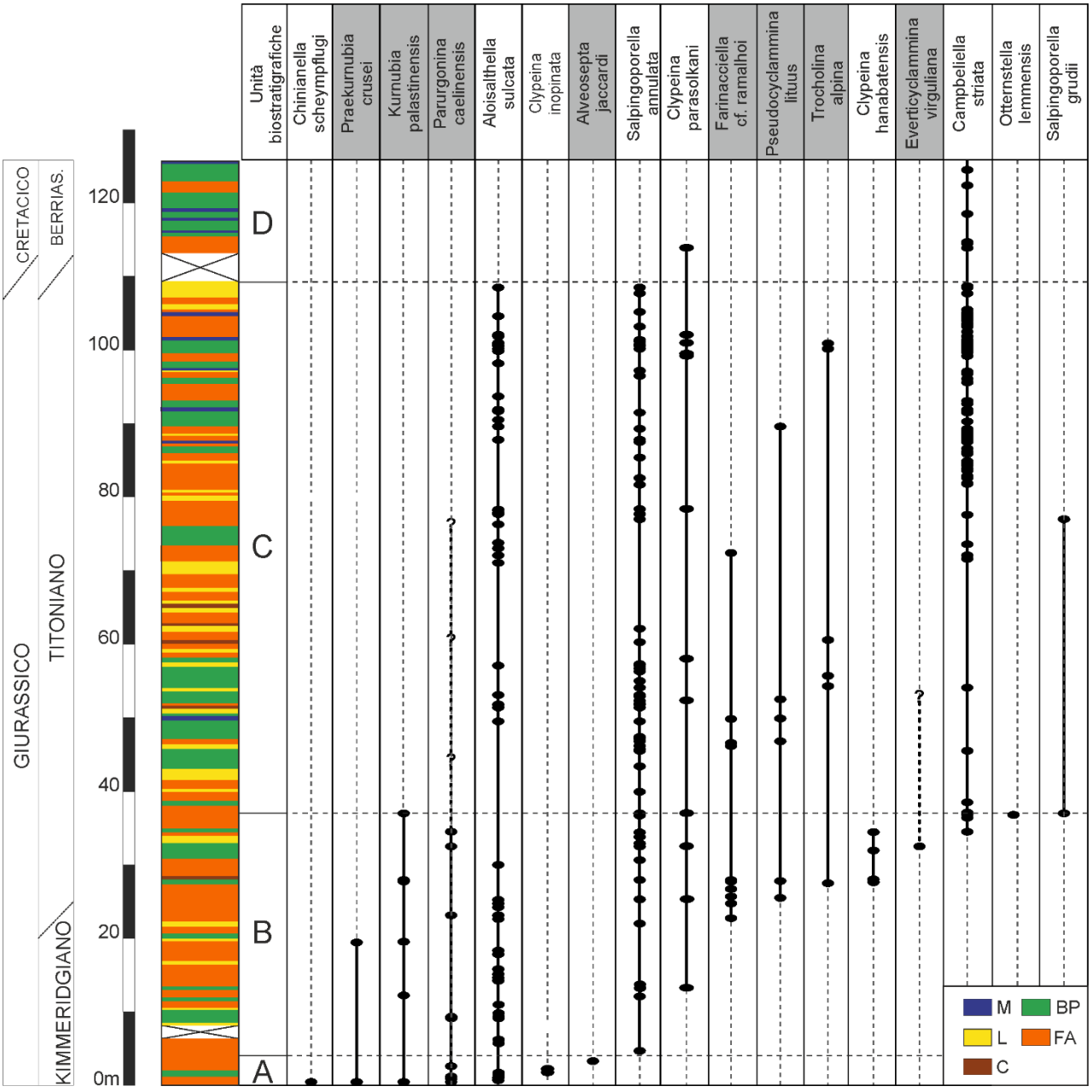


Fig. 5.3.11 – Distribuzione cronostratigrafica dei principali taxa combinati con il log semplificato di Petina, basato sulla predominanza delle associazioni di litofacies M, BP, FA, L e C (per la relativa nomenclatura vedi Tab.1).

Unità A (0-4,5 m). Questa unità è caratterizzata dalla presenza di *Chinianella scheympflugi*, *Praekurnubia crusei*, *Kurnubia palestiniensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Aloisalthella sulcata*, *Clypeina inopinata* e *Alveosepta jaccardi*, associati a piccoli valvulinidi, miliolidi e textularidi.

Unità B (4,5-37,1 m). Il limite inferiore di questa unità è caratterizzato dalla comparsa di *Salpingoporella annulata*. Salendo lungo la successione compaiono *Clypeina parasolkani*, *Farinacciella cf. ramalhoi*, *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina alpina*, *Everticyclammina virguliana*, *Clypeina hanabatensis*, *Campbeliella striata* e *Otternstella lemmensis*. L'intervallo di distribuzione di *C. hanabatensis* è compreso in questa unità. Il limite superiore è caratterizzato dalla scomparsa di *Kurnubia palestiniensis* e la comparsa di *Salpingoporella grudii*.

Unità C (37,1-109,2 m). Questa unità inizia con la presenza di *Otternstella lemmensis*, la scomparsa di *Kurnubia palestiniensis* e la comparsa di *Salpingoporella grudii*. All'interno dell'unità scompaiono: *Farinacciella cf ramalhoi*, *Everticyclammina virguliana*, *Parurgonina caelinensis*, *Pseudocyclammina lituus* e *Trocholina alpina*. L'intervallo di distribuzione di *Salpingoporella grudii* è compreso in questa unità. Il limite superiore dell'unità C corrisponde alla scomparsa di *Aloisalthella sulcata*.

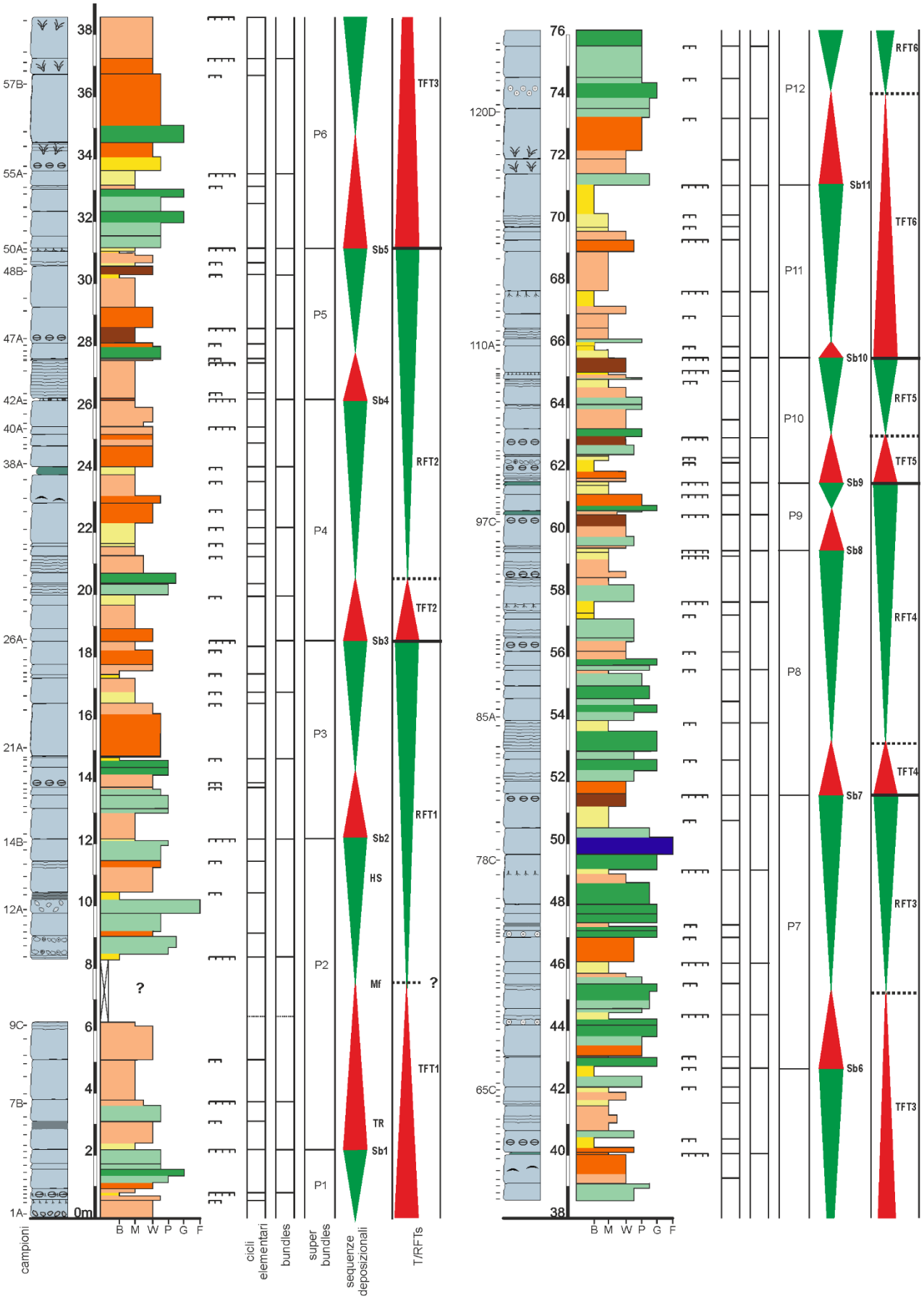
Unità D (109,2-125,6 m). Il limite inferiore di questa unità corrisponde alla scomparsa di *Aloisalthella sulcata*, mentre il limite superiore corrisponde al top della successione.

La *Chinianella scheympflugi*, presente alla base della successione, in letteratura, è indicata come specie Giurassico superiore, in particolare, nel lavoro di Schlagintweit (2011) è stata ritrovata in calcari di laguna aperta del Kimmeridgiano superiore – Titoniano inferiore; anche la specie *Otternstella lemmensis*, ritrovata al top dell'unità B, in letteratura, è conosciuta come specie Giurassico superiore sommitale (Granier et al., 1994).
Le associazioni fossilifere presenti nelle unità A e B e, in particolare, l'intervallo di distribuzione di *C. hanabatensis*, tutto compreso nell'unità B, indica, in accordo con Nikler & Sokac (1970), che questo intervallo è riferibile alla biozona a *Clypeina jurassica* di Chiocchini et al. (2008), a sua volta corrispondente alla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* di De Castro (1991). Pertanto, tra i 20 e i 25 m, ovvero poco prima della scomparsa di *Kurnubia palestiniensi*s e di *Parurgonina caelinensis* è posizionabile il passaggio Kimmeridgiano *p.p.* – Titoniano. I primi 20 m della successione di Petina sono appartenenti alla parte alta del Kimmeridgiano superiore. L'associazione fossilifera presente nell'unità C corrisponde alla parte alta della biozona a *Clypeina jurassica* e alla parte bassa della biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* di Chiocchini et al. (2008) e alle biozone a *Clypeina jurassica* e *Campbeliella striata* di De Castro (1991). Inoltre, sulla base della scomparsa di *Aloisalthella sulcata* alla sommità dell'unità C, è possibile posizionare intorno ai 110 m dalla base della successione il limite Titoniano – Berriasiano. Di conseguenza, l'unità D è possibile considerarla d'età Berriasiano inferiore.

5.4 – Ciclostratigrafia e stratigrafia sequenziale

Lo *stacking pattern* verticale delle associazioni di litofacies evidenzia una serie di oscillazioni ambientali a grande scala (Fig. 5.3.11). Il Kimmeridgiano è caratterizzato dalla predominanza di facies di laguna ristretta con a luoghi intercalazioni di facies di barra sabbiosa e di piana tidale. Tali condizioni caratterizzano anche il limite Kimmeridgiano/Titoniano, mentre nella parte bassa del Titoniano le facies di barra sabbiosa diventano via via predominanti, in alternanza con quelle di piana tidale. Queste ultime facies diventano progressivamente più frequenti tra i 60 ed i 70 m dalla base della successione. Qui orizzonti marnosi e facies a caracee si associano testimoniando fasi di emersione subaerea più prolungate e frequenti. Il Titoniano superiore è caratterizzato nuovamente dalla persistenza di ambienti di laguna ristretta. Facies di alta energia ritornano più abbondanti intorno ai 90m, questa volta associate a facies di laguna più aperta finora quasi del tutto assenti. Nella parte più alta del Titoniano superiore, si nota un repentino ritorno alle facies tidali che dominano per diversi metri (tra 105 e 110 m), caratterizzando anche il passaggio tra il Titoniano ed il Berriasiano. Purtroppo, tale limite è soltanto in parte visibile, in quanto la successione è interrotta per circa 4m. Infine, il Berrasiano basale appare caratterizzato da un ritorno a condizioni francamente marine e di alta energia: facies di barra sabbiosa dominano negli ultimi 10 m di successione ed a luoghi facies di laguna a circolazione più aperta sono presenti.

Attraverso lo studio della variazione delle litofacies e delle relative associazioni, la successione di Petina evidenzia lungo la verticale variazioni cicliche anche di elevata frequenza del livello del mare. In particolare, frequenti episodi di emersione della piattaforma sono suggeriti da superfici di emersione più o meno effimera, testimoniate da microkarst e/o debole pedogenesi (Fig. 5.4) nel primo caso, da carsismo più pervasivo e/o pedogenesi, cui a luoghi sono associati orizzonti marnosi e calcari di ambiente palustre, nel secondo (Fig. 5.4). Queste ripetute oscillazioni ambientali individuate attraverso la sistematica variazione verticale delle facies e dei caratteri della diagenesi precoce, mostrano un'organizzazione ciclica secondo differenti ordini di frequenza. Più in dettaglio, le unità cicliche elementari si raggruppano sistematicamente in cicli di minore frequenza (*bundles* e *superbundles*), (Fig. 5.4).


campioni
cicli elementari
bundles
super bundles
sequenze deposizionali
T/RFTs
B M W P G F
57B
55A
50A
48B
47A
42A
40A
38A
26A
21A
14B
12A
9C
7B
1A
0m
?
P6
P5
P4
P3
P2
P1
HS
TR
Mf
Sb5
Sb4
Sb3
Sb2
Sb1
TFT3
RFT2
TFT2
RFT1
TFT1
120D
110A
97C
85A
78C
65C
P12
P11
P10
P9
P8
P7
Sb11
Sb10
Sb9
Sb8
Sb7
Sb6
RFT6
TFT6
RFT5
TFT5
RFT4
TFT4
RFT3
TFT3

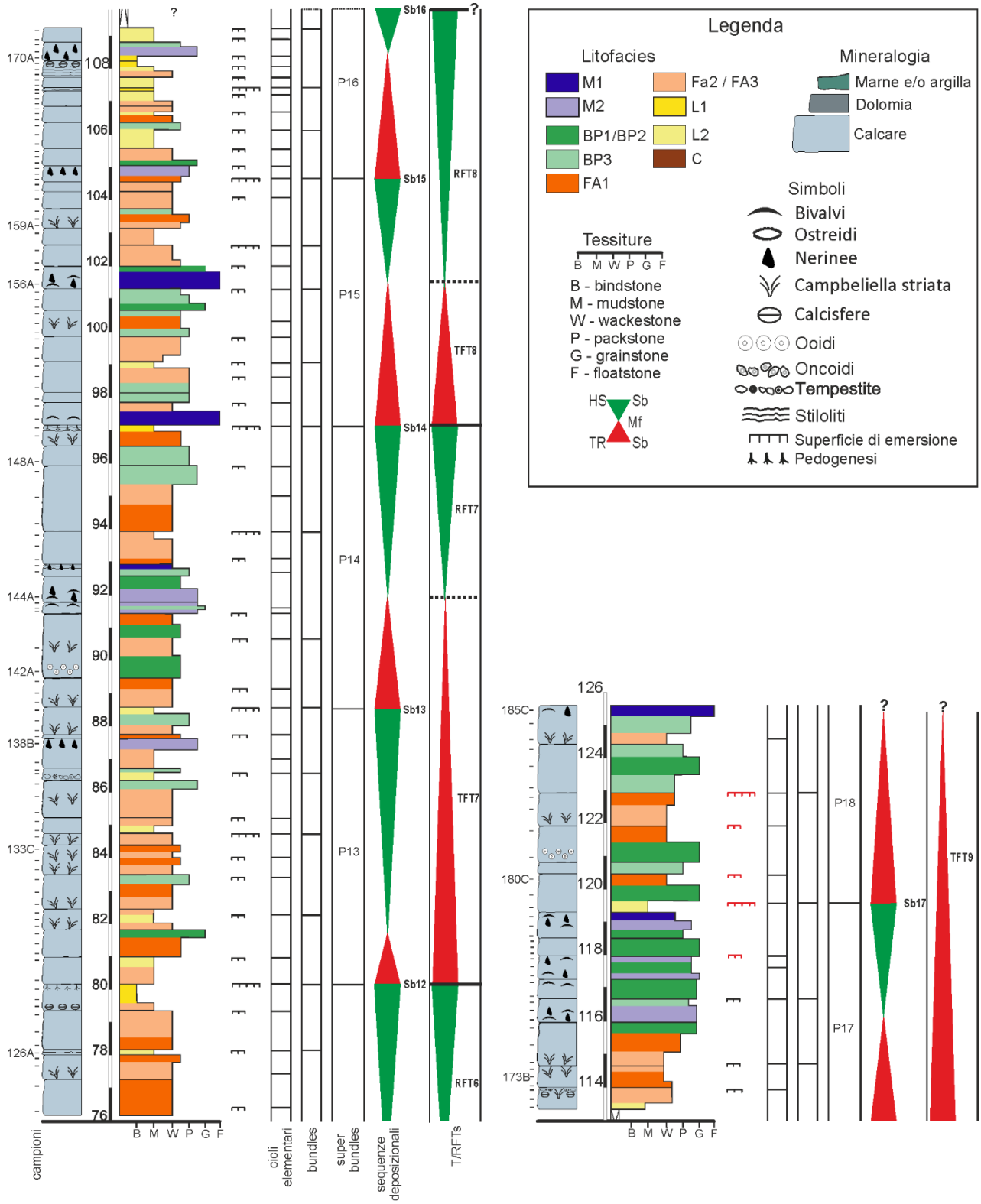


Fig. 5.4 – Evoluzione litostratigrafica e delle facies sedimentarie della successione di Petina, interpretata anche in chiave ciclostratigrafica (cicli elementari, bundle, e superbundle) e stratigrafico-sequenziale (sequenze deposizionali e cicli trasgressivo-regressivi di più bassa frequenza, T/RFTs).

5.4.1 Cicli elementari, *bundle* e *superbundle*

Nella successione di Petina sono stati riconosciuti complessivamente 147 cicli elementari; i cicli presenti alla base ed al top della sezione, come anche quelli in corrispondenza delle due interruzioni sono incompleti. Gli spessori dei cicli elementari sono compresi tra un minimo di 15 cm e un massimo di 315 cm, con un valore medio di circa 81 cm. Mentre lo spessore minimo può essere considerato normale per cicli formatisi prevalentemente in settori peritidali, per questo stesso motivo lo spessore massimo appare alquanto elevato. 131 cicli elementari mostrano limiti marcati da superfici di erosione subaerea (superfici d'emersione più o meno marcate) poste direttamente su facies subtidali o peritidali. Tali cicli sono definiti diagenetici (*sensu* D'Argenio, 1966; Hardie et al., 1986; cicli peritidali: Catalano et al., 1974; D'Argenio et al., 2008; Strasser, 1991). Negli ultimi 10 metri della successione alcuni cicli mostrano limiti incerti (superfici d'emersione in rosso, Fig. 5.4), ovvero il microcarsismo è di non chiara evidenza. Solo 17 cicli sono di tipo sedimentario, ovvero individuati esclusivamente attraverso l'evoluzione verticale delle litofacies, caratterizzate esclusivamente da diagenesi marina. I loro limiti sono pertanto transizionali e posizionati al passaggio tra la fine della regressione e l'inizio della successiva trasgressione marina.

Sulla base della variazione verticale delle litofacies e dei prodotti della diagenesi precoce è possibile individuare quattro diverse tipologie di cicli (Fig. 5.4.1):

1) 55 cicli *shallowing upwards*. In questi cicli la variazione verticale delle litofacies indica la sovrapposizione di facies associate ad ambienti relativamente più interni su quelle associate a quelli più esterni; viene così espressa solo la fase di relativo abbassamento del livello marino. Essi rappresentano la tipologia più frequente in questa successione, come d'altra parte è normale per gli ambienti di mare basso di una piattaforma carbonatica (Goldhammer et al., 1990; Pasquier and Strasser, 1997; Strasser, 1991; Fig. 5.4.1a).

2) 38 *deepening-shallowing*. L'evoluzione verticale delle litofacies registra un'oscillazione relativa del livello marino completa. Questo tipo di cicli possono definirsi simmetrici registrando sia la fase trasgressiva che quella regressiva del mare. (Fig. 5.4.1b).

3) 30 cicli sono invece costituiti da un'unica litofacies, prevalentemente appartenente all'associazione FA o L. In questo caso, il relativo abbassamento del livello marino è espresso solo attraverso la variazione dei processi diagenetici precoci. La diagenesi meteorica è sovraimposta su quella marina. (Fig. 5.4.1c).

4) 21 cicli *deepening upward*. Questa categoria rappresenta la tipologia meno frequente. L'evoluzione verticale delle litofacies registra un trend di approfondimento relativo del livello del mare, bruscamente troncato alla sommità da una superficie di erosione subaerea (Fig. 5.4.1d).

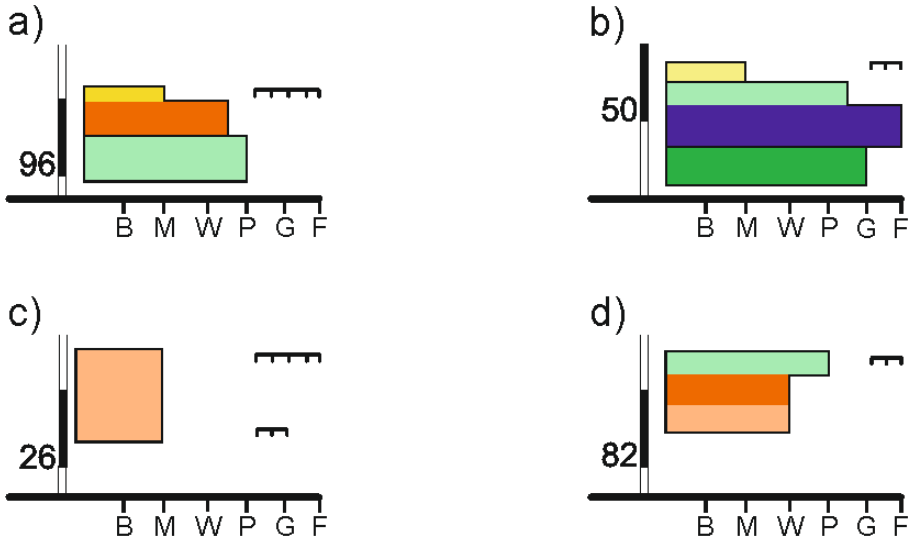


Fig. 5.4.1 – Tipologie di cicli elementari. A) *shallowing upwards*, es. ciclo 116; b) *deepening-shallowing*, es. ciclo 58; c) unica litofacies, es. ciclo 32; d) *deepening upward*, es. ciclo 97.

Prendendo in considerazione, per intervalli discreti, la variazione verticale delle litofacies e dell'intensità dei caratteri diagenetici di ambiente subaereo, emerge un'organizzazione gerarchica dei cicli elementari in gruppi (*bundle*) e gruppi di bundle (*superbundle*)(Fig. 5.4). *Bundle* e *superbundle* mostrano trend delle facies di tipo *deepening-shallowing*, i loro limiti sono caratterizzati dalla maggiore diffusione di litofacies di ambiente relativamente ristretto e da superfici di erosione subaerea. Essi pertanto documentano oscillazioni ambientali di durata relativamente maggiore rispetto a quella dei cicli elementari.
Nella successione di Petina sono stati individuati 57 *bundles*, di cui sei incompleti (1, 4, 5, 53, 54, 57). Il primo è l'ultimo sono corrispondenti alla base ed al top della successione, gli altri quattro sono localizzati in corrispondenza delle due interruzioni. Ciascuno dei *bundle* è normalmente composto da 2 a 5 cicli elementari con spessori compresi tra un minimo di 100 cm ed un massimo di 380 cm; lo spessore medio è circa 215,5 cm. Solo quattro *bundle* lungo la successione risultano formati da un solo ciclo elementare particolarmente spesso.
Gruppi da due a quattro *bundle* compongono, a loro volta, un *superbundle* che rappresenta un ciclo di durata ancora più lunga rispetto al *bundle*. Sono stati riconosciuti pertanto 18 *superbundle*, di cui cinque risultano incompleti (P1, P2, P16, P17 e P18, Fig. 5.4). Il loro spessore varia tra un minimo di 210 cm ed un massimo di 1170 cm, con un valore medio di circa 711 cm. Come detto in precedenza, le unità cicliche riconosciute a diversa scala registrano oscillazioni relative del livello del mare che, nella maggior parte dei casi, hanno indotto sistematiche fasi di emersione della piattaforma carbonatica. Queste oscillazioni ambientali riflettono conseguentemente variazioni dei caratteri paleoecologici, per questo motivo diventa importante individuare i possibili meccanismi che possono aver influito a livello locale, regionale e globale nella formazione di tali depositi carbonatici.
In particolare, due tipi di meccanismi possono essere alla base della formazione di queste unità cicliche e che possono essere stati anche interagenti. Il primo è quello autociclico che regola la normale retrogradazione-progradazione della piattaforma rispetto al bacino (Ginsburg, 1971; Shinn, 1969; Wilkinson et al., 1996, 1997), in conseguenza della variazione del tasso di sedimentazione in relazione a quello dello spazio di accomodamento. Questo meccanismo trova naturale espressione nella formazione di cicli di tipo peritidale. Il secondo meccanismo è quello allociclico, secondo cui una ciclicità di alta frequenza può essere indotta da eustatismo

legato ai ben noti cicli di Milankovitch (e.g. Crevello, 1991; D'Argenio et al., 1997; Fischer, 1964; Goldhammer et al., 1994; Grötsch, 1996; Osleger and Read, 1991; Strasser, 1994). Questo meccanismo sarebbe alla base della formazione di cicli diagenetici, costituiti esclusivamente da facies subtidali su cui si registra direttamente la fase di erosione legata all'esposizione subaerea (Amodio et al., 2003, 2008; D'Argenio et al., 1999, 2008). Inoltre, la variazione sistematica dei caratteri sedimentologici e diagenetici, testimoniata anche da quella dello spessore dei cicli elementari, dei *bundle* e dei *superbundle*, consente di individuare una gerarchia articolata secondo tre ordini di ciclicità: 2-5 cicli elementari individuano un *bundle*, 2-4 *bundle* formano a loro volta un superbundle. Ciò indica che alcuni cicli elementari o *bundle* possono mancare quando lo spazio d'accomodamento è piccolo, ovvero quando si ha una permanenza dello stazionamento basso del livello del mare (D'Argenio et al., 1997; Strasser et al., 1999). Tali rapporti si mantengono costanti nell'ambito della gerarchia di cicli individuata in questo studio, è questo può essere indotto soltanto da variazioni eustatiche di alta frequenza legate ai cicli di Milankovitch. La variazione dei parametri orbitali terrestri, secondo cicli corrispondenti a 19-23ka (precessione degli equinozi), 33-41ka (obliquità dell'orbita), 100-400ka (eccentricità breve e lunga dell'orbita), fanno variare l'intensità della radiazione solare sulla superficie terrestre, inducendo variazioni climatiche a livello globale. Secondo questa interpretazione i cicli elementari rappresenterebbero l'espressione della precessione o dell'obliquità, ovvero della loro combinazione, mentre i *bundle* ed i *superbundle* registrerebbero il segnale rispettivamente dell'eccentricità breve e lunga dell'orbita (Amodio et al., 2013; Brescia et al., 1996; D'Argenio et al., 1997, 1999, 2008). È abbastanza evidente che l'autociclicità può aver agito a livello dei cicli elementari, anche se in maniera subordinata, ma essere stata ininfluente a livello dei *bundle* e dei *superbundle*.

Inoltre, molti esempi dalla letteratura di successioni carbonatiche mostrano una ciclicità legata a variazioni eustatiche del livello marino in contesti spaziali e temporali anche differenti dal caso in esame (cfr. D'Argenio et al., 2004, vedi riferimenti nel volume stesso; Fischer and Bottjer, 1991; Goldhammer et al., 1991, 1990; Grötsch, 1994; Herbert and Fischer, 1986; Osleger and Read, 1991).

Infine, tale ciclicità non può essere legata alla tettonica, poichè finora non appare probabile alcun meccanismo capace di far variare il tasso di subsidenza con una frequenza così alta e sistematica (D'Argenio et al., 2011, 1997).

Si può quindi ipotizzare che nella successione di Petina è registrata una ciclicità di alta frequenza collegata prevalentemente a variazioni eustatiche del livello marino indotte dalle perturbazioni orbitali terrestri (4° e 5° ordine *sensu* Vail et al., 1991). Questa ciclicità si sovrappone ad una di più bassa frequenza individuata attraverso lo *stacking pattern* dei *superbundle*. Oscillazioni ambientali di maggiore ampiezza sono identificati in questa successione come cicli trasgressivo-regressivi (*T/R facies trend*, Fig. 5.4).

Complessivamente sono stati individuati nove *Trasgressive/Regressive facies trend*, di cui il primo e l'ultimo incompleti. I loro limiti corrispondono a picchi regressivi caratterizzati da superfici di esposizione subaerea più marcate e prolungate ed associate a carsismo pervasivo, a livelli marnosi e/o a pedogenesi. Queste grandi oscillazioni presentano inizialmente un progressivo approfondimento degli ambienti deposizionali, caratterizzato dalla presenza di litofacies relativamente più aperte, al quale segue un trend generale regressivo delle facies, che si traduce in una fase di aggradazione e progradazione della piattaforma carbonatica. Dove si ha la maggiore diffusione di litofacies relativamente più aperte si pone la superficie di massimo approfondimento (MF) e quindi il passaggio tra il trend trasgressivo e quello regressivo.

Il Monte Monaco di Gioia rappresenta il limite sud-orientale del massiccio del Matese. La cresta del Monte Monaco di Gioia procede con andamento W-E per circa cinque chilometri dal Mt. Monaco fino a La Pizzuta-Costa San Martino piegando a SE nell'ultimo tratto, sopra San Lorenzello. La successione di San Lorenzello (41°16'49.16"N - 14°32'23.24"E) ha uno spessore totale di circa 240 m ed è composta per lo più da strati calcarei con spessori da 10 cm a 2.5 m circa e strati di dolomia, spessi dai 10 cm ai 2 m circa. Sono presenti anche livelli marnosi spessi pochi centimetri (Fig. 6).

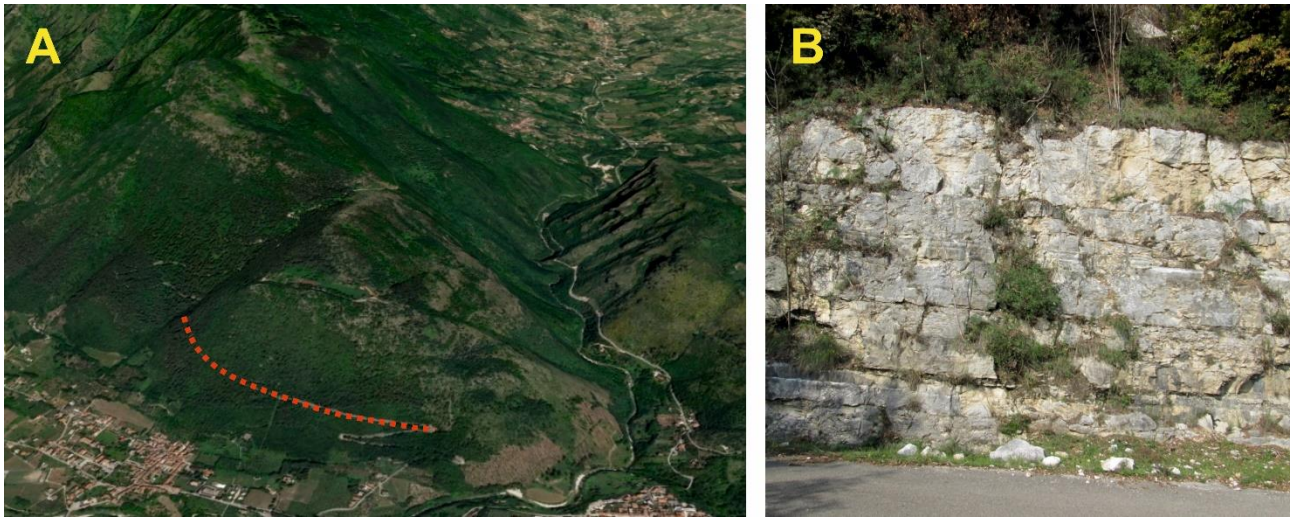


Fig. 6 - A) Vista del fianco del Monte Monaco di Gioia, in rosso il tratto di successione campionata; B) Particolare di come si presentano gli strati in affioramento.

6.1 – Precedenti conoscenze

La successione studiata ricade nel foglio CARG 1:50.000 di Piedimonte Matese (foglio 418) non pubblicato, il foglio più vicino che presenta formazioni comuni è il foglio 431 Caserta Est. In particolare, la successione ricade nell'unità a Calcari con Requienie e Gasteropodi (CRQ).
Questa unità è costituita da calcari biancastri e grigi oolitici e pseudoolitici, calcari con strutture da disseccamento alternati a calcilutiti a dasidaclacee e a miliolidi e a calcareniti bioclastiche e calciruditi a requienidi e gasteropodi; subordinatamente sono presenti calcari dolomitici e dolomie farinose spesso loferitiche. Nella parte alta è stato riconosciuto un membro (CRQ4) costituito da calcari bioclastici ad alveolinidi (*Selliaveolina viallii* Colalongo, *Cisalveolina fraasi* Gumbel) e livelli di dolomie laminate. In particolare, la porzione basale è caratterizzata dalla presenza di calcari biancastri e grigi ad ooliti fibroso-raggiate alternati a calcari a granulometria variabile da *mudstone* (con frequenti cavità da disseccamento) a *grainstone* spesso pseudoolitici, questi depositi si intercalano a calcari a gasteropodi (nerineidi). Lo spessore degli strati è generalmente compreso tra 20-70 cm. Sono presenti in questi intervalli microfaune costituite da *Campbelliella striata*, *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata* Carozzi, indicative di un'età compresa tra il Giurassico superiore *p.p.* – Cretacico inferiore (Kimmeridgiano e il Titoniano superiore - Berriasiano basale). La parte medio-alta è caratterizzata da calcari dolomitici e dolomie calcaree bianche, farinose o saccaroidi, con intercalazioni di crostoni dolomitici e loferiti a tessitura criptoalgale, alternate a calcareniti

grigie e grigio chiaro peloidali e/o bioclastiche e calcilutiti a grossi miliolidi, si rinvengono intercalazioni, a luoghi lenticolari, di calciruditi fango o grano-sostenute a requienidi, nerineidi o acteonidi e di lenti di brecce ad intraclasti policromi in matrice marnosa giallo-verdognola. L'analisi delle macrofaune ha permesso di riconoscere, associazioni ad acteonidi, requienidi, *Toucasia* sp. ed *Eoradiolites* sp., nei litotipi ruditici e di *Diptyxis luttickei* (Blanckenhorn) e *Nerinea coquandiana* D'orbigny in quelli prevalentemente micritici. Tra la microfauna si riconoscono *Sabaudia minuta* Hofker, *Valvulineria* sp. orbitolinidi cf. *Paleorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. si ritrovano inoltre *Cayeuxia* sp., *Cuneolina* sp., *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Salpingoporella dinaricara* Radoičić, *Praturlonella danilovae* (Radoičić), *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni. Il limite inferiore è per alternanza con CCM ed è marcato dalla presenza dei primi livelli ad ooliti fibroso-raggiate. Il limite superiore è concordante con CRQ4; spesso al top gli strati sono caratterizzati da una leggera carsificazione; il limite superiore con RDTc è sempre marcato invece da una superficie fortemente erosiva. Sulla base del contenuto fossilifero questa successione è riferibile al Giurassico superiore p.p. – Cenomaniano superiore (dalla biozona a *Clypeina jurassica p.p.* alla biozona a *Cisalveolina fraasi* e *Chrysalidina gradata*, di De Castro, 1991).

La successione di San Lorenzello è stata oggetto negli ultimi 15 anni di analisi stratigrafiche di elevata risoluzione in particolare sui primi 86 m dell'intervallo preso in esame (Amodio, 2006; Amodio et al., 2008; D'Argenio et al., 1997; Ferreri et al., 2004). I primi dati biostratigrafici indicarono un'età corrispondente all'intervallo Valanginiano – Hauteriviano. Lo studio delle lithofacies e delle loro associazioni permise di identificare ambienti deposizionali di laguna con condizioni di circolazione variabili, da ristrette a più aperte, ma soggetti a frequenti eventi di tempesta. Questo sistema di piattaforma carbonatica di acqua bassa era isolato dal continente e ripetutamente soggetto ad emersioni più o meno effimere per effetto delle variazioni cicliche del livello marino. Dall'organizzazione verticale delle lithofacies e delle caratteristiche diagenetiche furono riconosciuti tre ordini di cicli ad alta frequenza gerarchicamente organizzati ed attribuiti per lo più ad oscillazioni eustatiche indotte dalla variazione dei parametri orbitali terrestri (Amodio, 2000; D'Argenio et al., 1997; Ferreri et al., 2004): cicli elementari, attribuiti al segnale della precessione e/o dell'obliquità della Terra, (circa 20-40ka); *bundles*, gruppi di cicli elementari, legati a cicli di eccentricità di breve durata (circa 100 ka); *superbundles*, gruppi di *bundle*, connessi a cicli di eccentricità di lunga durata dell'orbita terrestre (circa 400 ka). La durata dei cicli individuati anche sulla base dell'analisi spettrale risultò in accordo con le periodicità descritte da Milankovitch e calcolate per l'intervallo Valanginiano-Hauteriviano (D'Argenio et al., 1997); tali periodicità sono state riconosciute anche in altre successioni mesozoiche dell'Italia meridionale (D'Argenio et al., 2004, 1997, 1975; Ferreri et al., 2004; Longo et al., 1994; Pelosi and Raspini, 1993) ed in depositi di piattaforma di altre aree geografiche (Goldhammer et al., 1990; Read et al., 1995; Strasser et al., 2004). Inoltre, Amodio et al. (2008) integrarono l'analisi ciclostratigrafica con una stratigrafia isotopica di elevato dettaglio. La curva degli isotopi del carbonio così ottenuta per la successione di acqua bassa di San Lorenzello fu correlata con quelle già presenti in letteratura per i depositi pelagici: La Charce, Bacino Vocontiano, (Henning et al., 1999) e Capriolo, Bacino Lombardo, (Lini et al., 1992) (Fig. 6.1), Furono così messe a confronto le diverse biozonazioni: foraminiferi

bentonici e alghe verdi a San Lorenzello, ammoniti a La Charce e nannofossili a Capriolo. Fu inoltre conseguentemente ottenuta una correlazione anche con la stratigrafia magnetica ottenuta per la successione di Capriolo. Si osservò da tale correlazione che il limite Valanginiano-Hauteriviano tracciato su base biostratigrafica e quello ricavato dalla correlazione isotopica non erano coincidenti, ma il primo era posizionato più in alto del secondo di circa una decina di metri.

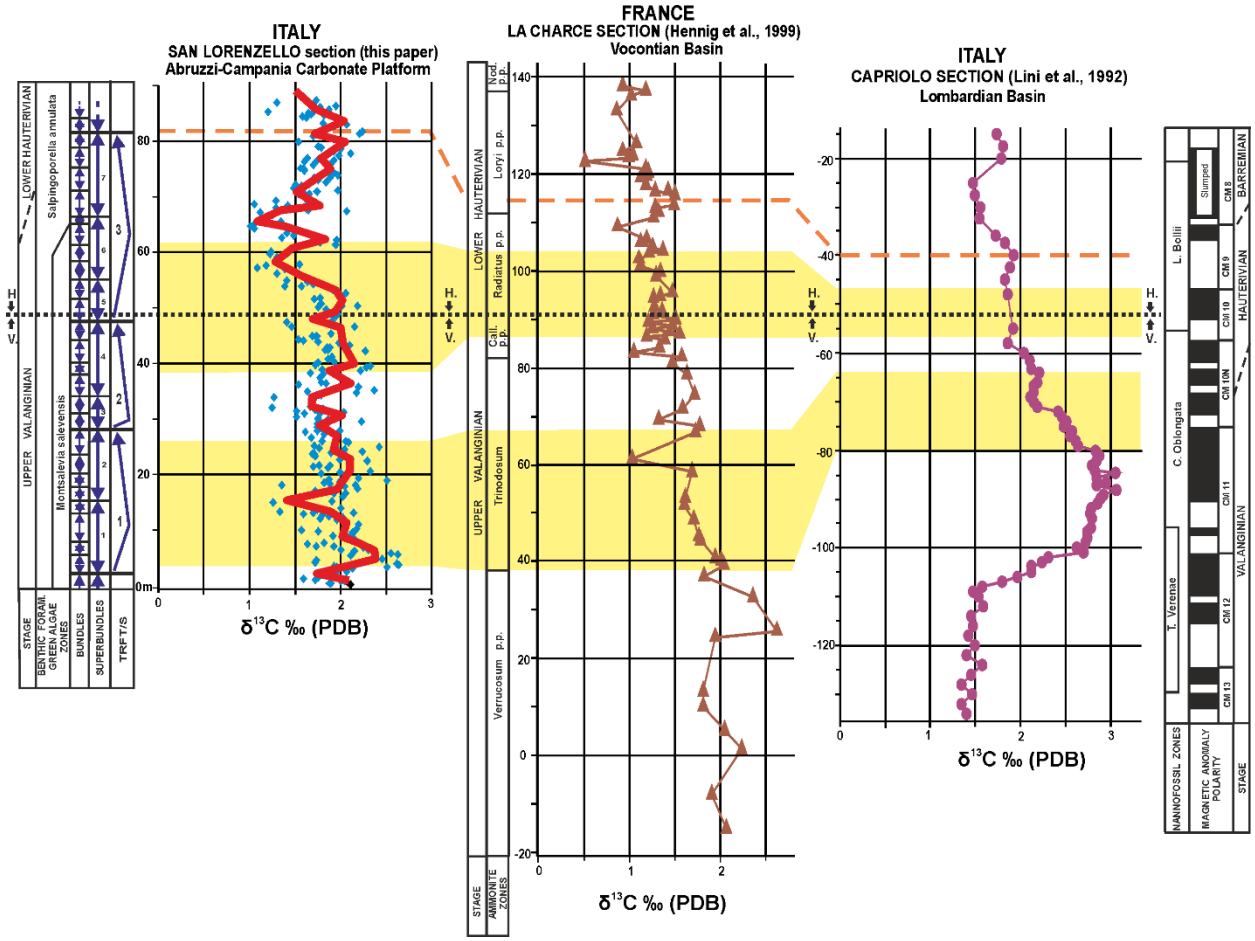


Fig. 6.1: Correlazione della curva del $\delta^{13}C$ di S. Lorenzello con le sezioni pelagiche di La Charce e di Capriolo. (Amodio et al. 2008).

6.2 – Sedimentologia ed associazioni di litofacies

Partendo dallo schema proposto da (Amodio, 2006), integrandolo e modificandolo parzialmente sulla base delle nuove osservazioni, sono stati riconosciute nella successione di San Lorenzello 10 litofacies riunite in 6 associazioni di litofacies (Tab. 2):

Associazioni di litofacies	Litofacies	Tessiture	Componenti	Strutture sedimentarie e di diagenesi precoce	Interpretazione ambientale
Calcari a molluschi (M)	M1	Floatstone/rudstone	Bivalvi (principalmente otreidi e requienie), intraclasti micritici grandi ed arrotondati, gasteropodi, foraminiferi bentonici (alta diversità), alghe calcaree	Bioturbazione (softground), bioerosione dei gusci bivalvi	Laguna subtidale a circolazione aperta
	M2	Wackestone, wackestone/packstone	Foraminiferi bentonici, peloidi, intraclasti micritici, frammenti di bivalvi (principalmente ostreidi e requienie), gasteropodi (Nerinee), noduli di Lithocodium/Bacinella, alghe calcaree, spicole di spugna	Laminazione parallela (meccanica), bioturbazione (softground)	Laguna subtidale a circolazione aperta
	M3	Wackestone, wackestone/packstone	Foraminiferi bentonici, piccoli molluschi, cyanoficeae, codiaceae	Bioturbazione (softground)	Laguna subtidale a circolazione aperta
Calcari biopeloidali (BP)	BP1	Packstone, packstone/grainstone, grainstone	Piccoli intraclasti, ooidi, foraminiferi bentonici (bassa diversità), ostracodi, alghe calcaree (*Thaumaroporella*, rare dasycladaceae), gasteropodi	Laminazione parallela o incrociata (meccanica)	Barre sommerse esterne
	BP2	Packstone, packstone/wackestone	Peloidi, foraminiferi bentonici, ostracodi, *Cayeuxia* sp., piccoli gasteropodi, rare alghe calcaree	Laminazione parallela o incrociata (meccanica)	Barriera sommerse interne
Calcari a foraminiferi e ostracodi (FO)	FO1	Wackestone/packstone, wackestone	Foraminiferi bentonici, ostracodi, piccoli gasteropodi, rare alghe calcaree (piccole *Salpingoporella* sp., e *Clypeina* sp.), rari peloidi	Microcavità da dissoluzione riempite da silt cristallini	Laguna subtidale a circolazione ristretta
	FO2	Wackestone, mudstone/wackestone	Ostracodi, foraminiferi bentonici, piccole e rare *Salpingoporella* sp., *Cayeuxia* sp.	Microcavità da dissoluzione talora con silt geopeti, strutture da disseccamento	Laguna subtidale a circolazione ristretta
Calcari laminati (L)	L	Bindstone	Tappeto microbico, piccoli itraclasti, peloidi, ostracodi	Laminazioni organiche ed inorganiche in alternanza, struttura da disseccamento, *bird's-eyes*	Piana tidale
Calcari a Carofite (C)	C	Wackestone/mudstone, mudstone	Ostracodi, oogoni di carofite, rari foraminiferi bentonici	Microsparite a grumi	Pozze/laghi costieri
Marne e calcari marnosi (Mn)	Mn	Mudstone	Litoclasti calcarei, lamine di argilla rossa o verde	Laminazione a luoghi, debole cementazione	Piana costiera effimera

Tab. 2 – Descrizione delle associazioni di litofacies e delle litofacies di San Lorenzello con la relativa interpretazione ambientale.

- **Calcari a molluschi (M)**: questa associazione di litofacies è caratterizzata da tessiture floatstone/rudstone, wackestone e wackestone/packstone con biocenosi diversificate. Grossi bivalvi (Requienie ed Ostreidi) e gasteropodi (per lo più Nerinee) presentano gusci spesso bioperforati e a volte frammentati. La matrice fangosa è ricca di foraminiferi bentonici e alghe calcaree. Queste ultime si presentano diversificate, diverse specie di *Salpingoporella* sono associate ad *Actinoporella podolica*, *Diplopora johnsoni* che sono molto abbondanti nella parte bassa e parzialmente sostituite da *Clypeina* e *Praturlonella danilovae* nella parte centrale ed alta della successione. I foraminiferi bentonici sono rappresentati da varie specie di *Vercorsella* e *Siphovalvulina* insieme a *Pseudochrysalidina infracretacea* e *Campanellula capuensis*. Sono presenti anche spicole di spugna e noduli di *Lithocodium-Bacinella*. Gli intraclasti ed i peloidi sono subordinatamente presenti. Tre litofacies sono state distinte: M1 (Fig. 6.2.1A), M2 (Fig. 6.2.1B) e M3 (Fig. 6.2.1C). M1 e M2 sono distinte principalmente per la differente tessitura: floatstone e rudstone nel primo caso e wackestone, wackestone/packstone nel secondo. M3 è distinta da M1 e M2 sulla base di una biocenosi relativamente meno diversificata. Per una descrizione dettagliata di queste litofacies si rimanda alla Tabella 2.

- **Calcari biopeloidali (BP)**: questa associazione di litofacies si caratterizza per le tessiture prevalentemente grano-sostenute (packstone, grainstone e packstone/grainstone) e per la presenza di granuli scheletrici e non scheleterici. I componenti principali sono intraclasti più o meno arrotondati, peloidi ed ooidi (fibroso-raggiati, micritici e tangenziali, Fig. 6.2.1D), insieme a frammenti di molluschi, *Cayeuxia* sp., foraminiferi bentonici, alghe calcaree ed ostracodi. Tipiche strutture sedimentarie di questa associazione sono la gradazione, la laminazione piano-parallela ed incrociata a luoghi ben visibile. Questa associazione è composta da due litofacies (Tab. 2): BP1 (Fig. 6.2.1E) e BP2 (Fig. 6.2.1F) che si differenziano sia in base alla tessitura più grossolana per la prima, meno per la seconda litofacies, ma anche per il contenuto fossilifero tendenzialmente meno diversificato nella BP2 rispetto alla BP1.

- **Calcari a foraminiferi ed ostracodi (FO)**: questa associazione di litofacies presenta tessiture prevalentemente fango-sostenute (wackestone/packstone, wackestone e wackestone/mudstone) con ridotta diversità della componente biotica rispetto ai calcari a molluschi. Tra i componenti principali dominano i foraminiferi bentonici e gli ostracodi. Soprattutto i generi *Vercorsella* e *Siphovalvulina* sono presenti mentre le alghe calcaree sono subordinate e con dimensioni piccole. *Salpingoporella*, *Clypeina* e *Cayeuxia* sono le forme più tipicamente presenti. I pelodi sono comunque presenti. Strutture da disseccamento allargate dalla dissoluzione sono abbastanza frequenti. Sono state riconosciute due litofacies (Tab. 2): FO1 (Fig. 6.2.2A) e FO2 (Fig. 6.2.2B). Le stesse sono distinte in base alla tessitura ed al contenuto fossilifero.

- **Calcari laminati (L)**: la tessitura dominante di questa associazione è il bindstone, composto da materiale microbiale irregolarmente laminato alternato a packstone peloidali millimetrici o mudstone laminati quasi del tutto sterili (Fig. 6.2.2C). Si possono trovare piccoli intraclasti, peloidi ed ostracodi. Laminazioni di tipo meccanico e di origine biogenica, associate a frequenti strutture da disseccamento quali *fenestrae* e *bird's eye*, talora *tepee* sono presenti. Le piccole cavità sono spesso allargate dalla dissoluzione pervasiva e riempite da *silt* geopeti e/o cementi calcitici. L'associazione è rappresentata solo dalla litofacies L1 ed è più

abbondante nella parte bassa della sezione, ma si ritrova talora, anche nella parte medio – alta. Alcuni degli intervalli laminati sono caratterizzati da una dolomitizzazione intensa.

- **Calcari a carofite (C)**: questa associazione è composta da sedimenti fangosi (wackestone/mudstone e mudstone) con ostracodi e resti di carofite (girogoniti e/o frustoli). I foraminiferi bentonici sono rari e può essere presente la specie *Thaumatoporella*. La matrice è caratterizzata da microsparite e grumi di micrite densa (Fig. 6.2.2D). Questi depositi si trovano solo tra i metri 150 e 155 dalla base della sezione.

- **Marne e calcari manorsi (Mn)**: l'associazione è caratterizzata da *mudstone* con litoclasti calcarei e/o lamine di argilla rossa o verde. Si trova lungo la sezione in sottili orizzonti intercalati tra gli strati calcarei. Questi sedimenti sono anche frequenti come riempimento di cavità carsiche al top degli strati.

- **Tempestiti:** Lungo tutta la successione depositi gradati ad intraclasti e bioclasti sono ampiamente diffusi come intercalazioni decimetriche.

Questi depositi, comunemente localizzati alla base o al tetto degli strati raramente al loro interno, sono di regola rappresentati da tessiture granulo-sostenute e mostrano contatti basali erosivi con tutte le litofacies precedentemente descritte; essi sono prevalentemente costituiti da:

- packstone, packstone-grainstone e grainstone ad intraclasti e bioclasti. La natura degli intraclasti è molto varia, in quanto possono provenire dall'immediato substrato o essere del tutto estranei ad esso; inoltre, si presentano con dimensioni e grado di arrotondamento diversi. Lo stesso discorso vale anche per i bioclasti, che sono in genere costituiti da foraminiferi bentonici, variamente associati a frammenti di gusci di molluschi (gasteropodi e lamellibranchi), talvolta bioerosi e *Cayeuxia*.
- packstone, packstone-grainstone e grainstone ad ooidi con peloidi ed intraclasti. I peloidi sono abbondanti insieme agli ooidi fibroso-raggiati e/o tangenziali e localmente sono presenti bioclasti, per lo più frammenti di *Cayeuxia*. Si osservano talvolta lumps, intraclasti oolitici e granuli micritizzati.

Complessivamente nella successione di San Lorenzello le condizioni di diagenesi marina sono indicate dalla bioturbazione della matrice, bioerosione dei gusci di molluschi, dall'inviluppo micritico intorno ai grani e talora dalla micritizzazione dei granuli e dei frammenti di gusci dei bivalvi (Flügel, 2010). La dissoluzione pervasiva testimoniata da cavità, spesso geopetali, da millimetriche a centimetriche, riempite da *silt* cristallini e da calcite spatica, sono invece il prodotto di una diagenesi meteorica vadosa precoce sovraimposta sui depositi marini. Cementi pendenti o a menisco sono caratteristicamente presenti nelle tessiture grano-sostenute. Fasi di emersione più prolungata della piattaforma hanno prodotto in taluni casi una intensa carsificazione, testimoniata da *packstone* e *grainstone* diagenetici, o da brecce carsiche, a volte ricoperte da livelletti argillosi (Wright & Tucker, 1991); in altri casi sono presenti croste laminate arrossate, frequentemente dolomitizzate, rizocrezioni e pedoturbazione (tessiture alveolari, lump micritici, pisoidi, fratture circumgranulari), tutti prodotti attribuibili a paleosuoli di tipo calcrete (Amodio, 2006; Ferreri et al., 2004).
Il modello di facies proposto per San Lorenzello consiste in un'ampia piattaforma carbonatica di mare basso influenzata da onde e/o tempeste e che include una zona a più alta energia (BP)

che separa il settore lagunare più esterno e più aperto (M) da una parte di laguna più interna (FO). Quest'ultima passa a una zona intertidale – sopratidale, dove si formano calcari laminati e a carofite. I ritrovamenti sporadici di oogoni di carofite in una matrice microsparitica (C), suggeriscono un ambiente di acque salmastre.
Sulla base di tutte le caratteristiche sopra descritte, le tempestiti rappresentano il prodotto di repentini innalzamenti dell'energia idrodinamica in ambienti di piattaforma carbonatica, che oscillavano dal subtidale al tidale/sopratidale; essi vengono interpretati come eventi da tempesta (*tempestites* in Aigner, 1985, 1982; cfr. anche D'Argenio et al., 1992) e come tali non rappresentano il prodotto di uno specifico ambiente, ma il risultato di processi che interessavano vaste aree della piattaforma (*trans-environmental events*, Buonocunto et al., 1994). Per tale motivo, questi depositi non possono costituire un'associazione di litofacies.

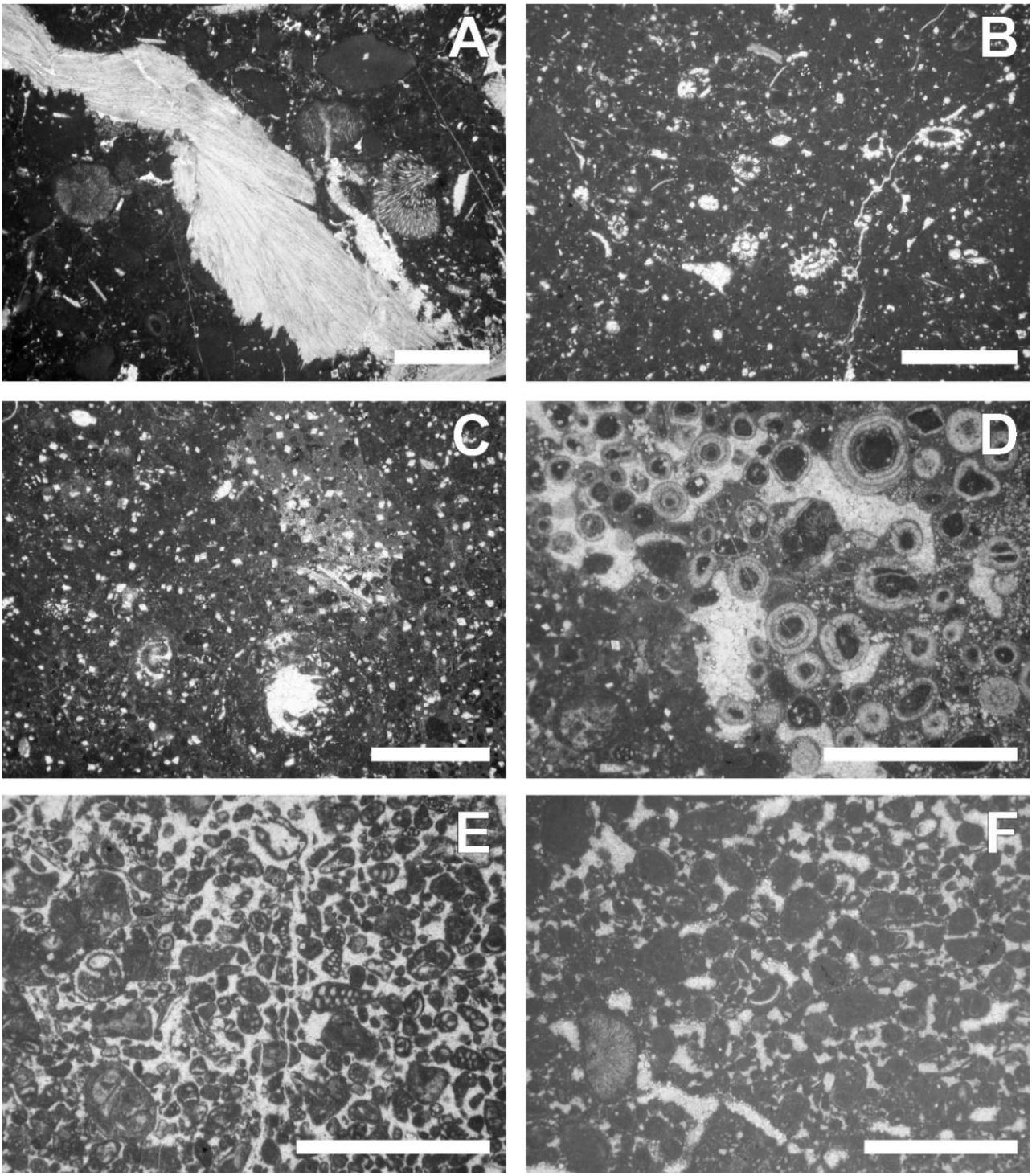


Fig. 6.2.1 – Microfacies di San Lorenzello: A) Floatstone a bivalvi, *Cayeuxia*, dasicladali e foraminiferi bentonici, calcari a molluschi, litofacies M1 (campione 82C); B) Wackestone a dasicladali e foraminiferi bentonici, calcari a molluschi, litofacies M2 (campione L94); C) Wackestone bioturbato con gasteropodi e foraminiferi bentonici, calcari a molluschi, litofacies M3 (campione L72); D) Packstone a ooidi e piccoli foraminiferi bentonici, calcari biopeloidali, litofacies BP2 (campione L63); E) Grainstone a bioclasti (gasteropodi, foraminiferi bentonici e dasicladali) e piccoli intraclasti, calcari biopeloidali, litofacies BP1 (campione L93); F) Packstone a peloidi, frammenti di *Cayeuxia* dasicladali e foraminiferi bentonici, calcari biopeloidali, litofacies BP2 (campione 69/70). Tutte le scale sono 2 mm.

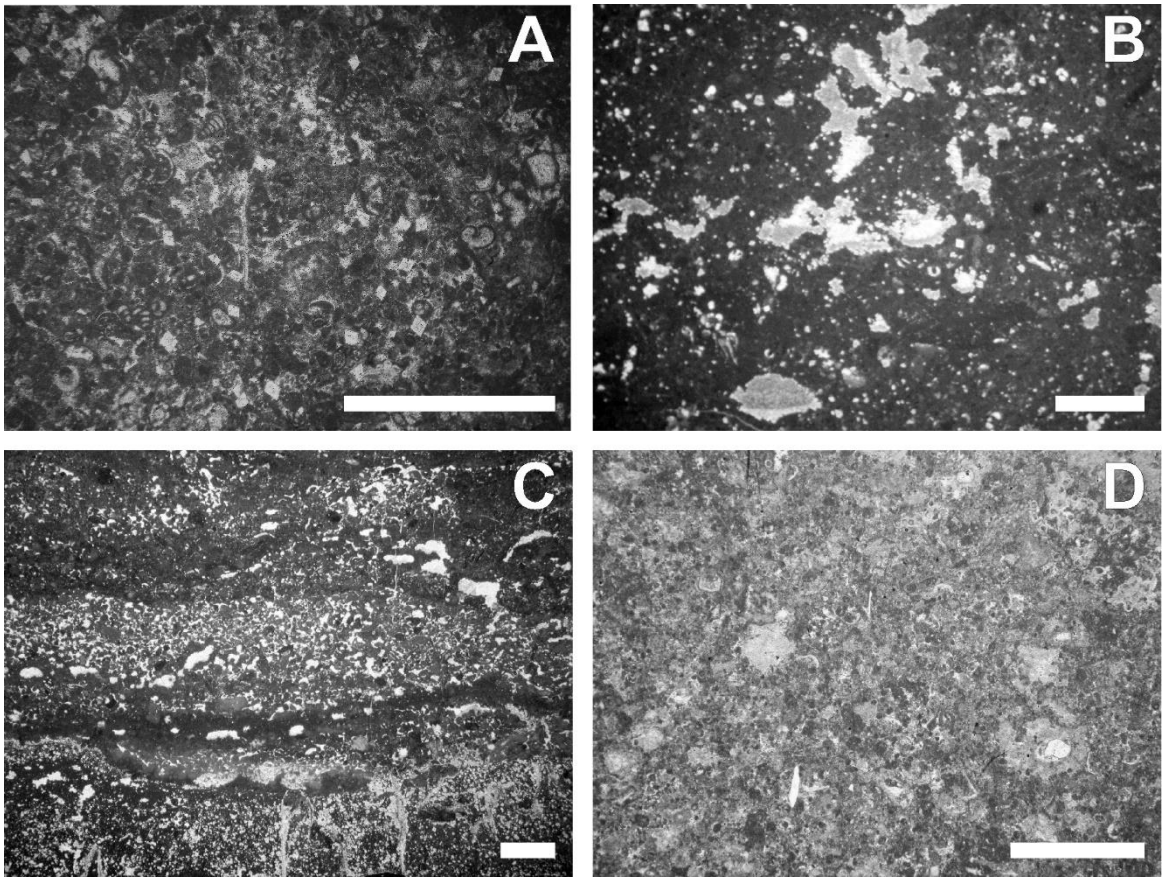


Fig. 6.2.2 – Microfacies di San Lorenzello: A) Wackestone a piccoli gasteropodi, dasicladali e foraminiferi bentonici, calcari a foraminiferi ed ostracodi, litofacies FO1 (campione L76); B) Wackestone con rari foraminiferi bentonici ed ostracodi. Sono presenti microcavità da dissoluzione con riempimenti geopetali, calcari a foraminiferi ed ostracodi, litofacies FO2 (campione 20'); C) Bindstone con lamine microbiali alternate a lamine peloidali, diffuse *fenestrae*, calcari laminati, litofacies L (campione 81C); D) Wackestonecon matrice microsparitica con carofite e ostracodi, calcari a carofite, litofacies C (campione L68). Tutte le scale sono 2 mm.

6.3 – Biostratigrafia

Dall'analisi biostratigrafica della serie di San Lorenzello si evince che le dasicladali sono predominanti, in particolare i generi dominanti sono le *Salpingoporelle* e le *Clypeine*: *Salpingoporella annulata* Carozzi, 1953 (Fig. 6.3.1A), *Salpingoporella polygonalis* Sokač, 1996 (Fig. 6.3.1B), *Salpingoporella heraldica* Sokač, 1996 (Fig. 6.3.1C e D), *Salpingoporella melitae* (Radoičić, 1967, Fig. 6.3.1E e F), *Salpingoporella muehlbergii* Lorenz, 1902 (Fig. 6.3.1G), *Salpingoporella piriniae* Carras & Radoičić, 1991 (Fig. 6.3.1H), *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić, 1972 (Fig. 6.3.1I), *Clypeina parasolkani* Farinacci & Radoičić, 1991 (Fig. 6.3.1J e K). Altre dasicladali ampiamente diffuse e ben rappresentate sono: *Actinoporella podolica* Alth, 1878 (Fig. 6.3.1L), *Praturlonella danilovae* (Radoičić, 1968, Fig. 6.3.1M-P), *Diplopora johnsoni* (Praturlon, 1964, Fig. 6.3.1Q e R); meno abbondanti risultano essere: *Russoella radoicicae* Barattolo,1984, *Terquemella* sp. (Fig. 6.3.1S), *Cylindroporella lyrata* Masse & Luperto Sinni, 1989, *Vederosella alimani* Dragastan, 2000, *Bakalovaella elitzae* (Bakalova, 1981), *Clypeina maslovi* Praturlon, 1964 e *Humiella teutae*, Sokač & Velić, 1981. Infine, la *Salpingoporella dinarica* Radoičić, 1959 (Fig. 6.3.1T) è stata identificata in un ridotto intervallo stratigrafico dal metro 91.5 al metro 92.5 dalla base della sezione.
Oltre alle dasicladali, nella successione sono presenti anche foraminiferi bentonici come i textularidi: *Vercorsella camposaurii* (Sartoni & Crescenti, 1962, Fig. 6.3.2A), *Vercorsella scarsellai* (De Castro, 1963, Fig. 6.3.2B) e *Vercorselle laurentii* Sartoni & Crescenti, 1962, Fig. 6.3.2C). Ben rappresentata è anche la *Campanellula capuensis* De Castro, 1964 (Fig. 6.3.2D-H). Tra le specie occasionali troviamo: *Akcaya* Özdikmen, 2009 (*ex Sabaudia,*) *minuta* (Hofker, 1965, Fig. 6.3.2I), *Nezzazata* cf. *isabellae* (Fig. 6.3.2J-M), *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, 1979 (Fig. 6.3.2N), *Voloshinoides murgensis* Luperto Sinni & Masse, 1993 (Fig. 6.3.2O), *Pseudolituonella conica* Luperto Sinni & Masse, 1993 (Fig. 6.3.3A e B), *Mayncina* aff. *bulgarica* Laug, Peybernes & Rey 1980 (Fig. 6.3.3C). Ulteriori foraminiferi bentonici riconosciuti sono: *Radoicicina* sp. (Fig. 6.3.3D e E), *Aeolisaccus inconstans* Radoičić, 1967 (Fig. 6.3.3F), *Ammobaculites* sp., *Bolivinopsis* sp., *Pfenderina* sp. (Fig. 6.3.3G), *Coscinoconus campanellus* (Arneaud Vanneau et al., 1988, Fig. 6.3.3H e I), *Coscinoconus molestus* (Gorbatchik, 1959, Fig. 6.3.3J), *Coscinoconus cherchiae* (Arneaud Vanneau et al., 1988, Fig. 6.3.3K), *Dobrogelina* sp. e *Siphovalvulina* sp.
Tra gli altri gruppi fossili identificati si segnalano: *Palaxius* cf. *caracouraensis*, Kietzmann 2010 (Fig. 6.3.3M) e *Favreina salevensis* Paréjas, 1967 e, in un intervallo dolomitizzato *Sarmentofascis* cf. *cretacica* (Turnšek 1968, Fig. 6.3.3L), una spugna calcarea presente nei primi 10 m della successione. Inoltre, livelli con abbondanti gusci di Requienie sono presenti lungo successione dal metro 21 al metro 119.

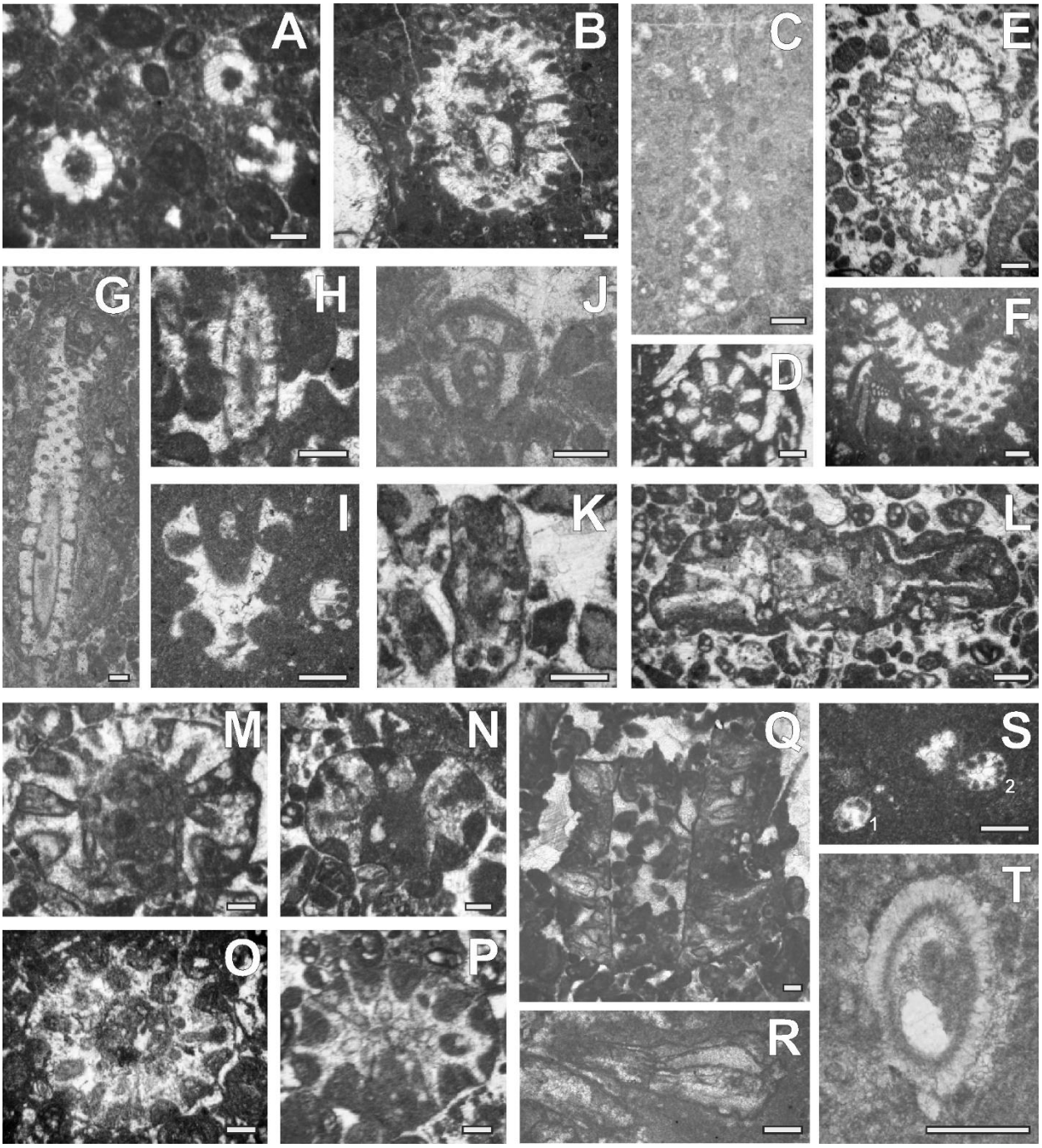


Fig. 6.3.1 – A) *Salpingoporella annulata* (campione 30A); B) *Salpingoporella polygonalis* (campione L75); C) e D) *Salpingoporella heraldica* (C: campione L83; D: campione L89); E) e F) *Salpingoporella melitae* (E: campione L75; F: campione 6); G) *Salpingoporella muehlbergii* (campione L67); H) *Salpingoporella piriniae* (campione L41); I) *Clypeina solkani* (campione L70); J) e K) *Clypeina parasolkani* (J: campione L61; K: campione 20^{III}); L) *Actinoporella podolica* (campione 6); M) - P) *Praturlonella danilovae* (M e N: campione L37; O e P: campione L36); Q) e R) *Diplopora johnsoni* (campione 34A); S) *Russoella radoicicae* (1) e *Terquemella* sp. (2) (campione L70); T) *Salpingoporella dinarica* (campione L5). Tutte le scale sono 0.2 mm.

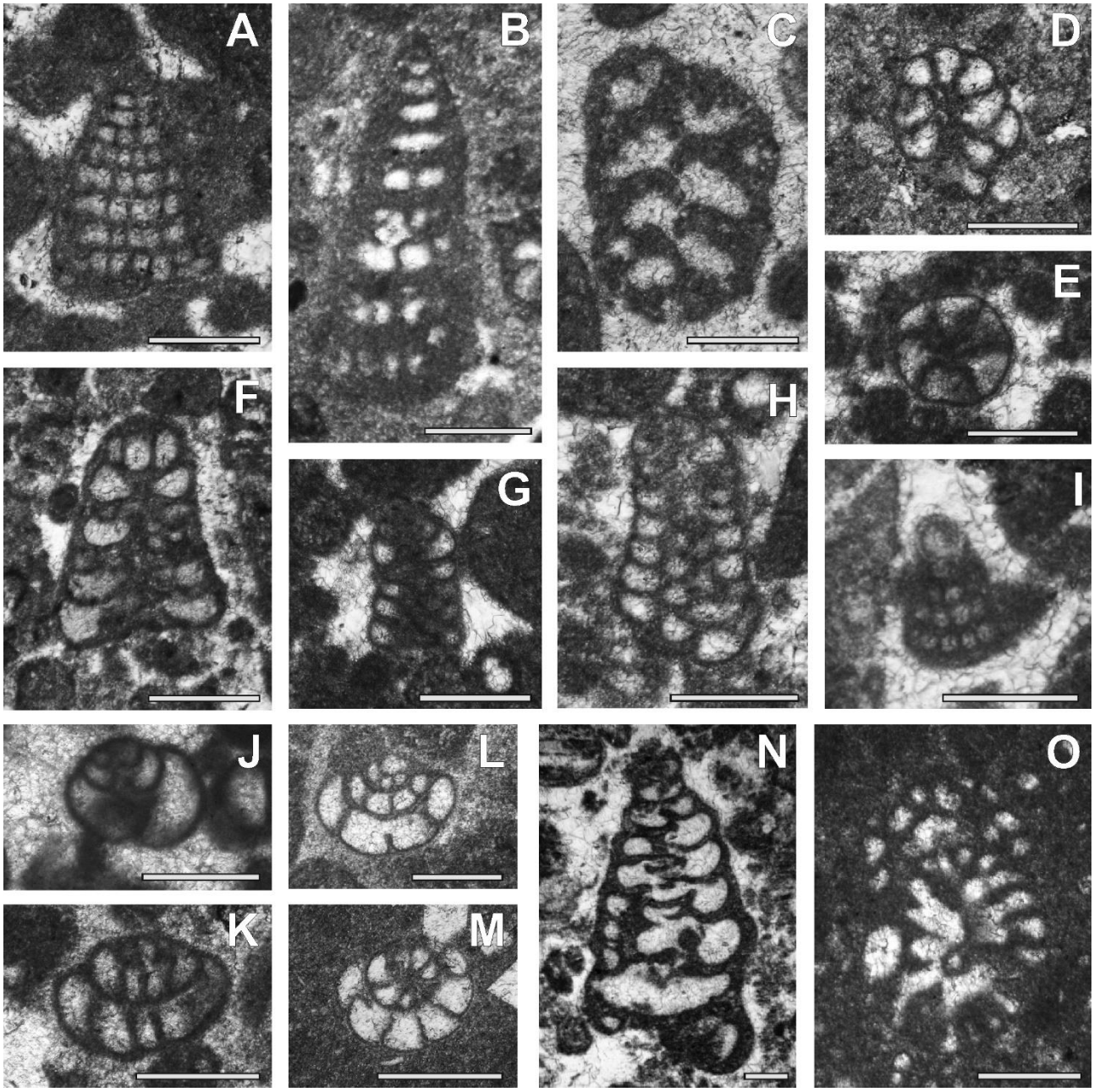


Fig. 6.3.2 – A) *Vercorsella camposaurii* (campione L65); B) *Vercorsella scarsellai* (campione 85A); C) *Cuneolina laurentii* (campione L20); D) - H) *Campanellula capuensis* (D: campione L60; E: campione L36; F: campione L29; G: campione L37; H: campione L41); I) *Akcaya minuta* (I: campione L113); J) - M) *Nezzazzata* sp. *isabellae* (J: campione 31C; K: campione 77-78; L: campione 62A; M: campione 90-91); N) *Praecrysalidina infracretacea* (campione L61); O) *Voloshinoides murgensis* (campione L72). Tutte le scale sono 0.2 mm.

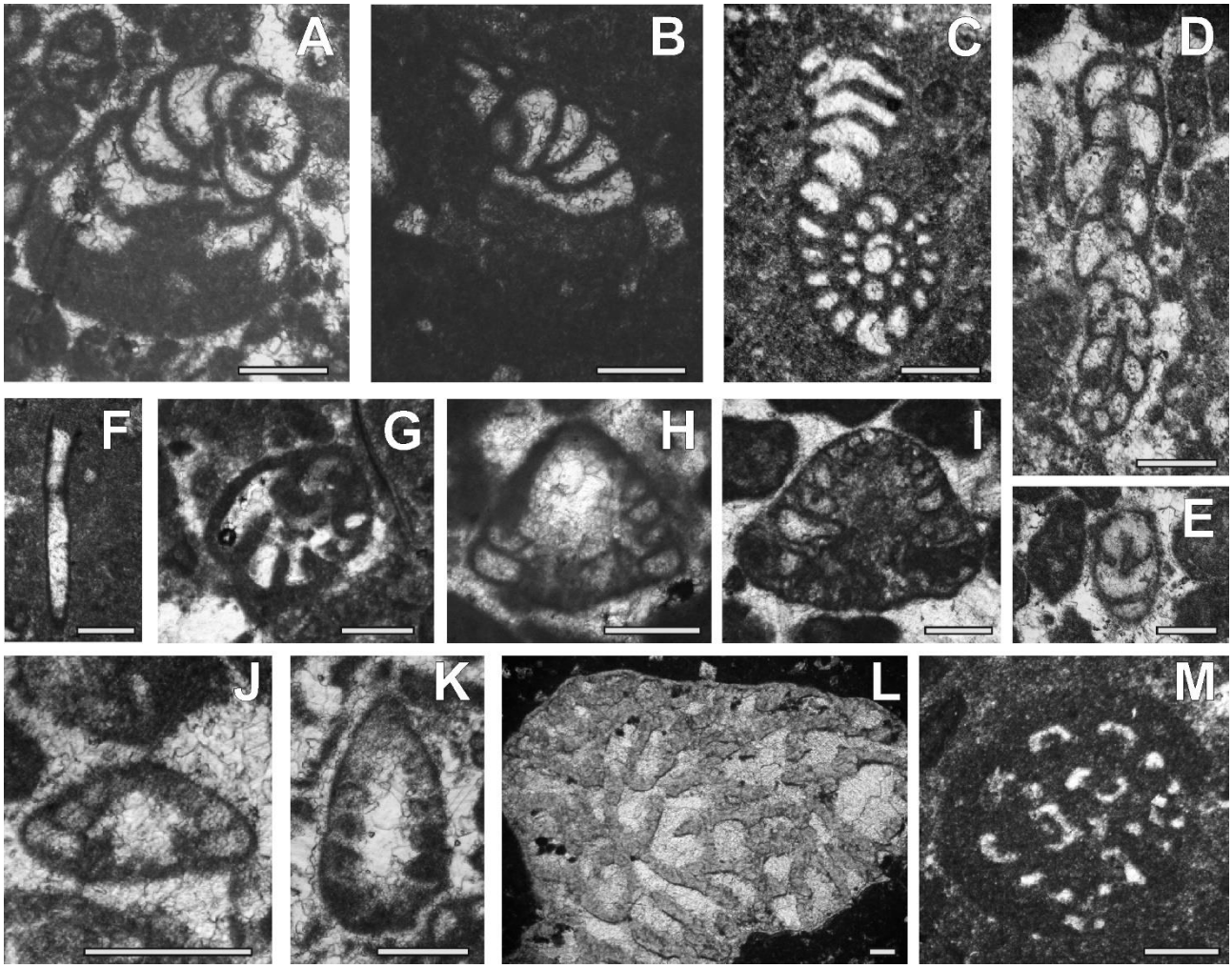


Fig. 6.3.3 – A) e B) *Pseudolituonella conica* (A: campione SL8; B: campione L72); C) *Mayncina* aff. *bulgarica* (campione 85A); D) e E) *Radoicicina* sp. (campione L67); F) *Aeolisaccus inconstans* (campione 72C); G) *Pfenderina* sp. (campione 2A); H) e I) *Coscinoconus campanellus* (H: campione 21A^{I}; I: campione 31A); J) *Coscinoconus molestus* (campione 6); K) *Coscinoconus cherchiae* (campione L25); L) *Sarmentofascis* cf. *cretacica* (campione 4^{III}); M) *Palaxius* sp. *caracouraensis* (campione L16). Tutte le scale sono 0.2 mm.

In accordo con i principali schemi biozonali riconosciuti nell'Appennino centro-meridionale (Chiocchini et al., 2008; De Castro, 1991) e nella Piattaforma Apula adiacente (Claps et al., 1996; Luperto Sinni and Masse, 1986; Masse and Luperto Sinni, 1987), nonché con gli altri schemi biostratigrafici tetidei (Husinec and Sokač, 2006; Thešović et al., 2011; Velić, 2007) e con lo schema di distribuzione della specie *Salpingoporella* di (Carras et al., 2006), si distinguono sette unità biostratigrafiche informali (unità da A a F in Fig. 6.3.4):

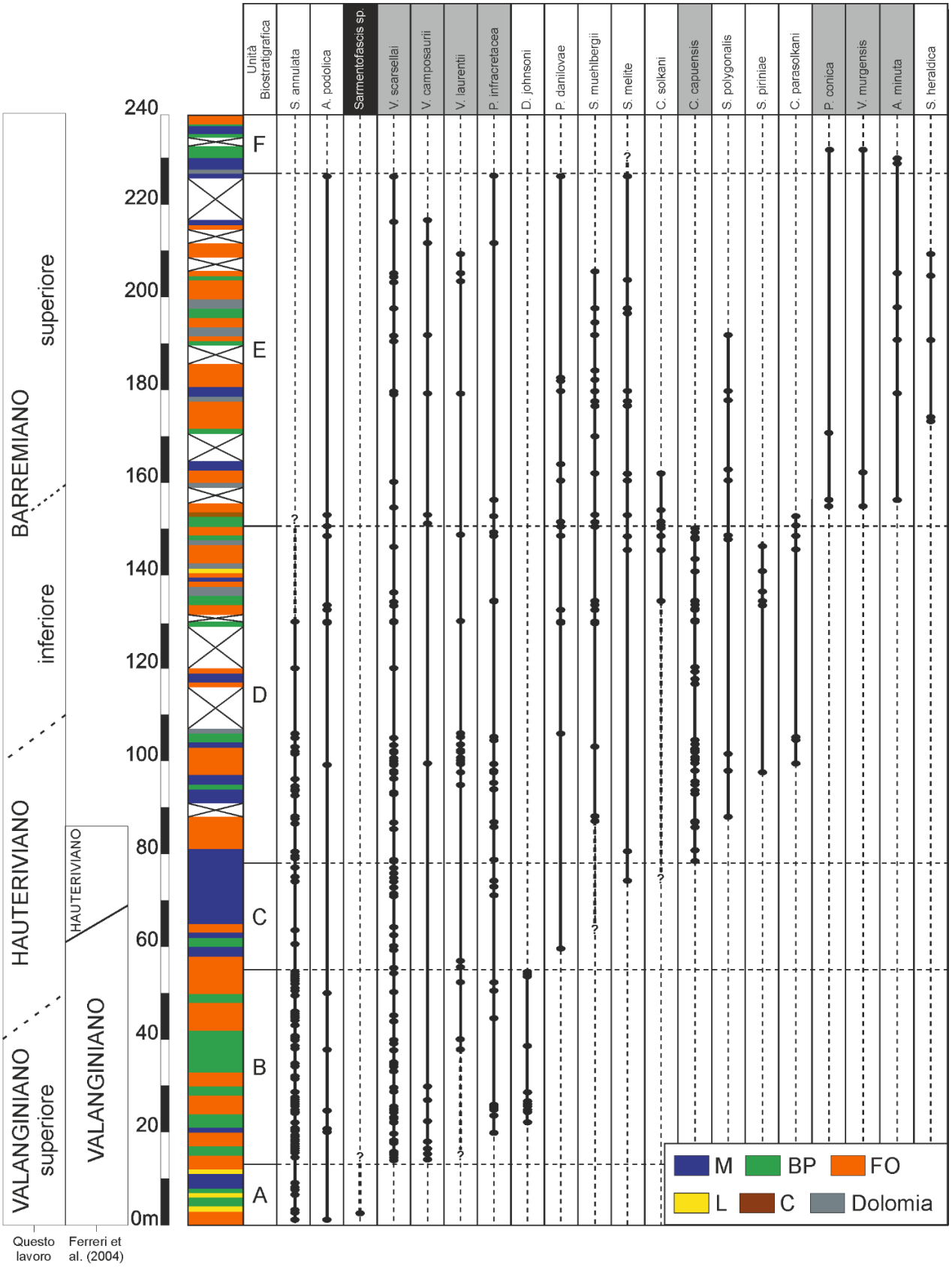


Fig. 6.3.4 – Distribuzione cronostratigrafica dei principali taxa combinati con il *log* semplificato di San Lorenzello, basato sulla predominanza delle associazioni di litofacies. M, BP, FO, L e C (per la relativa nomenclatura vedi Tab.2)

Unità A (0-13 m). Questa unità è caratterizzata prevalentemente da *Salpingoporella annulata*, *Actinoporella podolica* e *Sarmentofascis*, associati a rari miliolidi e textularidi. Le prime specie di Vercorsella compaiono attorno ai 10-15 m dalla base della sezione. Questo evento è stato considerato peculiare ed è stato usato per posizionare il limite superiore di tale unità. L'unità A può essere considerata come la parte alta della biozona a *Pseudocyclammina lituus*, sensu De Castro (1991), ed equivalente alla parte sommitale della biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* di Chiocchini et al. (2008).

Unità B (13-55 m). questa unità è caratterizza dall'associazione di *Actinoporella podolica* e *Salpingoporella annulata* con *Vercorsella camposaurii* e *Vercorsella scarsellai*. Pochi metri sopra il limite compaiono anche *Vercorsella laurentii*, *Pseudochrysalidina infracretacea* e *Diplopora johnsoni*. L'unità B termina con la scomparsa di quest'ultima specie. *Diplopora johnsoni* è presente nella biozona a *Cuneolina laurentii* di De Castro (1991), ed è anche trovata (sub *Pseudoclypeina? neocomiensis*) prima della comparsa della *Campanellula capuensis* da (Husinec and Sokač, 2006). La comparsa della forma tipica di *Vercorsella laurentii* tra i 40 e i 50 m dalla base della sezione consente di datare questo intervallo come Valanginiano-Hauteriviano (nella biozona a *Cuneolina laurentii* di De Castro (1991); dunque, l'unità B può essere considerata Valanginiano sup. – Hauteriviano inf. In accordo con Chiocchini et al. (2008), (vedi tab. 6, p. 35), *?Cuneolina scarsellai* (= *Vercorsella scarsellai*) compare nel Valanginiano superiore, mentre *Cuneolina camposaurii* (= *Vercorsella camposaurii*) compare nell'Hauteriviano inferiore.

Unità C (55-78 m). I limiti di questa unità corrispondono alla scomparsa di *Diplopora johnsoni* alla base e la comparsa di *Campanellula capuensis* al top. Questa unità, che mostra i biota più diversificati ed abbondanti, corrisponde alla parte alta della biozona a *Cuneolina laurentii* di De Castro (1991). In questa unità si registrano le comparse di *Praturlonella danilovae* (verso la base) e di *Salpingoporella melitae* (verso il top).

Unità D (78-151 m). I limiti di questa unità sono definiti dalla comparsa e dalla scomparsa di *Campanellula capuensis*. L'unità mostra un'associazione ricca e diversificata di alghe: *Actinoporella podolica* e *Salpingoporella annulata* sono associate a *Praturlonella danilovae*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Salpingoporella melitae* e *Clypeina solkani*. In questa unità si registrano, anche, le comparse di *Salpingoporella polygonalis*, *Salpingoporella piriniae* e *Clypeina parasolkani*. Il limite superiore è marcato dalla scomparsa di *Salpingoporella annulata*, che corrisponde, approssimativamente, alla scomparsa di *Clypeina parasolkani* e *Salpingoporella piriniae*. L'unità corrisponde alla biozona a *Campanellula capuensis* di De Castro (1991) e alla parte centrale delle biozone a *?Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii* di Chiocchini et al. (2008). In accordo con gli schemi di questi autori, la distribuzione stratigrafica di *Campanellula capuensis* comprende il limite Hauteriviano-Barremiano; nella sezione in esame questo limite è localizzato tra i metri 100 e 110 dalla base, sopra le comparse di *Salpingoporella melitae* e *Salpingoporella muehlbergii*, entrambe documentate da Carras et al. (2006, si veda tab. 1, p.480, 482 e 483) nell'Hauteriviano sup., e sotto la comparsa di *Salpingoporella piriniae* e la scomparsa di *Salpingoporella annulata*, registrate da Carras et al. (2006, Tab. 1, p. 468) nel Barremiano inferiore.

Unità E (151-227). Questa unità è delimitata inferiormente dalle scomparse di *Campanellula capuensis*, *Salpingoporella annulata*, *Clypeina parasolkani* e *Salpingoporella piriniae*, e termina con le scomparse di *Actinoporella podolica*, *Praturlonella danilovae* e *Salpingoporella melitae*. In questa unità compare anche la *Akcaya minuta* insieme a *Pseudolituonella conica* e *Voloshinoides murgensis*. *Clypeina solkani* e *Salpingoporella polygonalis* scompaiono nella parte bassa di questa unità, mentre *Salpingoporella muehlbergii* scompare nella parte più alta. La distribuzione di *Salpingoporella heraldica*, invece, è compresa totalmente nell'unità E.

In questo lavoro si suppone che le scomparse di *Campanellula capuensis* e *Clypeina solkani* tra i metri 150 e 160 (limite unità D/E) potrebbero corrispondere alla transizione Barremiano inferiore-superiore.
A questo punto, è rilevante notare che *Campanellula capuensis* è un marker chiave che caratterizza le bio-provincie della Tetide meridionale (Cherchi et al., 1981; Cherchi and Schroeder, 1973, 2010), ma pare avere, in letteratura, una differente distribuzione stratigrafica. Nella piattaforma carbonatica Adria ("Greater Apulia", *sensu* Stampfli e Hochard, 2009) questo foraminifero compare nell'Hauteriviano prima di *Salpingoporella muehlbergii* e *Salpingoporella melitae* o si trova in associazione con queste due specie ma solo per un breve intervallo (Dozet and Šribar, 1998; Husinec and Read, 2018; Husinec and Sokač, 2006; Sokač, B. and Velić, 1978; Tentor et al., 2002; Velić, 1973; Velić and Sokač, 1983). Nella piattaforma Apula (Claps et al., 1996; Luperto Sinni and Masse, 1984, 1986), *Salpingoporella melitae* compare nella parte alta del range stratigrafico di *Campanellula capuensis*, ma *Salpingoporella muehlbergii* compare al di sopra di essa. Nell'Appennino centrale, *Campanellula capuensis* può essere trovata insieme a *Salpingoporella muehlbergii*, ma sotto *Salpingoporella melitae* (cfr. Chiocchini et al., 2008; Mancinelli, 1992) o sotto entrambe (Bruni et al., 2007, *Salpingoporella* cf. *muehlbergii* e *S. melitae*). In Algeria, l'orizzonte a *Campanellula capuensis* è considerato Hauteriviano sup. – Barremiano inf. (Macoin et al., 1970) o totalmente Barremiano (Peybernes et al., 1984, p. 149). In Spagna, (provincia di Jaén, NE Spain), *Campanellula capuensis* è stata menzionata, anche se non documentata, nella sequenza Ci4 attribuita al Barremiano inferiore (García Hernández et al., 2003, p. 129). Nel NE dell'Iran (Formazione di Tirgan, Bacino di Kopet-Dagh), *Campanellula capuensis* è segnalata nella parte alta dell'Unità 3 della sezione di Tirgan e datata Hauteriviano sup. – Barremiano (Gheiasvand et al., 2019), mentre nel SW dell'Iran la stessa specie è documentata nell'Hauteriviano della Formazione di Ghari, della Catena degli Zagros (Hosseini et al., 2016, p.66-67, Fig.4.7a-b). Infine, *Campanellula capuensis* è stata trovata anche nel Bacino Medio-Pacifico come specie Hauteriviana (Arnaud Vanneau and Sliter, 1995). Comunque, le figure attribuite a *Campanellula capuensis* in Iran e nel Bacino Medio-Pacifico non mostrano le caratteristiche tipiche di questo taxon; inoltre, l'attribuzione a *Campanellula capuensis* non può essere verificata nel NE della Spagna. Di conseguenza, il datum stratigrafico e paleogeografico delle successioni sopra citate, non può essere preso in considerazione in questa discussione. In conclusione, *Campanellula capuensis* è ristretta all'Hauteriviano superiore nella "Greater Adria province", mentre in Algeria può essere trovata anche nel Barremiano inferiore possibilmente fino al Barremiano superiore. In Appennino meridionale *Campanellula capuensis* sembrerebbe ricoprire l'intervallo Hauteriviano sup. – Barremiano inf.

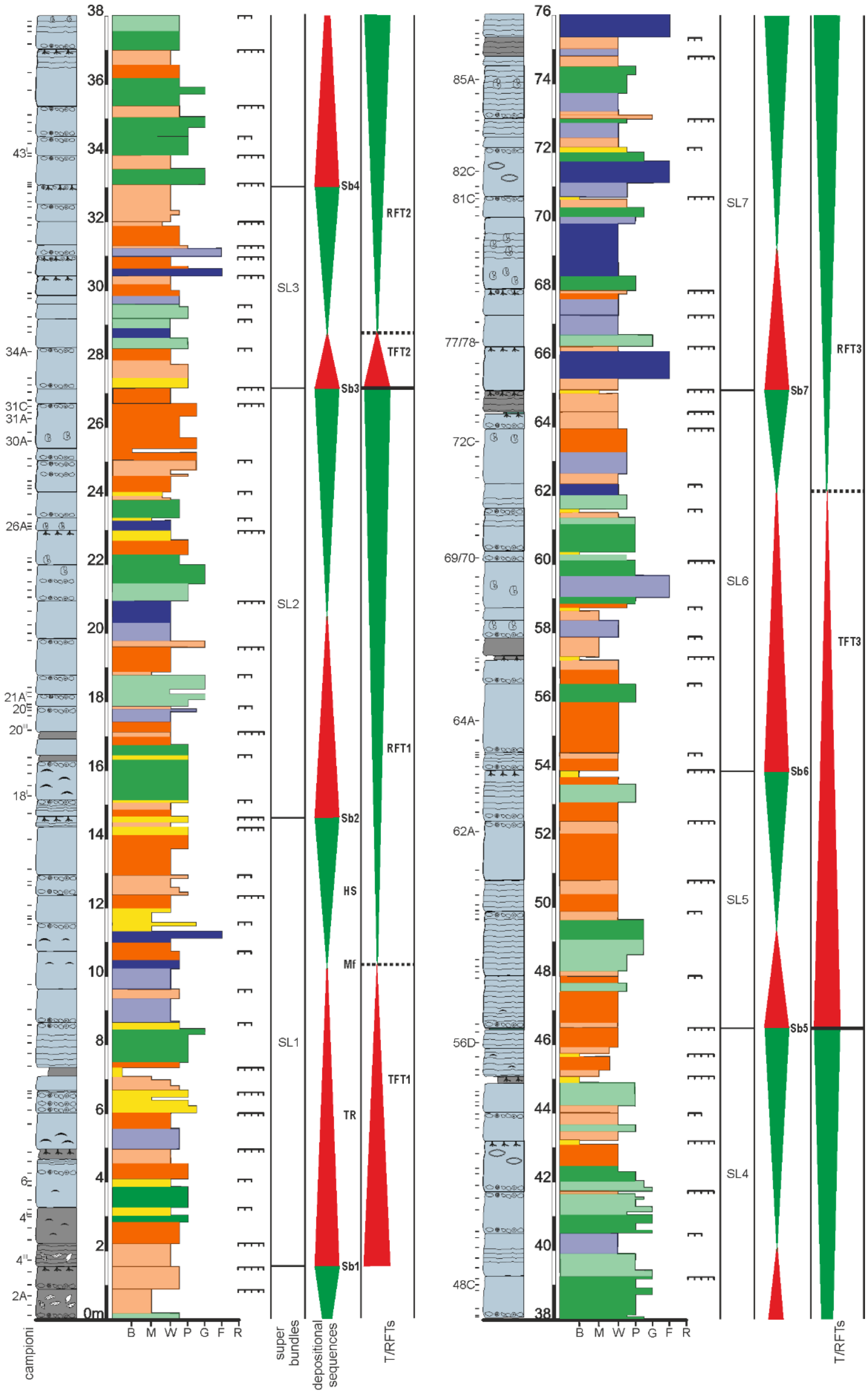
In accordo con (Husinec and Sokač, 2006, si veda Fig. 2 p. 421), *Falsolikanella danilovae* (= *Praturlonella danilovae*) supera, come nella sezione di San Lorenzello, la scomparsa di *C. capuensis* e scompare nel Barremiano. In accordo con Carras et al. (2006), molte specie di Salpingoporella (*S. melitae, S. muehlbergii, S. polygonalis, S. piriniae* e *S. heraldica*) non arrivano all'Aptiano inferiore. Ad ogni modo, *Salpingoporella muehlbergii* e *Salpingoporella melitae* sono ben diffuse nel Barremiano (Thešović et al., 2011). La comparsa di *Salpingoporella muehlbergii* nel Barremiano può essere controllata con le ammoniti. Infatti, la specie è stata trovata nella parte centrale della Formazione di Tirgan (Taherpour Khalil Abad et al., 2010, sezione di Arkan, NE Iran) o nella parte inferiore-centrale di questa (Bucur et al., 2019, sezione di Gelian), sotto lo strato a *Palorbitolina lenticularis.* Nella parte centrale della stessa formazione, sono state documentate ammoniti del Barremiano superiore (*Heteroceras* sp., sezione di Abad, a circa 35 km a W di Arkan, (Molaei et al., 2019) a conferma di questa attribuzione di età. Nella sezione di San Lorenzello non abbiamo elementi per datare univocamente il limite superiore dell'unità E, che potrebbe essere molto vicino al limite Barremiano-Aptiano.

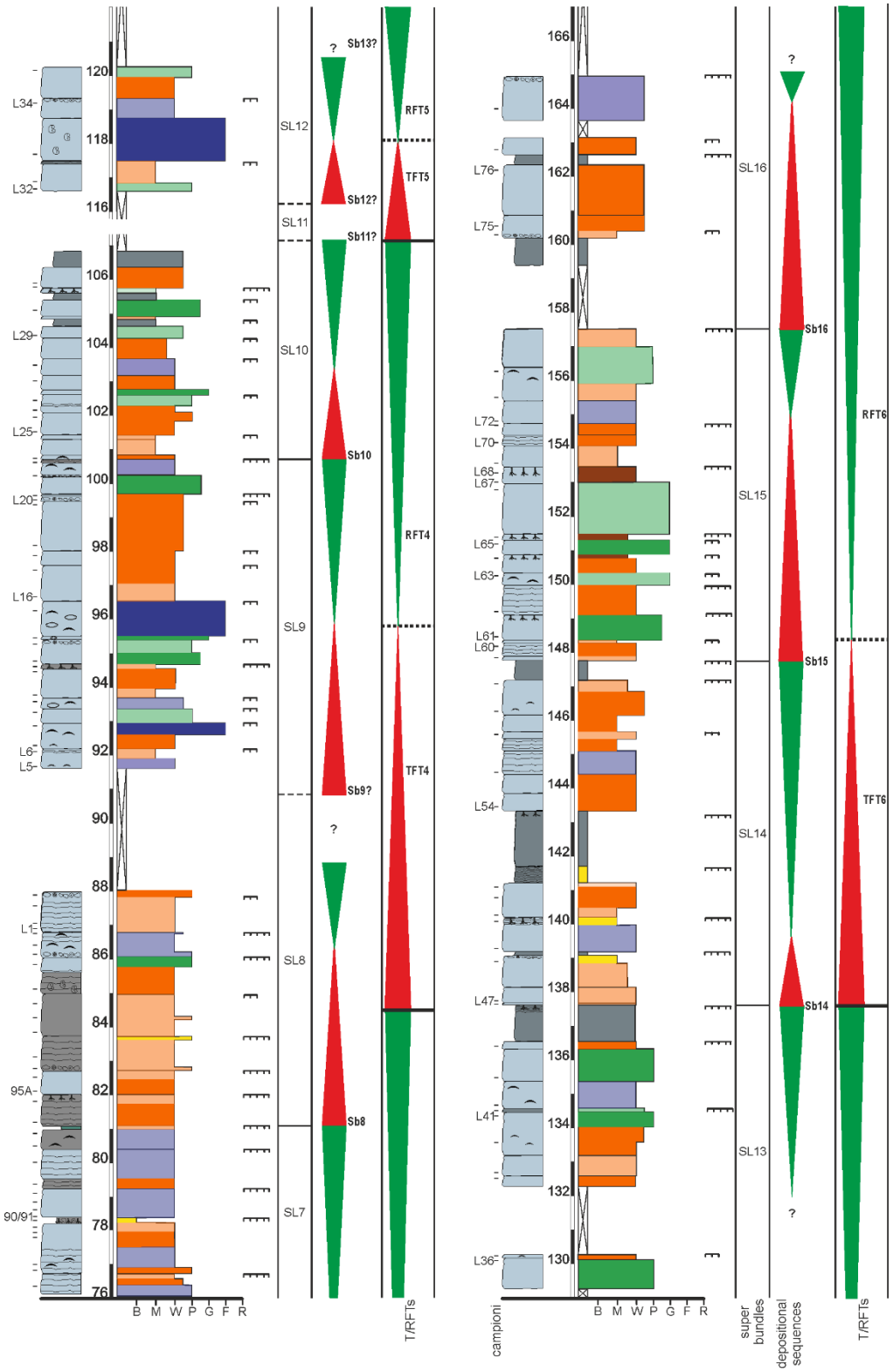
Unità F (227-238 m). Il limite inferiore di questa unità è definito dalle scomparse di *Actinoporella podolica*, *Praturlonella danilovae* e *Salpingoporella melitae*, mentre il limite superiore corrisponde al top della sezione.

6.4 – Ciclostratigrafia e stratigrafia sequenziale

La variazione verticale delle litofacies sopra descritte e il riconoscimento delle strutture diagenetiche precoci testimoniano un cambiamento sistematico della diagenesi primaria, da marina a meteorica, indicante l'oscillazione periodica del livello del mare. Riguardo lo *stacking pattern* delle facies si osserva che durante il Valanginiano c'è la predominanza di facies di laguna ristretta con scarsa circolazione e facies di barra sabbiosa, mentre dall'Hauteriviano al Barremiano inferiore oltre alle precedenti, si osservano facies di laguna con circolazione più aperta (Fig. 6.3.4). Nel Barremiano inferiore si trovano anche strati spessi di dolomia. Nel Barremiano superiore le facies di laguna aperta sono meno diffuse e si osserva una predominanza di facies di laguna ristretta corredate da fasi di emersione della piattaforma. Negli ultimi metri della successione si osserva un ritorno ad una prevalenza di depositi lagunari a circolazione più aperta.
La successione di San Lorenzello evidenzia, lungo la verticale, un'organizzazione ciclica delle litofacies e dei caratteri della diagenesi precoce, che esprime sistematiche variazioni degli originari ambienti sedimentari (Fig. 6.4). Queste ripetute oscillazioni ambientali registrano pertanto una ciclicità sedimentaria organizzata gerarchicamente secondo più ordini di frequenza in: cicli elementari, *bundle*, *superbundle* e cicli trasgressivo-regressivi (T/RFTs), (Amodio, 2006; D'Argenio et al., 1997). Tali unità cicliche, partendo da quelle di maggiore (cicli elementari) verso quelle di minore frequenza, (*bundle* e *superbundle*, T/RFTs) sono chiaramente individuabili alla scala rispettivamente del metro, dei 3-5m e degli oltre 10m. I cicli elementari ed i *bundle* sono stati ben definiti nei primi 86 m della successione e non sono stati oggetto di questo studio per i restanti metri qui presentati. È comunque indubbio che tale ciclicità di alta frequenza esista anche per la restante parte della successione. I cicli elementari si raggruppano sistematicamente in *bundle*, questi ultimi in *superbundle* ed i *superbundle* in T/RFTs. In particolare, considerando la variazione verticale dell'intensità dei processi della

diagenesi di ambiente subaereo descritta in precedenza, la ciclicità qui interpretata solo in termini di *superbundle* e T/RFTs risulta fisicamente visibile, suggerendo oscillazioni ambientali marcate da superfici di emersione con microkarst e/o debole pedogenesi o con paleokarst e/o pedogenesi spinta. Complessivamente sono stati individuati nella successione 24 *superbundle*, con spessore minimo e massimo rispettivamenti di 5 e 15 metri, organizzati in 10 T/RFTs, con spessore minimo e massimo di 14 e 26 metri. Del decimo T/RFT si riconosce solo la fase trasgressiva iniziale che comprende gli ultimi due *superbundle* (SL23 e SL24).
Una prima interpretazione in chiave stratigrafico-sequenziale è stata effettuata sulla base dell'individuazione delle principali superfici di discontinuità e di quelle di massimo approfondimento relativo del livello del mare.
È ormai nota l'applicabilità dei concetti della stratigrafia sequenziale alla scala delle parasequenze (circa 400ka) a successioni carbonatiche neritiche del Cretacico (D'Argenio et al., 1999, 2004; Ferreri et al., 2004), in quanto pur mancando le classiche geometrie deposizionali, attraverso una stratigrafia di alta risoluzione, è possibile individuare un'organizzazione ciclica delle facies (trend retro-progradazionali). Tutta la successione di San Lorenzello è stata interpretata in termini di stratigrafia sequenziale di alta risoluzione; infatti, i 24 *superbundle*, precedentemente individuati, testimoniando sistematiche oscillazioni relative del livello marino, sono assimilabili a mini-sequenze deposizionali, (SL1-SL24). I *superbundle*, in base allo stacking pattern in termini di spessore, evoluzione delle facies e dei caratteri della diagenesi precoce, sono fisicamente ben definiti, (cfr. D'Argenio et al., 1997; Mitchum and Van Wagoner, 1991; Montanez and Osleger, 1993; Raspini, 1998) e rappresentano il prodotto di periodici cambiamenti dello spazio di accomodamento determinati da eustatismo climatico controllato dalla variazione dei parametri orbitali (cicli di Milankovitch) (cfr. D'Argenio et al., 1997; De Boer and Smith, 1994; Longo et al., 1994; Pelosi and Raspini, 1993; Read et al., 1995; Schwarzacher, 1993). I limiti di *superbundle*, individuati in corrispondenza di orizzonti paleocarsici (talora associati a piccoli livelli argillosi) e/o di calcrete, possono essere considerati delle superfici di discontinuità, pertanto assimilabili a dei limiti di sequenza (SB). Le superfici di massimo approfondimento, individuate all'interno di cicli caratterizzati da una maggiore diffusione di litofacies relativamente più aperte, (Fig. 6.4) rappresentano le *maximum flooding surface* (MF). Come è noto le MF separano il trangressive system tract dall'highstand system tract, all'interno di ciascuna sequenza. Per quanto riguarda il lowstand system tract, esso non è fisicamente registrabile, trovandoci nel settore più interno di una piattaforma carbonatica, (D'Argenio et al., 1997, 1999; Schlager, 1992; Strasser et al., 1999). Il trangressive system tract è evidenziato da un passaggio verso l'alto da cicli relativamente più ristretti a cicli relativamente più aperti. L'highstand system tract è caratterizzato da trend di tipo aggradazionale o di tipo progradazionale ed è delimitato superiormente da una superficie di esposizione subaerea (SB). Infine, anche i T/RFTs, individuati sulla base dello stacking pattern dei superbundle, rappresentano sequenze di relativa più bassa frequenza (*sensu* D'Argenio et al., 2008, 1999). Ogni T/RFTs è formato da due o tre *superbundle* e limitato alla base ed al top da ben marcate superfici di discontinuità. 9 T/RFTs ed uno incompleto alla sommità della successione sono stati individuati. In accordo con precedenti studi, i *superbundle* rappresentano la registrazione del ciclo dell'eccentricità lunga (400ka; D'Argenio et al., 1997, 2011), mentre i T/RFTS sarebbero espressione di una ciclicità a più bassa frequenza (circa 800ka-1.2Ma; cicli del 3 ordine *sensu* Vail et al., 1991).


campioni
B M W P G F R
super bundles
depositional sequences
T/RFTs
0m
SL1
SL2
SL3
SL4
SL5
SL6
SL7
Sb1
Sb2
Sb3
Sb4
Sb5
Sb6
Sb7
HS
Mf
TR
RFT1
RFT2
RFT3
TFT1
TFT2
TFT3
2A
4
6
18
20
21A
26A
30A
31A
31C
34A
43
48C
56D
62A
64A
69/70
72C
77/78
81C
82C
85A


L34
L32
L29
L25
L20
L16
L6
L5
L1
95A
90/91
120
118
116
106
104
102
100
98
96
94
92
90
88
86
84
82
80
78
76
B M W P G F R
SL12
SL11
SL10
SL9
SL8
SL7
Sb13?
Sb12?
Sb11?
Sb10
Sb9?
Sb8
RFT5
TFT5
RFT4
TFT4
T/RFTs
L76
L75
L72
L70
L68
L67
L65
L63
L61
L60
L54
L47
L41
L36
166
164
162
160
158
156
154
152
150
148
146
144
142
140
138
136
134
132
130
B M W P G F R
campioni
SL16
SL15
SL14
SL13
Sb16
Sb15
Sb14
RFT6
TFT6
super bundles
depositional sequences
T/RFTs

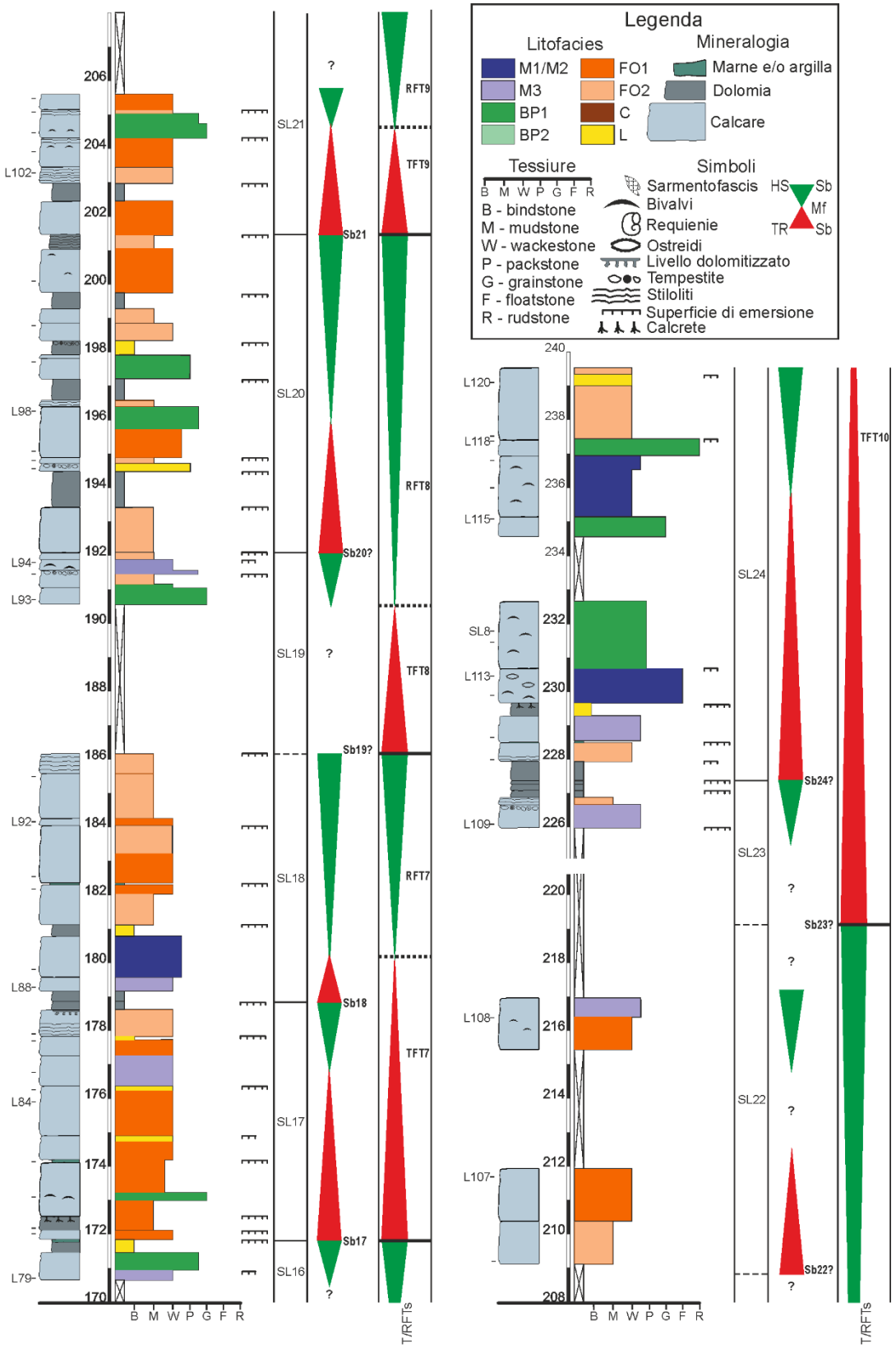


Fig. 6.4 – Evoluzione litostratigrafica e delle facies sedimentarie della successione di San Lorenzello interpretata anche in chiave ciclostratigrafica (superbundle) e stratigrafico-sequenziale (sequenze deposizionali e cicli trasgressivo-regressivi di più bassa frequenza, T/RFTs).

6.5 – Stratigrafia isotopica del Carbonio

Per la successione di San Lorenzello sono stati analizzati 128 campioni, con una spaziatura media di 0,9m/campione. La distanza massima tra due campioni in successione è stata di 10,8 m, in corrispondenza di un intervallo dove la copertura vegetale ha impedito una risoluzione spaziale inferiore di campionamento. La prima parte della curva, i primi 86 m, è stata precedentemente analizzata da Amodio et al. (2008).

L'utilizzo della stratigrafia isotopica del Carbonio su sedimenti di piattaforma carbonatica permette di studiare in maniera più dettagliata il record degli eventi paleoceanografici e paleoclimatici succedutisi nel tempo geologico. Nel momento in cui si interpreta il segnale del $\delta^{13}C$ registrato nelle sequenze carbonatiche di mare basso, è importante tener conto di eventuali risposte del trend isotopico in relazione alla sensibilità dei carbonati con i diversi fattori ambientali che entrano in gioco in tali ambienti sedimentari, quali l'evaporazione, la diagenesi, i processi biologici come la fotosintesi e la mineralogia non omogenea dei sedimenti, che possono provocare variazioni a scala locale sia verso valori positivi che negativi dei trend isotopici. Per poter effettuare una correlazione del segnale isotopico di questa successione, con le curve pelagiche di riferimento, è stato necessario effettuare un trattamento di "*smoothing*" ai valori analitici della curva del $\delta^{13}C$. Questa operazione ha permesso di ridurre l'effetto delle fluttuazioni di alta frequenza del segnale isotopico di carattere locale e di facilitare le correlazioni chemostratigrafiche tra le curve. In particolare, è stata eseguita una media mobile considerando finestre di ampiezza pari a tre valori, con uno shift, tra un punto mediato ed il successivo, uguale all'ampiezza della finestra. Ciò vuol dire che la media mobile, è stata attuata su un valore ogni tre. In questo modo, sono stati individuati 7 segmenti chemostratigrafici sulla base degli andamenti principali e dei picchi isotopici del $\delta^{13}C$ (Fig. 6.5):

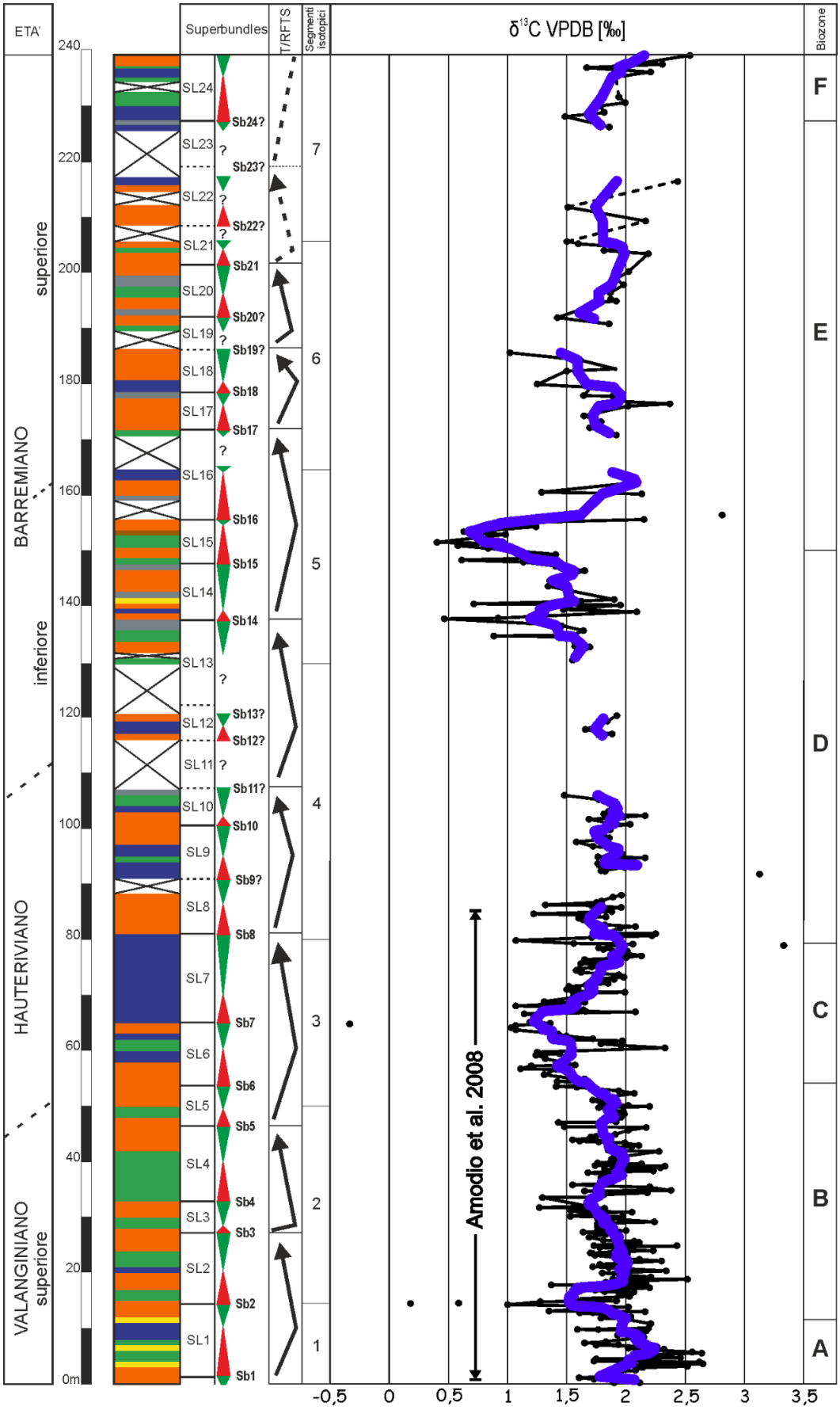


Fig. 6.5 – Curva del $\delta^{13}C$ di San Lorenzello (in azzurro la curva mediata), confrontata con le biozone e il *log* sedimentologico che rappresenta le associazioni di litofacies prevalenti lungo la successione.

Segmento 1 (0 m – 15 m). In questo primo segmento la curva mediata descrive una prima oscillazione: nei primi 10 m si vede un graduale aumento dei valori da +1,7‰ a +2,3‰, mentre nei 5 metri successivi i valori decrescono fino a +1,5‰.

Segmento 2 (15 m – 50 m). L'andamento della curva un breve trend positivo con valori che partono da +1,5‰ per poi attestarsi stabilmente sul +2‰ tra i 18 ed i 25 metri dalla base. Dai 25 ai 50 metri la curva descrive piccole oscillazioni con valori compresi tra +1,7‰ e +2‰. Pertanto tra 18 emetro 50 metri la curva mediata descrive sostanzialmente valori più o meno costanti compresi tra +1,7 e +2‰.

Segmento 3 (50 m – 80 m). In questo segmento i valori del $\delta^{13}C$ mostrano una più marcata oscillazione dapprima verso valori meno positivi, partendo da +1,7‰ ed arrivando al metro 65 a valori di +1,2‰, per poi gradualmente ritornare a valori più positivi pari a +2‰ al metro 80.

Segmento 4 (80 m – 130 m). A causa della copertura vegetale, questo segmento risulta il più discontinuo. Per gli intervalli che è stato possibile misurare la curva non mostra significative oscillazioni ed i valori si attestano intorno a +1,8‰.

Segmento 5 (130 m – 165 m). La prima parte di questo segmento è caratterizzato da valori che oscillano tra +1,7‰ e +1,5‰ fino al metro 148. Da questa altezza stratigrafica si registra un marcato trend negativo che culmina al metro 155, dove la curva mediata raggiunge il picco più negativo finora registrato, pari a +0,7‰. Al di sopra i valori tornano progressivamente ad aumentare fino ad arrivare a +2,1‰ a 165 metri dalla base.

Segmento 6 (165 m – 217 m). Questo segmento inizia subito dopo una prima interruzione (165 – 170 m) dovuta a copertura ed è formato due segmenti principali separati da un secondo intervallo coperto (186-190 m). I due segmenti misurati non registrano sostanzialmente oscillazioni significative; i valori mediati sono più o meno costanti compresi tra +2‰ e +1,5‰.

Segmento 7 (217 m – 239,5 m). Dopo i primi nove metri in cui non è stato possibile campionare, la curva descrive un ultimo trend tendenzialmente positivo con valori mediati che partono da +1,5‰ fino a raggiungere valori intorno a +2,2‰.

CAPITOLO 7: STRATIGRAFIA INTEGRATA DI ALTA RISOLUZIONE PER LA CALIBRAZIONE CRONOLOGICA DEGLI INTERVALLI

7.1 La successione di Petina

7.1.1 – Sequenze deposizionali ed eustatismo

In base alla suddivisione in biozone è stato possibile attribuire un'età cronostratigrafica alle sequenze deposizionali della successione di Petina. Per comprendere l'origine eustatica o meno dei T/RFTs individuati, queste sequenze sono state correlate con le sequenze globali recentemente rivisitate da Haq (2018) che, a loro volta, sono relazionate alla curva eustatica globale (Fig. 7.1.1). Il punto di partenza è stato ancorare alla scala geocronologica i limiti biostratigrafici individuati in questo lavoro: il Kimmeridgiano/Titoniano ed il Titoniano/Berriasiano. Pertanto, i principali RFT di Petina, dal numero 2 al numero 8, sono stati rispettivamente correlati con le *sequence boundaries* globali da JKi7 a JTi7 di Haq (2018). La maggior parte delle SB dei T/RFTs qui individuate possono essere considerate come *sequence boundaries* di terzo ordine. Osservando la curva di Haq tra il Kimmeridgiano superiore e il Berriasiano inferiore, le ampiezze delle oscillazioni eustatiche sono comprese tra i 70 e i 160 m e la durata delle sequenze globali è tra i 0,6 e i 1.2 Ma. Le durate dei T/RFTs di Petina stimate su scala ciclostratigrafica sono invece sempre pari ad 800 ka, ad esclusione del T/RFT n.5 di durata pari a 400Ka. Sulla base della correlazione con le sequenze deposizionali riferite in Haq (2018), i T/RFTs individuati nella successione di Petina sembrano avere solo in 3 casi (T/RFTs n. 6, 7, e 8) su 7 durate compatibili con la scala geocronologica di Ogg et al., (2016) usata da Haq (2018). I T/RFTs n. 2, 3 e 4 correlati rispettivamente con le sequenze globali JKi7-JTi1, JTi1-JTi2, JTi2-JTi3 mostrano infatti durate stimate su base ciclostratigrafica sempre inferiori rispetto a quelle globali. La sequenza di più breve durata JTi3 - JTi4, pari a circa 600 ka secondo la GTS (2016), corrisponderebbe al T/RFT n.5 (circa 400 ka) individuato nella serie di Petina (Fig. 7.1.1). Lacune sedimentarie di durata almeno pari a 200ka, ovvero corrispondenti alla durata di due *bundle*, sono segnalate al top del RTF n.4 (lacuna di tipo erosivo) ed alla base dei TFT n. 5 e n.6 (lacune di non deposizione, Fig. 7.1.1). Basandoci su questa correlazione, i T/RFTs della serie di Petina, risultano comunque essere controllati dall'eustatismo.

La curva eustatica di secondo ordine mostra un generale trend di innalzamento eustatico che culmina nel Kimmeridgiano-Titoniano, seguito da una lenta e progressiva caduta eustatica al limite Titoniano-Berriasiano, (Fig. 7.1.1). L'evoluzione verticale generale delle facies nella serie di Petina si mostra corrispondente con l'andamento del livello del mare globale di lungo termine sopradescritto. Un progressivo trend di approfondimento nelle facies di piattaforma in esame è suggerito da un progressivo incremento delle condizioni di alta energia (litofacies BP) che raggiungono la loro massima diffusione tra il T/RFTs n.3 e n.4, dopo di che la piattaforma mostra un progressivo trend di aumento delle facies lagunari (associazioni di litofacies FA) e tidali-sopratidali (associazioni di litofacies L e C), descrivendo un trend regressivo di lungo termine che culmina alla sommità del T/RFT n. 8 dove è posizionato il limite Titoniano/Berriasiano (Fig. 6.4). Su questa oscillazione di 2° ordine, le oscillazioni sopra descritte di più breve termine si sovraimpongono con variazioni in ampiezza anche dell'ordine dei 160 m. Di conseguenza, oltre alle lacune sedimentarie sopracitate ed indicate in Figura

7.1.1, non possiamo escludere l'omissione di interi *superbundle* in corrispondenza dei limiti tra i primi cinque T/RFT, dove sono più diffuse le facies tidali/sopratidali e sono presenti superfici di emersione più marcate. Tali picchi regressivi si correlano infatti con fasi di stazionamento basso della curva eustatica del terzo ordine. Inoltre, non è da escludere la presenza di lacune sedimentarie anche in corrispondenza degli intervalli coperti da vegetazione (rispettivamente nel superbundle P2 ed al limite tra il P16 ed il P17).

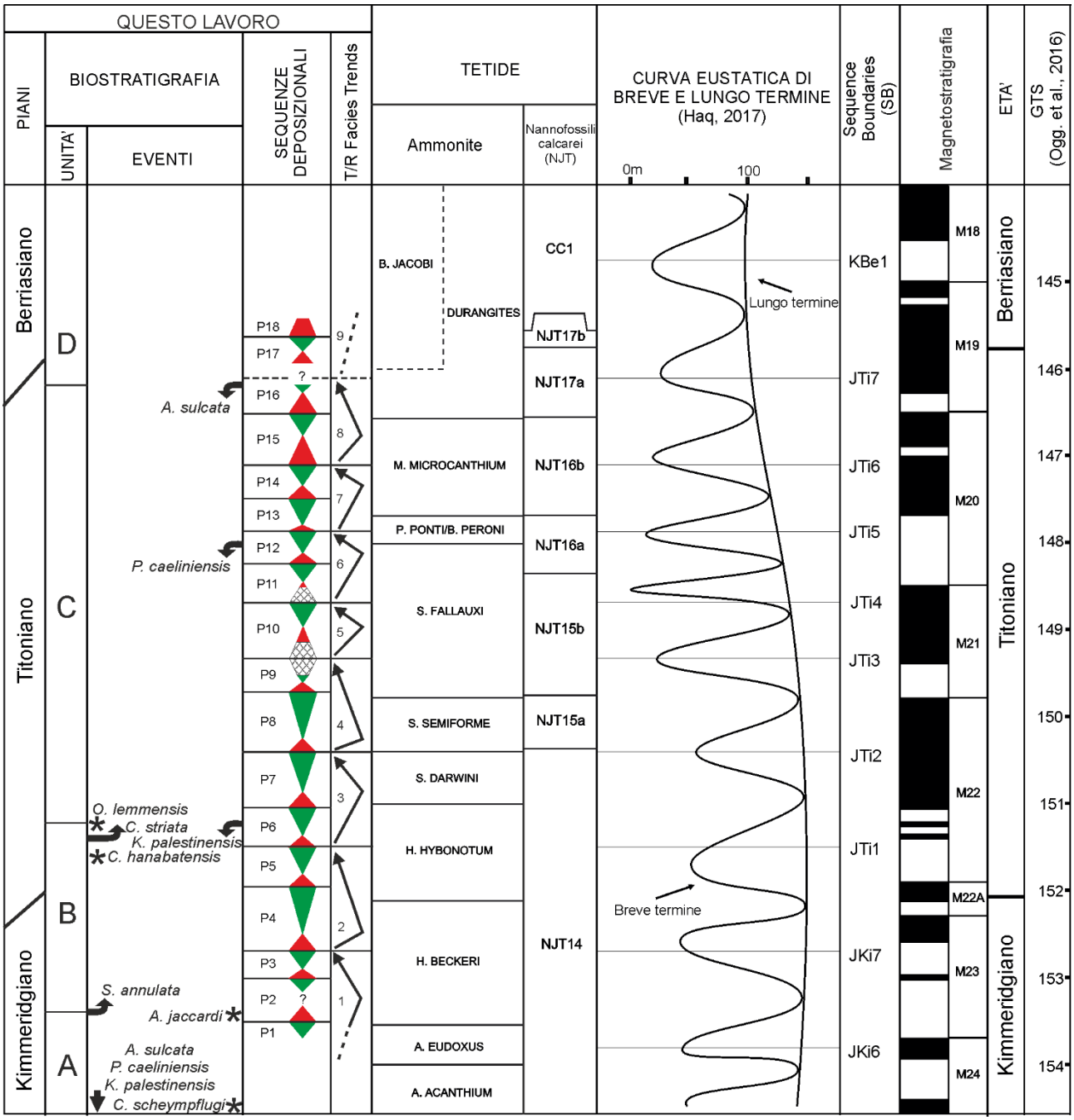


Fig. 7.1.1 - Schema stratigrafico-sequenziale (superbundles e T/RFTs) e degli eventi biotici di Petina affiancato alle SB globali revisitate da Haq (2018), ancorate alla curva eustatica ricostruita tra il Kimmeridgiano pp. ed il Berrasiano pp. Le biozone ad ammoniti e nannofossili calcarei della Tetide sono inoltre affiancate alla magnetostratigrafia e alla scala geocronologica di Ogg et al., (2016).

7.1.2 – La ciclostratigrafia e la scala geologica

Il passaggio Giurassico – Cretacico è caratterizzato dall'incremento di un provincialismo di flora e fauna e dall'assenza di un significativo *turnover* delle specie. L'incertezza della correlazione biostratigrafica inter-regionale costituisce un problema globale per questo intervallo e le datazioni assolute sono ancora scarse e in conflitto tra di loro (Gradstein et al., 2004, 2012; Pálfy, 2008; Pálfy et al., 2000; Remane, 1991; Vennari et al., 2014; Wimbledon, 2008, 2017; Wimbledon et al., 2011, 2013). Ciò ha portato a numerose proposte per la durata del Titoniano, che va dai 5.3 ai 7.1 milioni di anni, relativamente alle ultime due scale geocronologiche GTS2004 e GTS2012. Recentemente, la GTS2012 è stata aggiornata a 6.4Ma da Ogg et al. (2016) e il passaggio Giurassico – Cretacico è stato posizionato alla base della Zona a *Calpionella*.
Anche se la ciclostratigrafia è diventata uno strumento importante per la calibrazione della scala geologica (Ogg and Hinnov, 2012a, 2012b) e, quasi tutto il Giurassico e il Cretacico sono stati calibrati usando i cicli astronomici, specialmente i cicli di eccentricità di lungo e breve termine, la durata del Titoniano risulta essere, come visto, ancora incerta e non ben calibrata con la magnetostratigrafia e le datazioni assolute (Huang et al., 2010; Ogg and Hinnov, 2012a; Pálfy, 2008; Pálfy et al., 2000). Quindi, di notevole importanza, risultano essere i lavori che mostrano un controllo dei cicli di Milankovitch sul record sedimentario; tra questi è importante menzionare i contributi di Molinie and Ogg (1992) per il Calloviano – Valanginiano del Pacifico del Nord, Melnyk et al. (1994) per il Kimmeridgiano – Portlandiano del Bacino di Wessex, Park and Fürsich (2001) per il Titoniano di Solnhofen (Germania), Husinec and Fred Read (2007) per il Titoniano della piattaforma Adriatica, Kietzmann et al. (2015, 2018) e Martínez et al. (2018) per il Titoniano – Berriasiano del Bacino di Neuquén (Argentina). A questo punto anche attraverso la cronostratigrafia orbitale effettuata sulla serie in esame è possibile stimare, in base al numero dei *bundle* e *superbundle* presenti, una durata minima di 5.0 Ma per il Titoniano. Pertanto, non considerando gap di lunga durata, tale stima si avvicina ai 5.3Ma della GTS 2012 ed ai 5.67Ma calcolati su base ciclostratigrafica su una successione di rampa carbonatica del Bacino di Neuquén in Argentina da Kietzmann et al. (2018), dove una solida calibrazione temporale è ricavata da una biozonazione ad ammoniti e dalla magnetostratigrafia. Una differenza di 1.4Ma è invece presente tra la durata stimata per la serie di Petina rispetto alla scala di Ogg et al. (2016), adottata da Haq (2018).

7.1.3 – Eventi biotici e variazioni del livello marino

Sulla base della suddivisione in biozone ad alghe calcaree e foraminiferi bentonici ottenuta in accordo con gli schemi biozonali tetidei (Bucur and Săsăran, 2005; Carras et al., 2006; Chiocchini et al., 2008; De Castro, 1991; Nikler and Sokac, 1970), è stato possibile attribuire alla successione di Petina un'età compresa tra il Kimmeridgiano superiore *p.p.* e il Berriasiano inferiore *p.p.* Lungo la successione sono stati individuati due principali eventi di First Occurrence (FO): *S. annulata* e *C. striata* e tre di Last Occurrence (LO): *K. Palestiniensis*, *P. caelinensis* e *A. sulcata* (*C. jurassica*), (Fig. 7.1.1). Specie raramente documentate e di breve durata, ma degne di nota sono indicate con gli asterischi: *A. jaccardi*, un foraminifero presente nell'unità A alla base della successione, ma di utile segnalazione in quanto presente anche nel Tetide settentrionale (Bucur and Săsăran, 2005; Pop and Bucur, 2001) e *C. hanabatensis*, presente nella parte sommitale dell'unità B e che identifica il passaggio Kimmeridgiano-

Titoniano (Granier, 2000); quest'ultimo è stato posizionato verso la fine della distribuzione di *K. palestiniensis* e poco prima della comparsa di *C. striata*.
K. Palestiniensis, *P. caelinensis* e *A. sulcata* (*C. jurassica*) sono taxa molto caratteristici del Giurassico superiore, già presenti precedentemente al Kimmeridgiano alto (Bucur and Săsăran, 2005; Mircescu et al., 2016; Pop and Bucur, 2001). In particolare, *A. sulcata* è presente in maniera costante nei primi 110 m di successione scomparendo alla base del Cretacico.
La calibrazione cronostratigrafica degli eventi biotici presenti nella sezione di Petina, pur se esigui, permette di fare delle considerazioni generali in relazione alla curva eustatica.
Considerando le specie comparse precedentemente l'intervallo studiato e le FO di *S. annulata* e *C. striata*, è evidente che le Unità dalla A alla C ricadenti nel tratto terminale del Giurassico risultano le relativamente più ricche e diversificate. Infatti, numerose altre specie, anche se non significative di questo intervallo, sono state segnalate e descritte nel cap. 5 (par. 5.3). Questa condizione risulta coincidente e quindi collegabile alla fase di stazionamento alto di lungo termine che raggiunge il suo picco alla base dell'unità C, ovvero nel Titoniano basale, da dove successivamente vengono documentati i tre eventi di LO: *K. Palestiniensis*, *P. caelinensis* e *A. sulcata* (*C. jurassica*), (Fig. 7.1.1). Questi ultimi possono, invece, essere correlati con la successiva caduta eustatica che culmina al limite Giurassico-Cretacico. Il tratto di Cretacico basale studiato, pur se spesso poco più di una decina di metri, presenta una evidente scarsità di taxa presenti.
Nel complesso, data la scarsità di bioeventi a Petina, non appare possibile fare ulteriori considerazioni in relazione a specifici trend delle facies, né a superfici marker di *superbundles* e T/RFTs.
Rispetto alla successione di San Lorenzello, dove è stata portata a termine anche una calibrazione tramite la curva di alta risoluzione del carbonio (vedi par.7.2), per la successione di Petina è possibile fare allo stato attuale solo delle correlazioni con le biozone ad ammoniti e nannofossili calcarei utilizzati nello schema di Haq (2018).
La segnalazione di *A. jaccardi* e la FO di *S. annulata* che individuano il limite tra l'unità A e B, ricadono esattamente alla base della biozona a *H. beckeri* e all'interno della biozona a nannofossili calcarei NJT14.
La FO di *C. striata,* la segnalazione di *C. hanabatensis* e LO di *K. Palestiniensis*, al limite tra le unità B e C, ricadono nella parte superiore della biozona ad ammoniti *H. Hybonotum* ed all'interno della biozona NJT14.
La LO di *P. caelinensis*, all'interno della unità C ricade al limite tra le biozone *S. fallauxi* e *P. ponti/B. peroni* ed all'interno della biozona a nannofossili NJT16a.
Infine, la LO di *A. sulcata* (*C. jurassica*), che individua il limite tra le unità C e D, ovvero il limite Giurassico-Cretacico è compresa nella biozona *Durangites*, ma sembrerebbe essere alla base di *B. jacobi*; la LO di *A. sulcata* ricade, inoltre, all'interno della biozona a nannofossili calcarei NJT17a.

7.2 – La successione di San Lorenzello

7.2.1 – Correlazione della curva del $\delta^{13}C$ con curve di riferimento di piattaforma e bacino

La curva del $\delta^{13}C$ di San Lorenzello è stata correlata con altre cinque curve isotopiche del $\delta^{13}C$ presenti in letteratura: tre successioni di bacino, la serie composita del Bacino Umbria–Marche (Valanginiano-Aptiano inf., Sprovieri et al., 2006), quella del Bacino Vocontiano (Valanginiano-Aptiano inf, Föllmi et al., 2006) e quella del Cismon, Bacino di Belluno (Hauterviano sup- Aptiano inf.; Erba et al., 1999) e due successioni di piattaforma carbonatica (Fig. 7.2.1.1), Cluses, appartenente alla Piattaforma Urgoniana (Barremiano-Aptiano inf.; Huck et al., 2013) e quella di Mljet, appartenente alla Piattaforma Adriatica (Valanginiano sup.-Aptiano inf.; Husinec and Read, 2018). Le curve bacinali sono state scelte in quanto ben calibrate: su base magnetostratigrafica e biostratigrafica (biozone ad ammoniti e nannofossili) la curva del Bacino Umbrio–Marchigiano, sulla base delle biozone ad ammoniti, foraminiferi plantonici e nannofossili la curva del Bacino Vocontiano; sulla magnetostratigrafia e sulle biozone a foraminiferi planctonici la curva del Bacino di Belluno. Le successioni di piattaforma, invece, sono calibrate solo su base biostratigrafica (orbitoline per Cluses e foraminiferi bentonici ed alghe verdi per Mljet), ma presentano una curva del $\delta^{13}C$ di elevata risoluzione, comparabile con quella di San Lorenzello. Questa correlazione tra la curva del $\delta^{13}C$ di mare basso analizzata nella presente tesi e le curve di riferimento sopra citate, è stata portata avanti considerando sette segmenti isotopici (Fig. 7.2.1.1). Marker di riferimento della correlazione sono stati i limiti Valanginiano-Hauteriviano e Hauteriviano-Barremiano.
Dal basso verso l'alto, i segmenti correlati vengono qui di seguito descritti seguendo in tutte le successioni le curve mediate (Fig. 7.2.1.1).

- il primo segmento di San Lorenzello è stato correlato con le successioni dei bacini di Umbria- Marche e Vocontiano, riportando i risultati di Amodio et al. (2008). Questo tratto di curva rappresenta la porzione finale dell'evento Weissert;

- il secondo segmento è delimitato alla base dalla fine dell'evento Weissert e al top dal passaggio Valanginiano – Hauteriviano. Esso mostra una progressiva diminuzione dei valori del $\delta^{13}C$ con una debole escursione positiva in prossimità del limite Valanginiano-Hauteriviano a San Lorenzello, nei bacini Vocontiano e Umbria-Marche. Quest'ultima escursione appare più marcata nella serie di Mljet, dove il limite Valanginiano-Hauteriviano è stato riposizionato più in alto rispetto a quello indicato da Husinec and Read (2018), in quanto gli autori pongono questo limite incerto ed in corrispondenza di un intervallo del tutto dolomitizzato.

- Il terzo segmento mostra prima un andamento decrescente e poi crescente dei valori del $\delta^{13}C$. Questa ampia oscillazione è ben registrata nelle successioni correlate ad esclusione del serie del Bacino Umbro-Marchigiano.

- Il quarto segmento mostra sostanzialmente un plateau di valori a San Lorenzello come anche a Cismon. Esso termina superiormente in corrispondenza del limite

Hauteriviano-Barremiano. Nelle altre successioni ad un iniziale plateau di valori, si passa ad un progressivo aumento dei valori del $\delta^{13}C$. C'è da notare come la serie in esame e Mljet non presentino valori al top di questo intervallo.

- il quinto segmento è stato correlato con tutte e cinque le successioni di riferimento e comprende l'intero Barremiano inferiore, ma sia a San Lorenzello che a Mljet non abbiamo dati isotopici per la porzione inferiore. Nella porzione superiore è presente un trend verso valori progressivamente più negativi seguito da uno shift verso valori più positivi del $\delta^{13}C$ in entrambe le successioni. Un picco negativo nella parte alta del Barremiano inferiore appare chiaramente registrato in tutte le successioni.

- il sesto segmento comprende quasi tutto il Barremiano superiore. Si presenta poco dettagliato e discontinuo nella porzione superiore di San Lorenzello e delinea, pur con piccole oscillazioni, valori più o meno costanti del $\delta^{13}C$, analogamente alla curva di Mljet, Cluses e del bacino Vocontiano; più marcatamente positivi sono invece i valori del $\delta^{13}C$ nella serie del Cismon e del bacino Umbro-Marchigiano.

- Nell'ultimo breve segmento al top di San Lorenzello la curva tende a valori più positivi rispetto all'intervallo precedente, comprendendo la parte finale del Barremiano superiore, subito prima del passaggio Barremiano–Aptiano. Suddetto limite, escludendo le curve di Mljet e San Lorenzello, registra una netta inversione di tendenza dei valori del $\delta^{13}C$. Un marcato picco negativo cade in corrispondenza del limite stesso. L'assenza di questo picco negativo consente di dedurre che la porzione più alta della successione di San Lorenzello non raggiungerebbe la base dell'Aptiano.

Prendendo in esame la successione di San Lorenzello e quella di Mljet (Husinec & Read 2018, Fig. 7.2.1.2) notiamo che, mentre lo spessore del Barremiano, in entrambe le successioni, risulta comparabile, questo non accade per quello relativo all'Hauteriviano. Infatti, lo spessore dell'Hauteriviano nella successione di Mljet è poco più del doppio di quello di San Lorenzello. C'è da notare che entrambe le sezioni appartengono a domini di piattaforma interna e pertanto i tassi di sedimentazione dovrebbero essere del tutto comparabili. Questa evidente differenza di spessore può essere attribuibile a varie motivazioni. Una importante limitazione è rappresentata dalla evidente mancanza di dati che non consente di analizzare cosa accade in corrispondenza del limite Hauteriviano-Barremiano; non è pertanto possibile escludere del tutto la presenza di lacune stratigrafiche. D'altronde in corrispondenza dei limiti dei T/RFTs potrebbero essere presenti lacune di non deposizione, in quanto superfici di emersione particolarmente evidenti ed associate ad erosione della piattaforma, non sono state riscontrate in affioramento.
Invece la serie di Cluses durante il Barremiano inferiore presenta uno spessore di poco più del doppio di San Lorenzello. Cluses, però a differenza delle due successioni di mare basso sopradescritte, mostra facies di rampa aperta ad alta energia ricche in bioclasti che presentano tassi di sedimentazione particolarmente elevati, mentre San Lorenzello come Mljet presentano facies più tipicamente lagunari alla stessa altezza stratigrafica.

Questa correlazione isotopica mostra anche che la distribuzione di taxa comuni, quali *C. capuensis*; *S. muehlbergii* e *S. melitae*, risulta essere non sincrona tra la Piattaforma Appeninica e quella Adriatica. Il passaggio Hauteriviano–Barremiano cade infatti in un intervallo problematico in entrambe le successioni come sopra riportato, fermo restando che la distribuzione di questi taxa potrebbe essere influenzata da fattori locali.
Ciò nonostante, la correlazione isotopica tra i record di piattaforma e bacino consente una calibrazione cronostratigrafica delle sequenze deposizionali e dei cicli trasgressivo/regressivi (T/RFTs) e dei principali eventi biotici di San Lorenzello.

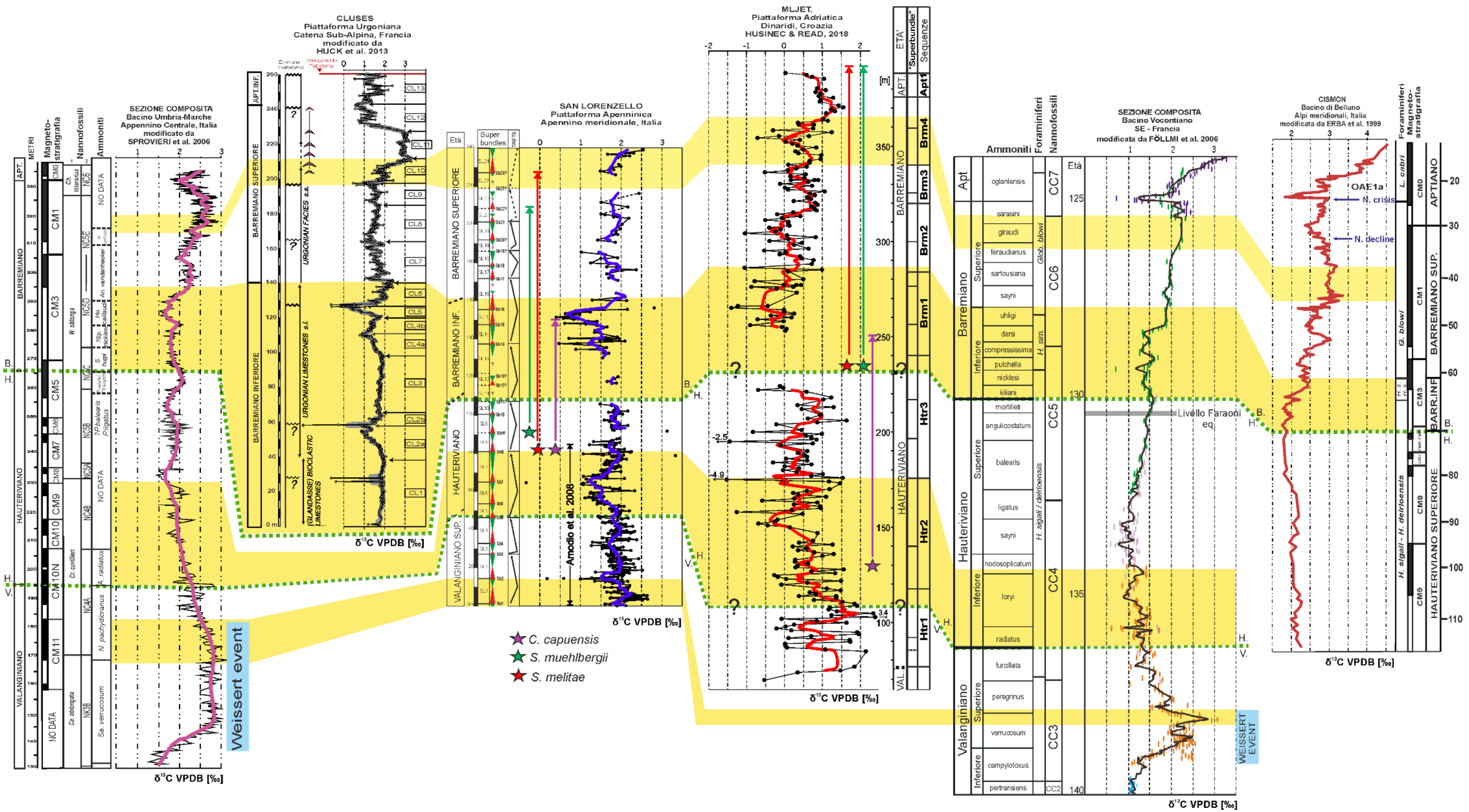


Fig. 7.2.1.1 – Correlazione isotopica tra la successione di San Lorenzello e le successioni di piattaforma e bacino prese in esame.

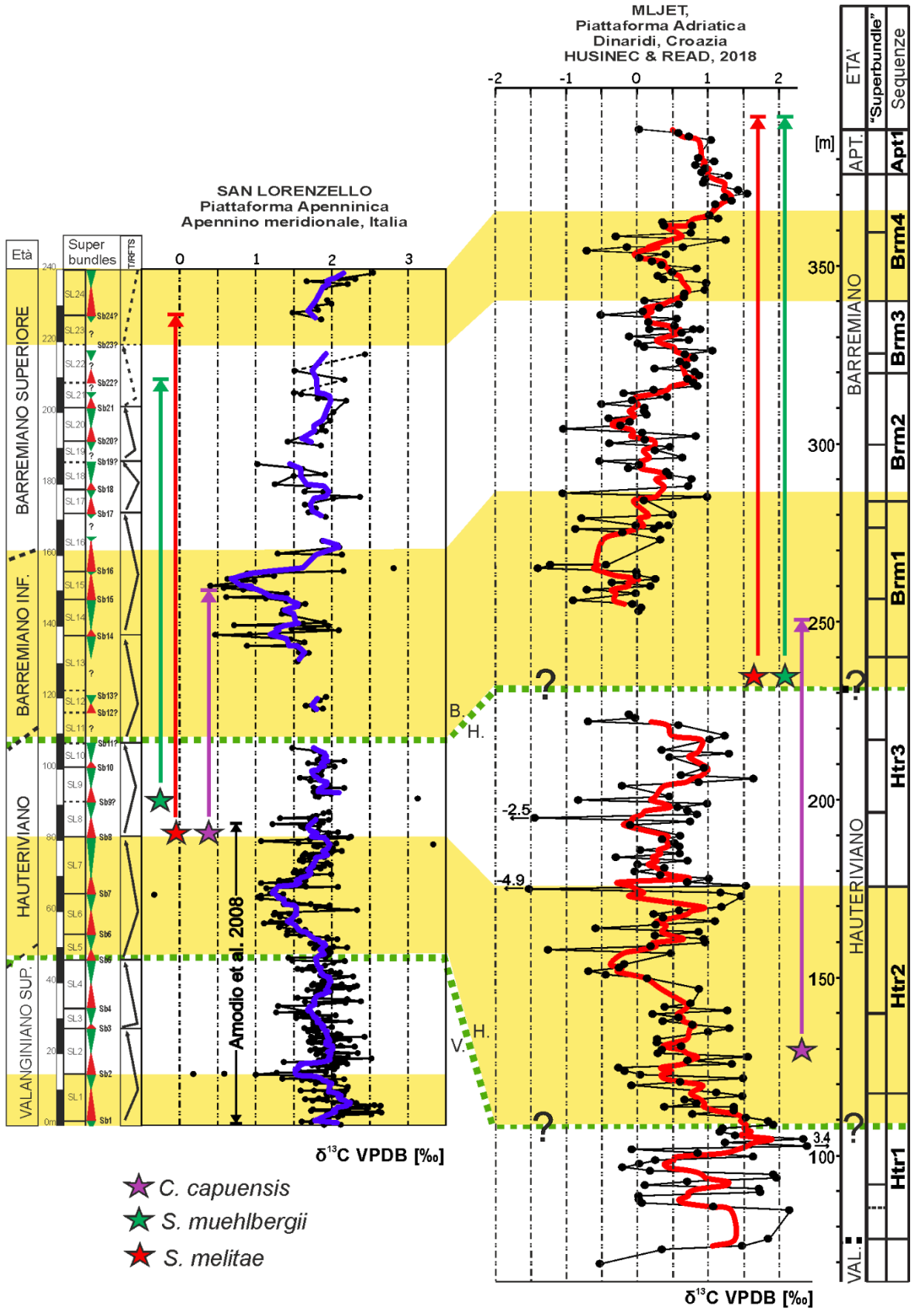


Fig. 7.2.1.2 – Confronto in dettaglio tra la curva isotopica di San Lorenzello e quella di Mjlet (modificata da Husinec & Read 2018).

7.2.2 – Sequenze deposizionali ed eustatismo

Per poter definire l'origine eustatica o meno dei T/RFTs di San Lorenzello, queste sequenze in base alla loro età cronostratigrafica ottenuta attraverso l'uso combinato delle biozone individuate e della stratigrafia isotopica, sono state correlate con le sequenze globali recentemente rivisitate da Haq (2014). Queste sequenze di Haq a loro volta sono ancorate alla curva eustatica (Fig. 7.2.2, Amodio et al., 2020). In primo luogo, i principali limiti tra i piani sono stati presi in considerazione: il Valanginiano-Hauteriviano, (validato da Amodio et al., 2020), l'Hauteriviano-Barremiano, individuato in questo lavoro attraverso l'uso combinato di biostratigrafia e stratigrafia isotopica. Pertanto, i principali RFT di San Lorenzello, dal numero 2 al numero 8, sono stati rispettivamente correlati con le *sequence boundaries* globali da KVa4 a KBa4 di Haq (2014), ad eccezione del limite di sequenza KHa2 che insieme alla KHa1 corrisponde ad una sequenza più breve, circa 400ka secondo la GTS (2012). Pertanto, la sequenza KHa1-KHa2 potrebbe corrispondere al superbundle SL8 individuato a San Lorenzello (Fig. 7.2.2). Su queste basi le durate dei T/RFTs stimate su scala ciclostratigrafica (tra 800ka e 1.2Ma) e correlate a scala globale con le sequenze di Haq (2014), appaiono avere durate molto compatibili con la scala geocronologica adottata da Haq stesso. La maggior parte delle SB dei T/RFTs qui individuate possono essere considerate come *sequence boundaries* di terzo ordine.

Osservando la curva di Haq tra il Valanginiano superiore ed il Barremiano, le ampiezze delle oscillazioni eustatiche variano da 20 a 100 m e la durata delle sequenze di Haq è compresa tra i 0.4 e i 2.2 Ma. Basandoci su questa correlazione, la maggior parte dei T/RFTs risultano controllati dall'eustatismo. La ciclicità sedimentaria è ampiamente documentata nelle serie di piattaforma e di bacino cretacici (Amodio et al., 2011; Bover-Arnal et al., 2014; Graziano and Raspini, 2015, 2018; Hardenbol et al., 1998; Hillgärtner and Strasser, 2003; Husinec and Read, 2018; Mircescu et al., 2019; Peropadre et al., 2013) e più recentemente è stata attribuita al glacioeustatismo (Gresélle and Pittet, 2010; Haq, 2014; Maurer et al., 2013). Così come già evidenziato nei lavori precedenti (Amodio et al., 2008; Ferreri et al., 2004), i depositi peritidali del Valanginiano superiore sono caratterizzati da *gaps* sedimentari (alla base di SL3 e SL5, ognuno con durata di circa 200 ka). Questi *gaps* ricadono infatti in corrispondenza della caduta eustatica di secondo ordine, a sua volta associata ad un evento freddo ipotizzato da diversi studi nel Valanginiano superiore (es. McAnena et al., 2013; Meissner et al., 2015; Miller et al., 2005; Mutterlose et al., 2009; Price et al., 2018; Weissert and Erba, 2004). Il successivo trend di approfondimento nelle facies di piattaforma è suggerito da un progressivo incremento delle condizioni di alta energia (associazione di litofacies BP) in corrispondenza del limite Valanginiano–Hauteriviano seguito da una maggiore diffusione di facies di laguna più aperta (associazione di litofacies M) durante l'Hauteriviano (Fig. 6.3.4; 6.4). In questo intervallo, infatti, troviamo orizzonti ricchi in bivalvi, mentre le facies tidali sono rare. Questa evoluzione verticale delle facies è consistente con la risalita del livello del mare globale di lungo termine che parte nel Valanginiano superiore e culmina nel Barremiano (Haq 2014, Fig. 7.2.2). Non possiamo però escludere la presenza di altri *gaps* (equivalenti a uno o più superbundle) che potrebbero coincidere con gli intervalli coperti da vegetazione (rispettivamente a 90, 110 e 130 m dalla base). Nel Barremiano inferiore e parte bassa del Barremiano superiore, abbiamo un ritorno a condizioni di laguna più ristretta (associazione di litofacies FO) con più frequente

presenza di intervalli dolomitizzati, mentre nella porzione più alta del Barremiano superiore è evidente un ritorno a condizioni di facies di più alta energia e di laguna più aperta (associazioni di litofacies BP e M, Fig. 6.3.4; 6.4). Questa evoluzione paleoambientale appare essere coerente con la caduta eustatica di lungo termine che inizia nel Barremiano e termina nell'Aptiano. Ma d'altra parte la fase trasgressiva registrata a San Lorenzello tra SL23 e SL24, potrebbe essere correlata con la risalita eustatica a più breve termine (3° ordine) corrispondente a parte della sequenza KBa4–KBa5. Quest'ultima sembra essere caratterizzata da un'oscillazione eustatica di circa 100 m e terminerebbe al passaggio Barremiano–Aptiano (Fig. 7.2.2).

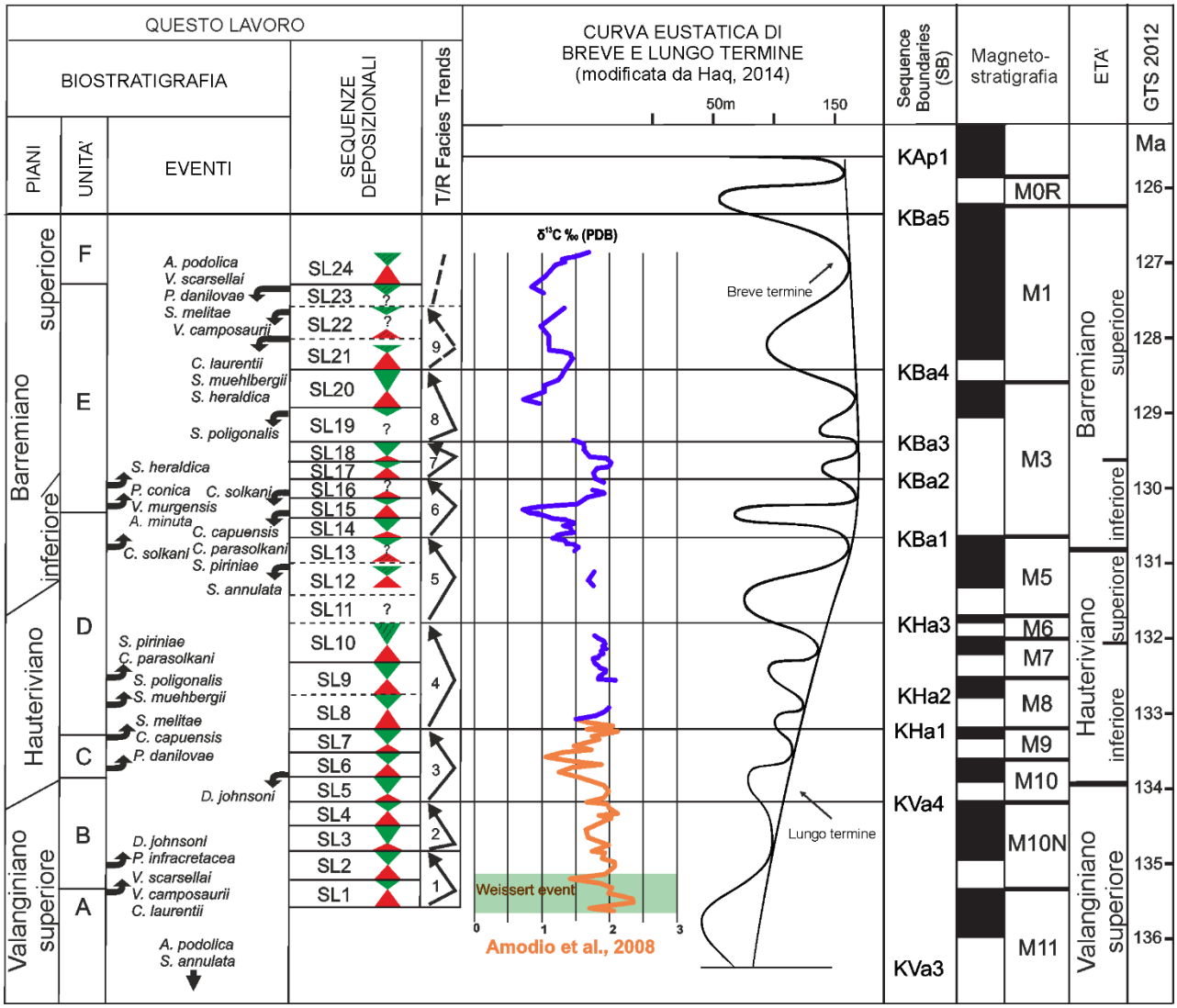


Fig. 7.2.2 – Schema stratigrafico-sequenziale (*superbundle* e T/RFTs) e degli eventi biotici di San Lorenzello affiancato alle SB globali revisitate da Haq (2014) e ancorate alla curva eustatica Valanginiano-Barremiana e alla magnetostratigrafia e geocronologia relative all'intervallo temporale preso in esame (Modificato da Amodio et al., 2020).

7.2.3 – Eventi biotici e variazioni del livello marino

Sulla base della biozonazione ad alghe verdi e foraminiferi bentonici ottenuta ed integrata con gli schemi biozonali di riferimento (Carras et al., 2006; Chiocchini et al., 2008; De Castro, 1991), la sezione di San Lorenzello ha un'età compresa tra il Valanginiano superiore *p.p.* ed il Barremiano superiore *p.p.* Le unità biostratigrafiche A e B ricadono nel Valanginiano superiore ed all'interno dell'unità B è presente il limite Valanginiano – Hauteriviano, posizionato tra i 40 ed i 50 m dalla base della successione. Questa transizione comincia con il rinvenimento di *V. laurentii* e termina con l'ultima apparizione di *D. johnsoni* e la prima comparsa di *P. danilovae*. Questi risultati mostrano chiaramente che il limite Valanginiano – Hauteriviano ricade circa 10 m sotto, nella sequenza SL5, rispetto a quello che fu indicato da Ferreri et al., (2004), ovvero nella sequenza SL6. Amodio et al. (2008) erano giunti alla stessa conclusione, mostrando come questo limite posizionato sulla base della correlazione isotopica nell'SL5, non coincidesse con quello attribuito su base biostratigrafica nell'SL6 da Ferreri et al., (2004). La revisione biostratigrafica effettuata in questa tesi e pubblicata da Amodio et al. (2020), relativa ad i primi 86 metri studiati nei precedenti lavori, pone definitivamente accordo tra i dati isotopici e quelli biostratigrafici sulla posizione del limite Valanginiano – Hauteriviano, posto, pertanto, alla base della sequenza SL5.
La calibrazione cronostratigrafica degli eventi biotici presenti nelle sequenze deposizionali della sezione di San Lorenzello permette di correlarli con la curva eustatica (Amodio et al., 2020). Lungo la successione sono stati individuati nove eventi principali di First Occurrence (FO) e otto di Last Occurrence (LO, Fig. 7.2.2) riguardanti le alghe verdi ed i foraminiferi bentonici. In particolare, si osservano tra i primi eventi di comparsa quelli delle tre specie di *Vercorsella* nella sequenza SL1, cui seguono le comparse di *D. johnsoni* e *P. infracretacea* nella sequenza SL2. Tutti questi eventi si riscontrano nel Valanginiano sup., subito dopo la caduta eustatica del Valanginiano medio. *S. annulata* e *A. podolica*, sono specie ben documentate nel dominio tetideo e compaiono ben prima del Valanginiano sup. Queste due specie sono ampiamente diffuse fino alla parte alta dell'Hauteriviano per la *S. annulata* (SL12) e fino alla fine del Barremiano per la *A. podolica* (SL23). Degna di nota è la distribuzione di *D. johnsoni*, tutta compresa nel Valanginiano superiore, tra la fine dell'evento Weissert ed il limite Valanginiano – Hauteriviano (Barattolo et al., submitted). Molti eventi di FO che comprendono il genere *Salpingoporella*: *S. melitae*, *S. muehbergii*, *S. poligonalis* e *S. piriniae*, insieme a *P. danilovae*, *C. parasolkani* e *C. capuensis*, caratterizzano la progressiva risalita del livello del mare hauteriviana documentata chiaramente dalla curva di Haq. Di fatto durante l'Hauteriviano nessuna delle specie riconosciute scompare. Gli ultimi tre principali eventi di FO, che includono *C. solkani*, *A. minuta*, *P. conica*, *V. murgensis* e *S. heraldica*, coincidono con la trasgressione di lungo termine che raggiunge il suo picco tra il Barremiano inferiore e quello superiore (Fig. 7.2.2). Escludendo la *D. johnsoni*, tutte le LO delle specie sopra menzionate avvengono, infatti, durante il Barremiano.
Questi bioeventi non sembrano correlati a specifici trend delle facies, né a superfici *marker* di *superbundle* e T/RFTs. Infatti, molte tra le comparse e le scomparse si riscontrano in corrispondenza degli HS *system tract*, in corrispondenza delle MF, ma anche durante i RFTs; quindi le FO e LO a San Lorenzello non sembrano controllate dai cambiamenti eustatici di alta frequenza. Ciò che è evidente, però, è che i primi sei gruppi di FO si ritrovano in

corrispondenza della salita eustatica globale di secondo ordine Valanginiano – Hauteriviana (Amodio et al., 2020). Durante questo intervallo è documentata una rilevante ripresa nella comunità biotica immediatamente dopo la crisi di produttività che caratterizzò l'evento anossico oceanico Weissert. La serie di San Lorenzello secondo studi precedenti ne registra solo la porzione finale (Amodio et al, 2008). Durante il Weissert event molte piattaforme nord-tetidee annegarono e la crisi di produttività fu testimoniata anche da livelli ricchi in fosfati e glauconitici (Föllmi, 2012; Greselle and Pittet, 2010; Weissert et al., 1998). La Piattaforma Appenninica supportata dalla sua posizione isolata non annegò, consentendo di riconoscere l'evidente ripresa della comunità biotica dopo questa crisi globale.
Sulla base di tutte le considerazioni fino ad ora descritte, la distribuzione dei biota a San Lorenzello sembra essere controllata dalla ciclicità eustatica di lungo termine. Partendo dal Valanginiano, la connessione tra i reami tetideo e boreale consentì lo scambio faunistico tra queste due aree (McArthur et al., 2007; Mutterlose, 1992; Price et al., 2018). Infatti, alcune dasicladali presenti a San Lorenzello, come *S. melitae* e *S. muehlbergii* appaiono nello stesso intervallo cronostratigrafico in Friuli (Ne-Italia), Istria, sud-Croazia, Slovenia e NE-Sapagna (Conrad et al., 2004; Husinec and Sokač, 2006; Sartorio et al., 1997; Šribar, 1979; Thešović et al., 2011). *A. podolica* e *S. annulata* sono simultaneamente presenti in facies di piattaforma dell'Appennino e Friuli (NE-Italia, W-Slovenia, Sartorio et al., 1997) così come nella regione degli Zagros (SW-Iran, Hosseini et al., 2016).
Le dasicladali calcificano soprattutto durante i periodi caldi (Bucur and Săsăran, 2005; Valet, 1979) e mineralizzano i loro talli in equilibrio con l'acqua di mare (Huyghe et al., 2017). Questa ripresa biotica, testimoniata soprattutto dalla proliferazione di differenti specie algali, sembra coincidere con il ritorno a condizioni di temperatura più calda avvenuta tra l'Hauteriviano inferiore e il Barremiano dopo l'evento freddo Valanginiano, che corrisponde all'escursione positiva della curva isotopica del carbonio (Bodin et al., 2015; McArthur et al., 2007; Meissner et al., 2015; Price et al., 2018; van de Schootbrugge et al., 2000). D'altro canto, un numero elevato di scomparse è documentato durante il Barremiano, in coincidenza alla caduta eustatica di lungo termine che iniziò nel Barremiano inferiore e durò fino all'Aptiano. Queste scomparse, che riguardano principalmente le dasicladali, potrebbero testimoniare il progressivo deterioramento delle condizioni ambientali di questa piattaforna durante il Barremiano. Infine, condizioni mesotrofiche nelle facies di piattaforma, sonotestimoniate dalla comparsa, nella Tetide centro-meridionale, di facies a *Bacinella* e *Lithocodium*, più o meno coincidente con la distribuzione di *Palorbitolina lenticularis* durante l'intervallo Barremiano – Aptiano (Amodio and Weissert, 2017; Graziano, 2013; Huck et al., 2014). L'assenza di questi bioeventi nella parte alta della successione di San Lorenzello, che sono tipicamente documentati nell'Appennino meridionale, suggerisce che la sezione studiata non raggiunge il limite Barremiano – Aptiano.

CAPITOLO 8: CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

L'apertura dell'Oceano Atlantico Centrale, che iniziò durante il Giurassico medio e continuò nel Cretacico, causò numerosi cambiamenti paleoambientali e paleoceanografici, che favorirono un incremento nella produzione di carbonati pelagici. Durante il Kimmeridgiano – Titoniano, la frammentazione della Pangea causò un alto eustatico, cui seguì al passaggio Giurassico – Cretacico, un notevole abbassamento del livello del mare, con la conseguente diffusione di mari epicontinentali con circolazione ristretta e di specie endemiche. Questo provincialismo delle specie, durante la transizione tra il Giurassico e il Cretacico, interessò vari gruppi di fauna e flora marini. Per questo motivo, ad oggi, non sono stati ancora trovati dei *markers* biostratigrafici globalmente significativi che potrebbero essere usati per datare, in maniera inequivocabile, i passaggi tra Titoniano – Berriasiano e Berriasiano – Valanginiano. Inoltre, questo intervallo di tempo non appare caratterizzato da escursioni significative del carbonio; questo pone notevoli difficoltà nel trovare marker stratigrafici utili sia per le datazioni che per le correlazioni tra i record di piattaforma e quelli di bacino. Ben più interessante appare il Cretacico inferiore, interessato da eventi di annegamento delle piattaforme carbonatiche e variazioni significative nel ciclo globale del carbonio a livello globale. Numerose evidenze mostrano come gli episodi di annegamento delle piattaforme carbonatiche non sono così chiaramente registrati nel dominio sud-tetideo.

Lo scopo di questa ricerca è stato quello di comprendere al meglio il comportamento delle piattaforme carbonatiche dell'Appennino meridionale in risposta a questi grandi eventi di cambiamento globale. Per raggiungere questo obiettivo, sono state campionate, ad alta risoluzione, due successioni carbonatiche di piattaforma affioranti, la prima lungo la dorsale del Monte Forloso (Monti Alburni) e, la seconda, lungo la dorsale del Monte Monaco di Gioia (Matese Orientale). Entrambe le successioni sono caratterizzate da una sedimentazione puramente carbonatica di mare basso con stratificazione piuttosto regolare, non interessata da eventi tettonici rilevanti, ma talora gli affioramenti si presentano coperti da depositi di versante o copertura vegetale.

Grazie a uno studio biostratigrafico di dettaglio e alla suddivisione in biozone ad alghe verdi e foraminiferi bentonici, ottenuta in accordo con i principali schemi biozonali adottati dalla letteratura, è stato possibile attribuire un'età cronostratigrafica per la successione di Petina (Monte Forloso), compresa tra il Kimmeridgiano superiore *p.p.* e il Berriasiano inferiore *p.p.* e, per la successione di San Lorenzello (Monte Monaco di Gioia), compresa tra il Valanginiano superiore *p.p.* – Barremiano superiore *p.p.* Lo studio integrato di biostratigrafia, sedimentologia, ciclostratigrafia e stratigrafia sequenziale, ha permesso di correlare gli eventi biotici e le sequenze dei T/RFTs individuati nelle successioni esaminate, con le sequenze globali recentemente rivisitate da Haq (2014, 2018) che, a loro volta, sono relazionate alla curva eustatica globale. Il punto di partenza è stato ancorare alla scala geocronologica i limiti cronostratigrafici individuati sulla base delle biozonazioni riconosciute.

Lo studio multidisciplinare effettuato sulla successione di Petina ha permesso di riconoscere quattro biozone e di correlare gli eventi biotici con la curva eustatica di secondo ordine di Haq (2018). La distribuzione di questi eventi appare essere controllata dalle oscillazioni eustatiche di lungo termine. Infatti, al trend di innalzamento eustatico che culmina al passaggio Kimmeridgiano – Titoniano, corrisponde una maggior presenza di specie nella prima parte di successione, questa condizione risulta essere correlabile con la fase di stazionamento alto di lungo termine che raggiunge il suo picco nel Titoniano basale. Successivamente, sono registrati i principali eventi di scomparsa correlabili con la successiva caduta eustatica che culmina al

limite Giurassico – Cretacico. Inoltre, lo *stacking pattern* verticale delle associazioni di litofacies evidenzia una serie di oscillazioni ambientali a grande scala che rispecchiano l'andamento del livello del mare globale di lungo termine. Come visto in precedenza, però, la durata del Titoniano è ancora incerta, in quanto non esistono, ad oggi, dei *markers* univoci e globali. Nella successione di Petina, il Titoniano è stimato su base ciclostratigrafica circa 5 Ma; questa stima si avvicina di più ai 5.3 Ma della vecchia scala GTS2004, che ai 7.1 Ma della scala GTS2012. Una differenza di circa 1.4 Ma si riscontra rispetto alla durata del Titoniano di 6.4 Ma riportata invece da Haq (2018).

Per avere una stima più precisa degli intervalli ed un migliore ancoraggio alla scala del tempo assoluto, si intende effettuare in futuro una stratigrafia isotopica relativa al carbonio per la serie di Petina così da poter correlare, almeno a scala tetidea, i record di piattaforma con quelli di bacino.

Lo studio stratigrafico multidisciplinare, effettuato sulla successione di San Lorenzello, ha evidenziato una correlazione tra gli eventi biotici ed i cambiamenti ambientali registrati dalle sequenze deposizionali individuate nella successione. Numerosi bioeventi, riguardanti le alghe verdi ed i foraminiferi bentonici, sono stati identificati e sei biozone sono state definite con riferimento agli schemi biozonali della Tetide meridionale. Molte delle principali superfici di discontinuità che definiscono i limiti dei T/RFTs di San Lorenzello, sono state correlate alla SB "globali", a loro volta ancorate alla curva eustatica cretacica rivisitata da Haq (2014).

Di fondamentale importanza è stata l'analisi micropaleontologica e biostratigrafica associata ad una stratigrafia isotopica del Carbonio, quest'ultima effettuata solo su questa successione. L'uso della stratigrafia isotopica ha consentito di correlare record di piattaforma con quelli di bacino ottenendo una calibrazione ottimale dell'intervallo studiato. Di conseguenza, guardando gli eventi biotici principali, la loro distribuzione appare essere controllata dalle oscillazioni eustatiche di lungo termine ed essere coerente con la ricostruzione paleoclimatica di questo periodo. Un maggior rinnovo per le dasicladali più che per i foraminiferi appare coincidere con un ritorno a temperature più calde dopo l'episodio freddo del Valanginiano superiore corrispondente all'evento anossico oceanico Weissert. Di quest'ultimo, in questa successione, è registrata solo la parte finale, che corrisponde ai valori più positivi della curva isotopica del carbonio presenti alla base della sezione (*superbundle* SL1 e base di SL2, Fig. 7.2.2). Questo andamento climatico è ampiamente riportato in letteratura. Infatti, il *bloom* registrato dalle comunità ad alghe verdi coincide oltre che ad un ritorno a temperature più miti, anche alla risalita del livello del mare globale che iniziò nell'Hauteriviano e continuò durante il Barremiano.

Futuri studi sulla stratigrafia isotopica dello stronzio sarebbero necessari per calibrare al meglio il passaggio Hauteriviano – Barremiano, come anche sarrebbe opportuno ulteriormente approfondire gli studi sulla resilienza delle comunità biotiche ai mutamenti oceanografici e climatici che caratterizzarono l'intervallo di tempo compreso tra due consecutivi eventi di acidificazione degli oceani e conseguente crisi della produzione carbonatica: il Weissert e il Selli *Oceanic Anoxic Events*.

RINGRAZIAMENTI

Lavorare a questo progetto di ricerca non sarebbe stato possibile senza il supporto del mio Tutor e dei miei Co-Tutor. Il primo ringraziamento va quindi a Voi. Grazie per la formazione e le opportunità che mi avete offerto durante gli anni di studio e di dottorato.

Grazie al Professor Barattolo che mi ha insegnato come lavorare in questo campo e cosa vuol dire dedicarsi con passione alla biostratigrafia.

Grazie alla Dottoressa Amodio per aver messo a mia disposizione, sempre con entusiasmo, il suo tempo e le sue conoscenze scientifiche.

Grazie al Professor Parente che, con i suoi consigli, mi ha guidata durante questo lavoro.

Rigrazio il Dottor Bravi che mi ha aiutata nella realizzazione delle sezioni sottili e ha condiviso con me, nelle ore passate in laboratorio, le sue esperienze nel campo della ricerca.

Rigrazio amici e colleghi tutti, in particolare Monia, per il suo sostegno e le giornate trascorse in ottima compagnia.

In ultimo ringrazio la mia famiglia, per avermi sotenuto in ogni momento, senza di voi non avrei mai potuto raggiungere questo importante traguardo.

BIBLIOGRAFIA

Abbate, E., Ficcarelli, G., Pirini Radrizzani, C., Salvietti, A., Torre, D., Turi, A., 1974. Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. Riv. Ital. di Paleontol. 80, 409–478.

Aigner, T.H., 1985. Storm depositional systems. Lect. Notes Earth Sci. vol. 3, Springer, Berlin 174.

Aigner, T.H., 1982. Calcareous Tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). Einsele, G., Seilacher, A. (Eds.). Cycl. Event Stratif. Springer, Berlin, 180–198.

Al-Wosabi, M., El-Anbaawy, M., Al-Thour, K., 2017. Middle Jurassic–Early Cretaceous foraminiferal biozonation of the Amran Group, eastern Sana'a Basin, Yemen. Geologos 23, 75–87.

Altiner, D., 1991. Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic-Lower Cretaceous carbonate successions in north-western Anatolia (Turkey). Geol. Rom. 27, 167–213.

Amodio, S., 2000. Applicazione dei criteri della stratigrafia sequenziale ai sistemi carbonatici neritici. Studi di micro e biostratigrafia nel Cretacico inferiore dell'Appennino Centro-Meridionale.Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli, Federico II.

Amodio, S., 2006. Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy. Facies 52, 53–67.

Amodio, S., Barattolo, F., Martino, M., 2020. Carbonate ecosystem and environmental evolution during the Valanginian–Barremian: discussion on possible controlling factors in the Apennine carbonate platform record (Italy). Cretac. Res. 108, 104351.

Amodio, S., Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferreri, V., Gorla, L., 2003. Cyclostratigraphy of Cretaceous shallow-water carbonates. Case histories from central-southern Italy, in: AAPG Int. Conf.

Amodio, S., Ferreri, V., D'Argenio, B., 2011. The Barremian-Aptian shallow-marine carbonates of Monte Faito and of Santa Maria bore cores (central-southern Apennines, Italy). Regional correlation based on cyclostratigraphy. Rend. Online Soc. Geol. Ital. 17, 9–17.

Amodio, S., Ferreri, V., D'Argenio, B., 2013. Cyclostratigraphic and chronostratigraphic correlations in the Barremian-Aptian shallow-marine carbonates of the central-southern Apennines (Italy). Cretac. Res. 44, 132–156. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.04.003

Amodio, S., Ferreri, V., D'Argenio, B., Weissert, H., Sprovieri, M., 2008. Carbon-isotope stratigraphy and cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates: the case of San Lorenzello, Lower Cretaceous of southern Italy. Cretac. Res. 29, 803–813.

Amodio, S., Weissert, H., 2017. Palaeoenvironment and palaeoecology before and at the onset of Oceanic Anoxic Event (OAE)1a: Reconstructions from Central Tethyan archives. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 479, 7189.

Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. ARTHUR M.A. al., - Stable Isot. Sediment. Geol. pp. I-1 – I-51. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course No. 10.

André Strasser, Bernard Pittet, Heiko Hillgärtner, Jean-Bruno Pasquier, 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. Sediment. Geol. 128, 201–221.

Arkell, W.J., 1946. Standard of the European Jurassic. Geol. Soc. Am. Bull. 57, 1–34.

Arnaud Vanneau, A., Sliter, W.V., 1995. Early Cretaceous Shallow-Water Benthic Foraminifers and Fecal Pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and The Tethys. Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V., Sinton, J.M. (Eds.), 1995 Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results 143, 537–564.

Arrhenius, G., 1952. Sediment cores from the east Pacific: Swedish deep-sea exped. 1947–1948.

Azéma, J., Chabrier, G., Fourcade, E., Jaffrezo, M., 1997. Nouvelles donnée micropaléontologiques, stratigraphiques et paleogeographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. Rev. Micr. 20, 125–139.

Barattolo, F., 1991. Mesozoic and Cenozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic dasydacladeans., in: Riding (Ed.), Calcareous Algae and Stromatolites. Springer, Berlin, pp. 504–540.

Barattolo, F, Amodio, S, Bucur, I.I., Martino, R. *Selliporella johnsonii* (Praturlon) nov.comb. and *Selliporella neocomiensis* (Radoičić) (green algae, Dasycladales), taxonomic reconsideration and chronostratigraphic calibration. Submitted to Cretac. Res.

Barattolo, F., Pugliese, A., 1987. Il Mesozoico dell'Isola di Capri. Quad. Acc. Pontaniana 8, 172.

Bassoullet, J.-P., 1997. Foraminifères – Les Grands Foraminifères. In: Groupe Français d'Étude du Jurassique (1997). – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou, E. & Hantzpergue, . Bull. Cent. Rech. Elf 293–304.

Bellucci, F., Giulivo, I., Palella, L., Santo, A., 1995. Monti Alburni: ricerche speleologiche. Angelis Ed. 302.

Berger, A., 1978. Long-Term Variations of Caloric Insolation Resulting from the Earth's Orbital Elements. Quat. Res. 9, 139–167.

Berger, W.H., Vincent, E., 1986. Deep-sea carbonates: reading the carbonisotope signal. Geol.

Rundschau 75, 249–269.

Berger, W.H., Vincent, E., 1981. Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: excercises in systemic stratigraphy. Oceanol. Acta 115–127.

Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. Glob. Planet. Change 133, 238–253.

Bonardi, G., Amore, F., Ciampo, G., de Capoa, P., Miconnet, P., Perrone, V., 1988. Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninca ed i suoi rapporti con l'arco calabro. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 17-35.

Boni, M., 1974. Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica Campano-Lucana. Boll. Soc. Geol. Ital., 93, 1059-1094.

Bornemann, A., Aschwer, U., Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic–Cretaceous boundary. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 199, 187–228. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00507-8

Bosellini, A., 2004. The western passive margin of Adria and its carbonate platforms. Spec. Vol. Ital. Geol. Soc. IGC Florence 32, 79–92.

Bosellini, A., Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1989. Rocce e successioni sedimentarie. Sci. della Terra, UTET 395.

Bover-Arnal, T., Salas, R., Guimerà, J., Moreno-Bedmar, J.A., 2014. Deep incision in an Aptian carbonate succession indicates major sea-level fall in the Cretaceous. Sedimentology 61, 1558–1593.

Bown, P.R., Burnett, J.A., Gallagher, L.T., 1992. Calcareous nannoplankton evolution. Mem. Sci. Geol. 43, 1–17.

Brand, U., Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system—2: Stable isotopes. J. Sediment. Petrol. 51, 987–997.

Brescia, M., D'Argenio, B., Ferreri, V., Longo, G., Pelosi, N., Rampone, S., Tagliaferri, R., 1996. Neural net aided detection of astronomical periodicities in geologic records. Earth Planet. Sci. Lett. 139, 33–45.

Bruni, R., Bucur, I.I., Preat, A., 2007. Uppermost Jurassic-Lower Cretaceous carbonate deposits from Fara San Martino (Maiella, Italy): biostratigraphic remarks. Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Geol. 52, 45–54.

Bucur, I.I., Săsăran, E., 2005. Relationship between algae and environment: an Early Cretaceouscase study, Trasc˘au Mountains, Romania. Facies 51, 274–286.

Bucur, I.I., Yarahmadzahi, H., Mircescu, C.V., 2019. The Lower Cretaceous Tirgan

Formation in the Gelian section (Kopet Dagh, North Iran): microfacies, microfossils, and their biostratigraphic significance. Acta Palaeontol. Rom. 15, 13–33.

Bulot, L.G., BLANC, E., Thieuloy, J.-P., REMANE, J., 1993. La limite Berriasien-Valanginien dans le Sud-Est de la France: données biostratigraphiques nouvelles. Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre 316, 1771–1778.

Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferreri, V., Raspini, A., 1994. Microstratigraphy of highly organized carbonate platform deposits of Cretaceous age. The case of Serra Sbregavitelli (Matese, Central Apennines). G. di Geol. 56, 179–192.

Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferreri, V., Sandulli, R., 1999. Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmo, southern Apennines, Italy. Cretac. Res. 20, 81–95.

Cafaro, S., Pastore, C., De Waele, J., Vigna, B., Fiorucci, D.A., 2015. Analisi idrogeologica dell'area carsica dei Monti Alburni (Salerno, Campania).

Carannante, G., Cherchi, A., Simone, L., 1995. Chlorozoan versus foramol lithofacies in Upper Cretaceous rudist limestones. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 119, 137–154.

Carannante, G., D'Argenio, B., Ferreri, V., Simone, L., 1987. Cretaceous paleocarst of the Campanian Apennines from early diagenetic to late filling stage. A case history. Rend. Soc. Geol. It. 9, 251–256.

Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D., Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as palaeolatitude indicators: problems and limitations. Sediment. Geol. 60, 333–346.

Carannante, G., Graziano, R., Pappone, G., Ruberti, D., Simone, L., 1999. Depositional system and response to sea level oscillations of the senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from central Mediterranean areas. Facies 40, 1–24. https://doi.org/10.1007/BF02537467

Carannante, G., Pugliese, A., Ruberti, D., Simone, L., Vigliotti, M., Vigorito, M., 2009. Evoluzione cretacica di un settore della piattaforma apula da dati di sottosuolo e di affioramento (Appennino campano-molisano). Ital. J. Geosci. 128, 3–31.

Carras, N., Conrad, M.A., Radoičič, R., 2006. Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). Rev. Paléobiologie, Genève 25, 457–517.

Casero, P., Roure, F., Edignoux, L., Moretti, I., Muller, C., Sage, L., Vially, R., 1988. Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines. Mem. della Soc. Geol. Ital. 41, 109–120.

Casey, R., 1973. The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England, in: The Boreal Lower Cretaceous. Seel House Press Liverpool, pp. 193–266.

Castellano, M.C., Sgrosso, I., 1996. Eta`e significato dei depositi miocenici della Formazione di M. Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'Unita` Monti della Maddalena

nell'Appennino campano-lucano. Mem. Soc. Geol. Ital. 51, 239–249.

Catalano, R., D'argenio, B., De Castro, P., 1974. Rapporti tra le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretacico delle Madonie Orientali (Sicilia). Società dei Naturalisti in Napoli, Bollettino, v. 83, p.3–37.

Catenacci, E., De Castro, P., Sgrosso, I., 1963. Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del Massiccio del Matese. Mem. Soc. Geol. It. 4.

Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier.

Cello, G., Mazzoli, S., 1998. Apennine tectonics in southern Italy: a review. Geodynamics 27, 191–211.

Cherchi, A., Duran, D.M., Schroeder, R., 1981. Apercu paleogeographique sur les provinces a grand foraminifer es du cretace inferieur Dan's le Cadre structural mediterranee. Rap. Com. Int. Met. Medit. 27, 115–119.

Cherchi, A., Schroeder, R., 1973. Sur la biogéographie de l'association à Valserina du Barremien et la rotation de la Sardaigne. C. R. Acad. Sci., Paris 277, 829–956.

Cherchi, A., Schroeder, R., 2010. Relazioni paleobiogeografiche nel dominio catalano-sardo-provenzale nell'intervallo Giurassico Cretacico. Cherch. A., Simone L., Schroeder R., Carannante G. Ibba A. I Sist. carbonatici giurassici della Sardegna Orient. (G. di Orosei) ed eventi Depos. nel Sist. carbonatico giurassico-cretacico della Nurra (Sardegna Nord. 2, 86–88.

Chiocchini, M., Chiocchini, R.A., Didaskalou, P., Potetti, M., 2008. Ricerche micropaleontologiche e biostratigrafiche sul Mesozoico della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (Italia centrale). Mem. Descr. Cart. Geol. d'It. 84, 5-170 GEDA s.r.l. Torino.

Chiocchini, M., Farinacci, A., Mancinelli, A., Molinari, V., Potetti, M., 1994. Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia). Stud. Geol. Camerti, vol. Spec. parte A "Biostratigrafia dell'Italia Cent. coord. A. Farinacci, a cura di A. Mancinelli 9–128, Camerino.

Chiocchini, M., Mancinelli, A., 1977. Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale). Stud. Geol. Camerti 3, 109–152.

Chiocchini, M., Mancinelli, A., 1978. Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore. Stud. Geol. Camerti 4, 19–36.

Ciarcia, S., Mazzoli, S., Vitale, S., Zattin, M., 2011. On the tectonic evolution of the Ligurian accretionary complex in southern Italy. Geol. Soc. Am. Bull. 124, 463–483. https://doi.org/10.1130/B30437.1

Ciarcia, S., Vitale, S., 2013. Sedimentology, stratigraphy and tectonics of evolving wedge-top

depozone: Ariano Basin, southern Apennines, Italy. Sediment. Geol. 290, 27–46. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.02.015

Cirilli, S., Iannace, A., Jadoul, F., Zamparelli, V., 1999. Microbial-serpulid buildups in the Norian-Rhaetian of the Western Mediterranean area: ecological response of shelf margin communities to stressed environments. Terra Nova 11, 195–202.

Claps, M., Parente, M., Neri, C., Bosellini, A., 1996. Facies and Cycles of the S. Giovanni Rotondo Limestone (Lower Cretaceous, Gargano Promontory, Southern Italy): The Borgo Celano Section. Ann. Univ. di Ferrara 7.

Climaco, A., Boni, M., Zamparelli, V., Iannace, A., 1997. Platform Margins , Microbial / Serpulids Bioconstructions and Slope-to-basin Sediments in the Upper Triassic of the "Verbicao Unit" (Lucania and Calabria, Southern Italy). Facies 36, 37–56.

Colom, G., 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. Micropaleontology 1, 109–123.

Company, M., Tavera, J.M., 2013a. Lower Valanginian ammonite biostratigraphy in the Betic Cordillera (southeastern Spain) new data, in: 9th International Symposium on the Cretaceous System, Ankara (Turkey), 1–5 September 2013. Middle East Technical University Ankara, pp. 118–119.

Company, M., Tavera, J.M., 2013b. Ammonites del Valanginiense inferior (Cretácico inferior) de la Cordillera Bética. Nuevos datos bioestratigráficos, in: XXIX Jornadas de La Sociedad Española de Paleontología, Córdoba (Spain). Libro de Resúmenes, Real Jardín Botánico de Córdoba Córdoba, pp. 143–144.

Company, M., Tavera, J.M., 2015. Lower Valanginian ammonite biostratigraphy in the Subbetic Domain (Betic Cordillera, southeastern Spain).

Conrad, M.A., Rolf, S., Clavel, B., Charollais, J., Busnardo, R., Cherchi, A., Decrouez, D., 2004. Dating the Lower Cretaceous in the Organyà section (Catalan Pyrenees, NE Spain): a reinterpretation. Cretac. Res. 25, 35–41.

Crescenti, U., 1969. Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni. Geol. Rom. 8, 15–40.

Cretaceous Colloquium in Lyon, 1963, Colloque sur le Cretace inferieur, Lyon, 1963. Memoires du Bureau de Recherches Geologique et Minieres 34 (1965). XXI - 840 pp.

Crevello, P.D., 1991. High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. Sediment. Model. Comput. Simulations Methods Improv. Param. Defin. Kansas Geol. Surv. Bull. 233, 207–230.

Cuvillier, J., Foury, G., Pignatti Morano, A., 1968. Foraminiferes noveaux du Jurassique superieur du Val Cellina (Frioul Occidental, Italie). Geol. Rom. 7, 141–155.

D'Argenio, B., 1974. Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea. Mem. della Soc. ` Geol. Ital. 13,

137–160.

D'Argenio, B., 1966. Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale. Genovese.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., 2008. Sequence stratigraphy of Cretaceous carbonate platforms: A cyclostratigraphic approach. In. Amorosi, A., Haq, B.U., Sabato, L. (eds.), Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy. GeoActa, spec. publ. 1, 157-171.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., 2011. Eustatic cycles and tectonics in the Cretaceous shallow Tethys. Central-Southern Apennines. Ital. J. Geosci. 130, 119–127.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N., 1997. Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. Sediment. Geol. 113, 169–193.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Raspini, A., 1992. A cm-scale study of shallow water Cretaceous deposits formed under high frequency eustatic regime. Monti di Sarno (Southern Italy). A sedimentologic approach to microstratigraphy. Boll. Soc. Geol. ltal. 111, 399-407.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Raspini, A., Amodio, S., Buonocunto, F.P., 1999. Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for highprecision correlation. Tectonophysics 315, 357–385.

D'Argenio, B., Ferreri, V., Weissert, H., Amodio, S., Buonocunto, F.P., Wissler, L., 2004. A multidisciplinary approach to global correlation and geochronology. The Cretaceous shallow-water carbonates of southern Apennines, Italy. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (eds.), Cyclostratigraphy: approaches and case histories. SEPM Spec. Publs. 81, 103–122.

D'Argenio, B., Fischer, A.G., Richter, G.M., Longo, G., Pelosi, N., Molisso, F., Morais, M.L.D., 1998. Orbital cyclicity in the Eocene of Angola: visual and image-time-series analysis compared. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 147–161.

D'Argenio, B., Ietto, A., Oldow, J.S., 1987. Low angle normal faults in the Picentini Mountains, Southern Apennines. Rend. della Soc. Geol. Ital. 9, 113–122.

D'Argenio, B., Mindszenty, A., 1995. Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. Eclog. geol. Helv. 88, 453–499.

D'Argenio, B., Pescatore, T., Scandone, P., 1975. Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. CNR Quad. "La Ric. Sci. 90, 313–327.

D'Argenio, B., Sgrosso, I., 1974. Le piattaforme carbonaticheSud-Appenniniche. Ist. di Geol. e Geofis. dell'Università di Napoli 52, 1–16.

de Boer, P.L., 1986. Changes in the organic carbon burial during the Early Cretaceous. Summerhayes C.P. Shacklet. N.J. – North Atl. Paleoceanogr. London, Geol. Soc. Spec. Publ., No. 21, 321-331.

De Boer, P.L., Smith, D.G., 1994. Orbital Forcing and Cyclic Sequences: International Association of Sedimentologists (IAS) Special Publication, vol. 19.

De Castro, P., 1962. Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest dell'Irno e della Piana di Montoro. Boll. della Soc. Nat. Napoli 71, 3–34.

De Castro, P., 1991. Mesozoic. In F. Barattolo, P. De Castro, & M. Parente, eds. Field trip guide-book, "5th international symposium on Fossil Algae" 21–38.

De Castro, P., 1993. Observations on Campbelliella Radioicic, 1959 and Neoteutloporella Bassoullet Et Al., 1978 (geen Algae, Dasycladales). Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol. 1, 121–184.

Di Lucia, M., 2009. Il record dei cambiamenti globali nelle piattaforme carbonati che del Cretacico medio dell'Appennino meridionale. Tesi di Dottorato, Università degli Studi Federico II Napoli

Di Lucia, M., Trecalli, A., Mutti, M., Parente, M., 2012. Bio-chemostratigraphy of the Barremian-Aptian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): pinpointing the OAE1a in a Tethyan carbonate platform. Solid Earth 3, 1–28. https://doi.org/10.5194/se-3-1-2012

Dickson, J.A.D., 1985. Diagenesis of shallow-marine carbonates. In: Brenchley P. & Williams B.P.J. (eds.) – Sedimentology, Recent Developments and Applied Aspects. Blackwell, Oxford, 173-188.

Dickson, J.A.D., Coleman, M.L., 1980. Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. Sedimentology 27, 107–118.

Ditchfield, P.W., 1997. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 130, 163–175.

Doyle, P., 1992. A review of the biogeography of Cretaceous belemnites. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 92, 207–216.

Dozet, S., Šribar, L., 1998. Lower Cretaceous Shallow-Marine Sedimentation and Biota on Dinaric Carbonate Platform between Logatec, Krka and Kolpa (Southeastern Slovenia). Geologija 40, 153–185.

Droxler, A.W., Schlager, W., Whallon, C.C., 1983. Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. Geology 11, 235–239.

Drziewiecki, P.A., Simo, J.A., 1997. Carbonate platform drowning and oceanic anoxic events on a mid- Cretaceous carbonate platform, south-central Pyrenees, Spain. Journ. Sedim. Res. 67, 698–714.

Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In, W.E. Hamm (Ed.), Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. Am. Assoc. Pet. Geol. 108–121.

Dya, M., 1992. Mikropaläontologische und fazielle Untersuchungen im Oberjura zwischen Salzburg und Lofer: mit 25 Abb., 3 Tab. und 12 Taf. PhD Thesis.

Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bull. Can. Pet. Geol. 19, 730–781.

Emery, D., Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Sci. 291.

Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. J. Geol. 63, 538–578.

Emrich, K., Ehhalt, D., Vogel, J.C., 1970. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. Earth Planet. Sci. Lett. 8, 363–371.

Énay, R., 2020. The Jurassic/Cretaceous system boundary is an impasse. Why do not go back to Oppel's 1865 original an historic definition of the Tithonian? Cretac. Res. 106, 104241. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.104241

Enay, R., Cariou, E., 1997. Ammonite faunas and palaeobiogeography of the Himalayan belt during the Jurassic: Initiation of a Late Jurassic austral ammonite fauna. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 134, 1–38.

Erba, E., 1989. Upper Jurassic to Lower Cretaceous Nannoconus distribution in some sections from northern and central Italy. Mem. degli Ist. di Geol. e Mineral. dell'Universita di Padova 41, 255–261.

Erba, E., Channell, James, E.T., Claps, M., Jones, C., Larson, R., Opdyke, B., Premoli Silva, I., Riva, A., Salvini, G., Torricelli, S., 1999. Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (southern Alps, Italy); a" reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes. J. Foraminifer. Res. 29, 371–391.

Ettachfini, M., 2004. Les ammonites néocomiennes dans l'Atlas atlantique (Maroc). Biostratigraphie, paléontologie, paléobiogéographie et paléoécologie. Strat. Série 2, Mémoires 43, 1–225.

Farinacci, A., Radoicic, R., 1964. Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. La Ric. Sci. Ser. 2 Anno 34, parte II-A 7, 269–300.

Ferreri, V., D'Argenio, B., Amodio, S., Sandulli, R., 2004. Orbital chronostratigraphy of the Valanginian-Hauterivian boundary. A cyclostratigraphic approach. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), Cyclostratigraphy. Approaches case Hist. SEPM Soc. Sediment. Geol. Tulsa, Spec. Publ. 81, 153–166.

Ferreri, V., Weissert, H., D'Argenio, B., Buonocunto, F.P., 1997. Carbon isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation. Terra Nov. 9, 57–61.

Fischer, A.G., 1964. The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic, in: Symposium on Cyclic Sedimentation. Kansas State Geol Surv. Bull. 169. pp. 107–149.

Fischer, A.G., Bottjer, D.J., 1991. Orbital forcing and sedimentary sequences (introduction to special issue). J. Sediment. Petrol. 61, 1063–1069.

Flügel, B., Senowbari-Daryan, B., 1996. Evolution of Triassic reef biota: state of the art., in: Reitner, J., Neuweiler, F., Gunkel, F. (Eds.), Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. Research Reports. 2. Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie,

pp. 285–294.

Flügel, E., 2002. Triassic reef patterns. SEPM Spec. Publ 72, 391–463.

Flügel, E., 2010. Microfacies Data: Matrix and Grains, in: Springer-Verlag (Ed.), Microfacies of Carbonate Rocks. Berlin, Heidelberg, pp. 73–176.

Föllmi, K.B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. Cretac. Res. 35, 230–275.

Föllmi, K.B., Bôle, M., Jammet, N., Froidevaux, P., Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Spangenberg, J.E., 2012. Bridging the Faraoni and Selli oceanic anoxic events: late Hauterivian to early Aptian dysaerobic to anaerobic phases in the Tethys. Clim. Past 8, 171–189.

Föllmi, K.B., Godet, A., 2013. Palaeoceanography of Lower Cretaceous Alpine platform carbonates. Sedimentology 60, 131–151.

Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S., Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. Paleoceanography 21.

Fourcade, E., 1970. Le Jurassique et le Cretace aux confins des chaines betiques et iberiques, (Sud-est de l'Espagne). PhD Thesis. Paris.

Frakes, L.A., 1979. Climates through Geologic Time, 49-55.

Frakes, L.A., Francis, J.E., 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. Nature 333, 547–549.

Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge Univ. Press. Cambridge 274.

Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. FLEICHER M. – Data Geochemistry, pp. KK1-KK12+figs. Geol. Surv. Prof. Pap. 440-KK.

Gallois, R.W., 2011. A revised description of the lithostratigraphy of the Kimmerdigian-Tithonian and Kimmeridgian-Volgian boundary beds at Kimmeridge, Dorset, UK. Geosci. South-West Engl. Proc. Ussher Soc. 12, 288–294.

Gallois, 2012. A revised description of the lithostratigraphy of the Kimmeridgian- Tithonian and Kimmeridgian-Volgian boundary beds at Kimmeridge, Dorset, UK: Reply to Wimbledon 2012. Geosci. South-West Engl. 13(1), 132–134.

García Hernández, M., Castro, J.M., Nieto, L.M., 2003. La transgresión Aptiense en la Sierra de Segura (Zona Prebética, Provincia de Jaén). Geogaceta 33, 127–129.

Garrison, R.E., Fischer, A.G., 1969. Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 14, p. 20-56.

Geyssant, J., 1997. Tithonien. Bull. Cent. Rech. Elf Explor. Prod 17, 97–102.

Gheiasvand, M., Föllmi, K.B., Arnaud Vanneau, A., Adatte, T., Spangenberg, J., Ghaderi, A., Ashouri, A.R., 2019. New stratigraphic data for the Lower Cretaceous Tirgan Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. Arab. J. Geosci. 12, 15.

Gilbert, G.K., 1895. Sedimentary measurement of Cretaceous time. J. Geol. 3, 121–127.

Ginsburg, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 55, 340.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A., 1991. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking pattern and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from Alpine Triassic platform carbonates. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 535–562.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A., 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. Bull. Geol. Soc. Am. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0535:DCCSLC>2.3.CO;2

Goldhammer, R.K., Oswald, E.J., Dunn, P.A., 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. 243-283.

Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. The Geological Time Scale 2012. Elsevier, Amsterdam 1176.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., Museum, G., Oslo, N.-, 2004. A new Geologic Time Scale , with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes 27, 83–100.

Granier, B., 2000. Stratigraphic distribution of the Mesozoic Dasycladalean algae [WWW Document]. URL http://deptsec.ku.edu/~ifaaku/pdf/Mesozoic-Dasyclads-1-01.pdf

Granier, B., (ed., 2019) - JK2018 - International Meeting around the Jurassic-Cretaceous Boundary. Carnets Géologie, Madrid, ISBN13 978-2-916733-18-0, B. 2019/01 (CG2019_B01), 100 p.

Granier, B., Bucur, I.I., 2011. Stratigraphic ranges of some Tithonian–Berriasian benthic foraminifers and Dasycladales. Re-evaluation of their use in identifying this stage boundary in carbonate platform settings. Boletín del Inst. Fisiogr. y Geol. 79, 9.

Granier, B., Masse, J.P., Berthou, P.Y., 1994. *Heteroporella lepina* PRATURLON, 1967, revisited (followed by taxonomic notes on the so-called "*Heteroporella*" species). Beitr. Paläont. 19:129-141.

Graziano, R., 2003. The early Cretaceous drownings of Tethyan carbonate platforms: controlling mechanisms and paleoceanography. Insights from the Apulia record. *In:Temperate-type (foramol facies) carbonate platforms versustropical-type (chlorozoan facies) carbonate platforms: tridimensional arrangement of lithofacies, benthic associa-tions and evolution of the related depositional systems (Eds. L. Simone, D. Ruberti and R. Graziano), Proceedings of the COFIN 2000 Workshop Italia – Napoli – Pozzuoli, 25-27 February 2003, pp. 55–62, De Frede,*

Napoli.

Graziano, R., 2013. Sedimentology, biostratigraphy and event stratigraphy of the Early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1A) in the Apulia Carbonate Platform Margin - Ionian Basin System (Gargano Promontory, southern Italy). Cretac. Res. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.05.014

Graziano, R., Raspini, A., 2015. Long- and short-term hydroclimatic variabilities in the Aptian Tethys : Clues from the orbital chronostratigraphy of evaporite-rich beds in the Apennine carbonate platform (Mt . Faito , southern Italy). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 418, 319–343. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.11.021

Graziano, R., Raspini, A., 2018. High-resolution chronostratigraphy of palaeoecologic and isotopicchanges in shallow-marine carbonates: Deciphering the completenessof the Aptian record in the Apennine carbonate platform (southern Italy). Cretac. Res. 86, 97–128.

Gresélle, B., Pittet, B., 2010. Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (South-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. Sedimentology 57, 1640–1684.

Grossman, E.L., Ku, T.L., 1986. Oxigen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. Chem. Geol. 59, 59–74.

Grötsch, J., 1994. Guilds, cycles and episodic vertical aggradation of a reef (late Barremian to early Aptian, Dinaric carbonate platform, Slovenia). Orbital forcing and cyclic sequences.

Grötsch, J., 1996. Cycle stacking and long-term sea-level history in the Lower Cretaceous (Gavrovo Platform, NW Greece). J. Sediment. Res. 66, 723–736.

Hallam, A., 1981. A revised sea-level curve for the early Jurassic. J. Geol. Soc. London. 138, 735–743.

Hallam, A., 1985. A review of Mesozoic climates. J. Geol. Soc. London 142, 433–445.

Hallam, A., 1988. A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve.

Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios 1, 389–398.

Hantzpergue, P., Baudin, F., Mitta, V., Olferiev, A., Zakharov, V.A., 1998. Le Jurassique supérieur du bassin de la Volga: biostratigraphie des faunes d'ammonites et corrélations avec les zonations standards européennes. Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci. 326, 633–640.

Haq, B.U., 2018. Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. GSA Today 18, 4–10. https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1

Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. Glob. Planet. Change 113, 44–58.

Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science (80-.). 235, 1156–1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Cretaceous sequence chronostratigraphy. Pp. 3–13 Mesozoic Cenozoic Seq. Chronostratigr. Framew. Eur. Basins, P.-C. Gracian- sky, J. Hardenbol, T. Jaquin, P.R. Vail, eds. SEPM Spec. Publ. 60. Soc. Sedi- mentary Geol. Tulsa, Oklahoma.

Hardie, L.A., Bosellini, A., Goldhammer, R.K., 1986. Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea-level oscillations on a 10^4 year scale. Paleoceanography 1, 447–457.

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science (80-.). 194, 1121–1132.

Hégarat, G. Le, Remane, J., 1968. Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des ammonites et des calpionnelles. Geobios 1, 7–70.

Henning, S., Weissert, H., Bulot, L., 1999. C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite and magnetostratigraphy: the Valanginian-Hauterivian transition. Geol. Carp. 50, 91–96.

Henson, F.R.S., 1948. Larger Imperforate Foraminifera of South-Western Asia. Families Lituolidae, Orbitiolinidae, and Meandropsindae, Brit. Mus. Nat. Hist. 126.

Herbert, T.D., Fischer, A.G., 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. Nature 321, 739–743.

Hilgen, F., Schwarzacher, W., Strasser, A., 2004. Concept and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group). SEPM Spec. Publ 81, 303–305.

Hillgärtner, H., Strasser, A., 2003. Quanti¢cation of high-frequency sea-level £uctuations inshallow-water carbonates: an example fromthe Berriasian-Valanginian (French Jura). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 200, 43–63.

Hinnov, L.A., Ogg, J., 2007. Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale. Stratigraphy 4, 239–251.

Hoedemaeker, P. h. J., 1981. The Jurassic–Cretaceous boundary near Miravetes (Caravaca, SEC Spain); arguments for its position at the base of the Occitanica Zone. Cuad. Geol. 10, 235–247.

Hoedemaeker, P.J., 1982. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). Scr. Geol. 65, 1–81.

Hoedemaeker, P.J., 1990. The Neocomian boundaries of the Tethyan Realm based on the distribution of ammonites. Cretac. Res. 11, 331–342.

Hosseini, S., Conrad, M.A., Clavel, B., Carras, N., 2016. Berriasian-Aptian shallow water carbonates in the Zagros fold-thrustbelt, SW Iran: Integrated Sr-isotope dating and biostratigraphy. Cretac. Res. 57, 257–288.

Hottinger, L., 1967. Foraminifères imperforés du Mésozoique marocain. Editions du Service géologique du Maroc. (p. 168).

Huang, C., Hesselbo, S.P., Hinnov, L., 2010. Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes. Earth Planet. Sci. Lett. 289, 242–255.

Huck, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A.I., Weissert, H., 2013. Carbon-isotope stratigraphy of Early Cretaceous (Urgonian) shoal-water deposits: Diachronous changes in carbonate-platform production in the north-western Tethys. Sediment. Geol. 290, 157–174.

Huck, S., Stein, M., Immenhauser, A.I., Skelton, P.W., Christ, N.C., Föllmi, K.B., Heimhofer, U., 2014. Response of proto-North Atlantic carbonate-platform ecosystems to OAE1a-related stressors. Sediment. Geol. 313, 15–31.

Husinec, A., Fred Read, J., 2007. The Late Jurassic Tithonian, a greenhouse phase in the Middle Jurassic–Early Cretaceous 'cool'mode: evidence from the cyclic Adriatic Platform, Croatia. Sedimentology 54, 317–337.

Husinec, A., Read, J.F., 2018. Cyclostratigraphic and δ13C record of the Lower Cretaceous AdriaticPlatform, Croatia: Assessment of Milankovitch-forcing. Sediment. Geol. 373, 11–31.

Husinec, A., Sokač, B., 2006. Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). Cretac. Res. 27, 418–441.

Huyghe, D., Emmanuel, L., Renard, M., Lartaud, F., Génot, P., Riveline, J., Merle, D., 2017. Significance of shallow-marine and non-marine algae stable isotope (δ18O) compositions over long periods: Example from the Palaeogene of the Paris Basin. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 485, 247–259. https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2017.06.017

Iannace, A., Frijia, G., Galluccio, L., Parente, M., 2014. Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): paleotectonic and paleoclimatic implications. Facies. https://doi.org/10.1007/s10347-013-0362-4

Iannace, A., Parente, M., Zamparelli, V., 2005. The Upper Triassic platform margin facies of Southern Apennines and their Jurassic fate: state of the art. Boll Soc Geol Ital 124, 203–214.

Iannace, A., Zamparelli, V., 1996. The serpulid-microbialite bioconstructions of the «Scisti Ittiolitici» basin of Giffoni Vallepiana (Upper Triassic, Southern Apennines). Paleopelagos 6, 45–62.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology, of the marine δ18O record. Milankovitch Clim. Part 1, Ed. by A. Berger. pp. 269– 305, Springer, New York.

Irwin, H., Curtis, C., Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. Nature 269, 209–213.

Jaffrezo, M., 1980. Les formations carbonatées des corbières (France) du Dogger a l'Aptien: micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie; extension des résultats a la Mésogée; [thése de doctorat d'état es Sciences Naturelles, présentée a l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). Université Pierre et Marie Curie.

James, N.P., Choquette, P.W., 1990. Limestones — the meteoric diagenetic environment. Macillreath I.A. Morrow D.W. – Diagenesis. Geosci. Canada, Repr. Ser. 4, 35-73.

Jurassic Colloquia, Luxembourg 1, 1962, Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1962. Physiques et Mathematiques, 1964. Publication de l'Institut Grand- Ducal, section des Sciences naturelles, 948 pp., 10 pl. HT.

Kauffman, E.G., Johnson, C., 1988. The morphological and ecological evolution of Middle and upper Cretaceous reef-building rudistids. Palaios 3, 194–216.

Kenjo, S., 2014. Biostratigraphie intégrée à nannofossiles calcaires et ammonoïdes: développement et implications pour la définition et la valorisation des stratotypes d'unité et de limite. L'exemple des étages Berriasien et Valanginien et de leur limite (~ 140 Millions d'années). PhD Thesis. Lyon 1.

Kietzmann, D.A., Llanos, M.P.I., Martínez, M.K., 2018. Astronomical Calibration of the Tithonian–Berriasian in the Neuquén Basin, Argentina: A Contribution From the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale, in: Stratigraphy & Timescales. Elsevier, pp. 327–355.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Llanos, M.P.I., 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian–Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: implications for the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. Sediment. Geol. 315, 29–46.

Kutzbach, J.E., Otto-Bliesner, B.L., 1982. The Sensitivity of the African-Asian Monsoonal Climate to Orbital Parameter Changes for 9000 Years B.P. in a Low-Resolution General Circulation Model. J. Atmos. Sci. 39, 1177–1188. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<1177:TSOTAA>2.0.CO;2

Land, L.S., 1986. Enviroments of limestones and dolomite diagenesis: some geochemical consideration. Color. Sch. Mines Q. 81, 26–41.

Le Hégarat, G., 1973. Le Berriasien de Sud-Est dc la France. Doc. du Lab. Géologie la Fac. des Sci. Lyon 43, 309–576.

Lees, A., Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Mar Geol 13, 67–73.

Lini, A., Weissert, H., Erba, E., 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. Terra Nova https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00826.x

Longo, G., D'Argenio, B., Ferreri, V., Iorio, M., 1994. Fourier evidence for high frequency astronomical cycles recorded in Early Cretaceous carbonate platform strata, Monte Maggiore southern Apennines, Italy, in: Orbital Forcing and Cyclic Sequences, edited by:

De Boer, P. L. and Smith, D. G., Int. Assoc. Sed 19, 77–85,.

Lowenstam, H.A., 1961. Mineralogy, 18^O/16^O ratios, and strontium and magnesium contents of Recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. J. Geol. 69, 241–260.

Luperto Sinni, E., Masse, J.P., 1986. Données nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-form du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). Strat. Riv. Ital. Paleont. 92, 33–66.

Luperto Sinni, E., Masse, J.P., 1984. Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du "Calcare di Bari" (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie Méridionale). Riv. Ital. Paleontol. Strat. 90, 331–374.

Luxembourg, 2, 1967, Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1967. Memoires du Bureau de Recherches Geologique et Minieres 75 (1973), 757 p. (but published 1974).

Lyon-Neuchatel, 1973, Colloque sur la limite Jurassiquee-Cretace, vol. 86, 1973. Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, Lyon-Neuchatel, p. 393, 1975.

Macoin, P., Schroeder, R., Vila, J.M., 1970. Campanellula capuensis de CASTRO (Foram.), position systématique et répartition stratigraphique en Algérie. IVe Colloq. Africain Micropaléontologie, Abidjan 248–260.

Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245. https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227

Mancinelli, A., 1992. Distribuzione delle dasicladali (alghe verdi) nei sedimenti del Cretaceo inferiore in facies di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale (Lazio e Abruzzo). Stud. Geol. Camerti 12, 7–28.

Marsella, E., Pappone, G., 1987. Sediment gravity flows on a Mesozoic carbonate slope. Monti della Maddalena (Southern Apennines). Rend. Soc. Geol. It. 9, 219–224.

Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. Geol. Mag. 129, 143–160.

Martínez, M.K., Kietzmann, D.A., Llanos, M.P.I., Leanza, H.A., Luppo, T., 2018. Magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of the Tithonian interval from the Vaca Muerta Formation, southern Neuquén Basin, Argentina. J. South Am. Earth Sci. 85, 209–228.

Martino, M., Barattolo, F., Amodio, S., 2019. Early Cretaceous neritic carbonate community and facies response to palaeonvironmental and sea-level changes: new evidences from the Apennine Carbonate Platform of southern Italy. Granier B. (ed.), JK2018 Int. Meet. around Jurassic-Cretaceous boundary. Carnets Géologie, Madrid B. 2019/01 55–58. https://doi.org/10.4267/2042/69811

Masse, J.P., Luperto Sinni, E., 1987. A platform to basin transition model: the Lower Cretaceous carbonates of the Gargano Massif (southern Italy). Mem. Soc. Geol. It. 40,

99–108.

Maurer, F., van Buchem, F.S.P., Eberli, G.P., Pierson, B.J., Raven, M.J., Larsen, P.-H., Al-Husseini, M.I., Benoit, V., 2013. Late Aptian long-lived glacio-eustatic lowstand recorded on the Arabian Plate. Terra Nov. 25, 87–94.

Mazzoli, S., Ascione, A., Candela, S., Iannace, A., Megna, A., Santini, S., Vitale, S., 2013. Subduction and continental collision events in the southern Apennines: constraints from two crustal cross-sections. Rend. Online della Soc. Geol. Ital. 24.

Mazzoli, S., D'Errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P., Zattin, M., 2008. Tectonic burial and "young" (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy). Geology 36, 243. https://doi.org/10.1130/G24344A.1

McAnena, A., Flögel, S., Hofmann, P., Herrle, J.O., Griesand, A., Pross, J., Talbot, H.M., Rethemeyer, J., Wallmann, K., Wagner, T., 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. Nat. Geosci. 6, 558–561. https://doi.org/10.1038/ngeo1850

McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F., van de Schootbrugge, B., 2007. Palaeo-temperatures, polar ice volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, d18O, d13C, 87Sr/86Sr): the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 248.

McConnaughey, T., 1989. 13^C and 18^O disequilibrium in biological carbonates. I. Patterns. Geochim Cosmochim. Acta 53, 151–162.

Meissner, P., Mutterlose, J., Bodin, S., 2015. Latitudinal temperature trends in the northern hemisphere during theEarly Cretaceous (Valanginian–Hauterivian). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 424, 17–39.

Melnyk, D.H., Smith, D.G., Amiri-Garroussi, K., 1994. Filtering and frequency mapping as tools in subsurface cyclostratigraphy, with examples from the Wessex Basin, UK. Orbital forcing Cycl. Seq. 35–46.

Michetiuc, M., Catincuţ, C., Bucur, I., 2012. An Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate platform from the Vâlcan Mountains (Southern Carpathians, Romania): paleoenvironmental interpretation. Geol. Carpathica 63, 33–48.

Milanković, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Mihaila Ćurčića.

Miller, K.G., Wright, J.D., Browning, J.V., 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. Mar. Geol. 217, 215–231.

Mircescu, C.V., Pleş, G., Bucur, I.I., Granier, B., 2016. Jurassic-Cretaceous transition on the Getic carbonate platform (Southern Carpathians, Romania): Benthic foraminifera and algae. Carnets de géologie.

Mircescu, C. V., Bucur, I.I., Săsăran, E., Pleş, G., Ungureanu, R., Oprişa, A., 2019. Facies

evolution of the Jurassic-Cretaceous transition in the Eastern Getic Carbonate Platform, Romania: Integration of sequence stratigraphy, biostratigraphy and isotope stratigraphy. Cretac. Res. 99, 71–95.

Mitchum, J.R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sediment. Geol. 70, 131–160.

Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Thompson, S.I., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. Payt. C.E. ed ., Seism. Stratigr. Appl. to Hydrocarb. Explor. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 25, 53–62.

Molaei, M., Vaziri, S.H., Raisossadat, S.N., Taherpour-Khalil-Abad, M., Taheri, J., 2019. Late Barremian-Early Aptian Ammonites from the Tirgan Formation, Kopet-Dagh Sedimentary Basin, NE Iran. J. Sci. Islam. Repub. Iran 30, 51–59.

Molinie, A.J., Ogg, J.G., 1992. Milankovitch cycles in upper Jurassic and lower Cretaceous radiolarites of the equatorial Pacific: spectral analysis and sedimentation rate curves.

Montanez, I.P., Osleger, D.A., 1993. Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, Southern Great Basin: Chapter 12.

Mostardini, F., Merlini, S., 1986. L'Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It. 35, 177–202.

Mutterlose, J., 1996. Calcareous nannofossil palaeoceanography of the Early Cretaceous of NW Europe. Mitteilungen aus dem Geol. Staatsinstitut Hambg. 77, 291–313.

Mutterlose, J., 1988. Migration and evolution patterns in Upper Jurassic and Lower Cretaceous belemnites, in: Cephalopods. Present and Past. pp. 525–537.

Mutterlose, J., 1992. Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. Cretac. Res. 13, 167–189. https://doi.org/10.1016/0195-6671(92)90034-N

Mutterlose, J., Bornemann, A., Herrle, J., 2009. The Aptian–Albian cold snap: evidence for "mid" Cretaceous icehouse interludes. Neues Jahrb. für Geol. und Paläontologie 252, 217–225.

Mutterlose, J., Kessels, K., 2000. Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes: implications for palaeobiogeography and palaeoclimate. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 160, 347–372.

Mutti, M., Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 92, 465–475.

Nikler, L., Sokac, B., 1970. Clypeina caliciformis n. sp., a new calcareous alga (Dasycladaceae) from the Upper Jurassic of the Lastovo Island. Geol. Vjesn. 23, 138–144.

Ogg, J.G., Hinnov, L.A., 2012a. The geologic time scale 2012. Chapter 26, 731–791.

Ogg, J.G., Hinnov, L.A., 2012b. Cretaceous//Gradstein F., Ogg JG, Schmitz MD, Ogg GM The Geologic Time Scale 2012.

Ogg, J.G., Ogg, G.M., Gradstein, F.M., 2016. A concise geologic time scale: 2016. Elsevier.

Ogniben, L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano. Mem. Soc. Geol. It. 8, 453–763.

Oppel, C.A., 1865. Die Tithonische Etage. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 17, 535–558.

Orbigny, A.D., 1841. Paléontologie française, terrains crétacés, I - C _ ephalopodes. _. Masson, Paris 662.

Osleger, D., Read, J.F., 1991. Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, USA. J. Sediment. Res. 61, 1225–1252.

Pálfy, J., 2008. The quest for refined calibration of the Jurassic time-scale. Proc. Geol. Assoc. 119, 85–95.

Pálfy, J., Smith, P.L., Mortensen, J.K., 2000. A U-Pb and 40Ar/39Ar time scale for the Jurassic. Can. J. Earth Sci. 37, 923–944.

Pappone, G., 1990. Facies di piattaforma carbonatica mesozoicopaleogeniche al confine campano-lucano. Evoluzione stratigrafica di un sistema piattaforma carbonatica- scarpata-bacino. Tesi di dottorato, Università di Napoli.

Parente, M., Frijia, G., Di Lucia, M., 2007. Carbon-isotope stratigraphy of Cenomanian-Turonian platform carbonates from the Southern Apennines (Italy): a chemostratigraphic approach to the problem of correlation between shallow-water and deep-water successions. J. Geol. Soc. London 164, 609–620.

Park, M.-H., Fürsich, F., 2001. Cyclic nature of lamination in the Tithonian Solnhofen Plattenkalk of southern Germany and its palaeoclimatic implications. Int. J. Earth Sci. 90, 847–854.

Pasquier, J., Strasser, A., 1997. Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). Sedimentology 44, 1071–1092.

Patacca, E., Scandone, P., 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In A. Hiraki et al., eds. Lithosph. Italy Adv. Earth Sci. Res. 80, Rome: Accademia Nazionale dei Lincei, pp. 157–176.

Patacca, E., Scandone, P., 2004. The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault. J. Seismol. 8, 259–273.

Patacca, E., Scandone, P., 2007. Geology of the Southern Apennines. Bollettino della Società Geologica Italiana. Boll. della Soc. Geol. Ital. Vol. Spec. Volume spe, 75–119.

Patterson, W.P., Walter, L.M., 1994. Depletion of 13^C in sea water ∑CO__2 on modern carbonate platforms: Significance for the carbon isotopic record of carbonates. Geology 22, 885–888.

Pelissié, T., Peybernès, B., 1982. Étude micropaléontologique du Jurassique moyen/supérieur du Causse de Limogne (Quercy). Description des foraminifères Trocholina gigantea n. sp., Parinvolutina aquitanica n. gen., n. sp. et Limognella dufaurei n. gen., n. sp. Rev. Micropaléontologie 25, 111–132.

Pelissié, T.H., Peybernes, B., Rey, J., 1984. Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléoécologique et paléobiogéographique. Bull. des Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine. Mémoire 479–489.

Pelosi, N., Raspini, A., 1993. Analisi spettrale della ciclicita di alta frequenza in successioni carbonatiche neritiche di limitato spessore. Il caso del Cretacico dei Monti di Sarno (Campania), G. Geol. 55, 37–49.

Peropadre, C., Liesa, C.L., Melendez, N., 2013. High-frequency, moderate to high-amplitude sea-level oscillations during the late Early Aptian: Insights into the Mid-Aptian event (Galve sub-basin, Spain). Sediment. Geol. 294, 233–250.

Pescatore, T., Scandone, P., Sgrosso, I., 1972. Lineamenti di geologia dei Monti Alburni. Atti "Incontri Internazionali di Speleol. Salerno 13–17.

Peybernès, B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. PhD Thesis. Sc. nat.: Toulouse, univ. Toulouse 3 (Paul Sabatier), 696.

Peybernes, B., Ciszak, R., Cugny, P., Damotte, R.R., 1984. Le Crétacé inférieur et moyen des Monts de Daïa (Oranie, Algérie occidentale): analyse micropaléontologique et paléoécologique de l'intervalle Barrémien-Cénomanien. Géologie Méditerranéenne, 11, n.1-2, C.A.M. IXe Colloq. africain micropaléontologie. Paris, Museum d'Histoire Nat. du 3 au 6 octobre 1983 147–158.

Poitiers, 1991. Poitiers Symposium Geobios, Lyon, Mémoire Spécial 3ème Symposium International de Stratigraphie du Jurassique, Poitiers, 17 (Septembre 1991) (1994), 503 pp.

Pop, G., Bucur, I.I., 2001. Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations from the Vâlcan mountains (south Carpathians). Stud. UBB Geol. 46, 77–94.

Posamentier, H.W., Allen, H.W., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 76, 1687–1709.

Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. Earth Sci. Rev. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00048-3

Price, G.D., Janssen, N.M.M., Martinez, M., Company, M., Vandevelde, J.H., Grimes, S.T., 2018. A High-Resolution Belemnite Geochemical Analysis of Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) Environmental and Climatic Perturbations. Geochemistry,

Geophys. Geosystems 19, 3832–3843. https://doi.org/10.1029/2018GC007676

Raspini, A., 1998. Microfacies analysis of shallow water carbonates and evidence of hierarchically organized cycles : Aptian of Monte Tobenna , southern Apennines , Italy. Cretac. Res. 19, 197–223.

Raspini, A., 2012. Shallow water carbonate platforms (Late Aptian-Early Albian, Southern Apennines) in the context of supraregional to global changes: Re-appraisal of palaeoecological events as reflectors of carbonate factory response. Solid Earth. https://doi.org/10.5194/se-3-225-2012

Rawson, P.F., 1994. Sea-level changes and their influence on ammonite biogeography in the European Early Cretaceous. Palaeopelagos Spec. Publ. 1, 317–326.

Read, J.F., Kerans, C., Weber, L.J., 1995. Milankovitch sea level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in Greenhouse and Ice-house worlds. SEPM Short Course 35, 81.

Reboulet, S., Szives, O., Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Company, M., Frau, C., Kakabadze, M. V., Klein, J., Moreno-Bedmar, J.A., Lukeneder, A., Pictet, A., Ploch, I., Raisossadat, S.N., Vašíček, Z., Baraboshkin, E.J., Mitta, V. V., 2018. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017). Cretac. Res. 91, 100–110. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.05.008

Remane, J., 1991. The Jurassic-Cretaceous boundary: problems of definition and procedure. Cretac. Res. 12, 447–453.

Robson, J., 1987. Depositional models for some Cretaceous carbonates from the Sorrento Peninsula, Italy. Mem. della Soc. Geol. Ital. 40, 251–257.

Rogov, M., 2010. A precise ammonite biostratigraphy through the Kimmeridgian-Volgian boundary beds in the Gorodischi section (Middle Volga area, Russia), and the base of the Volgian Stage in its type area. Vol. Jurassica 8, 103–131.

Roth, P.H., 1986. Mesozoic palaeoceanography of the North Atlantic and Tethys oceans. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 21, 299–320.

Roth, P.H., 1989. Ocean circulation and calcareous nannoplankton evolution during the Jurassic and Cretaceous. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 74, 111–126.

Royden, L., Patacca, E., Scandone, P., 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrustbelt and foredeep-basin evolution. Geology 15, 714–717.

Ruberti, D., 1992. Le lacune stratigrafiche nel Cretacico del Matese centro –settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. 111, 283–289.

Russo Ermoli, E., Juvigné, E., Bernasconi, S., Brancaccio, L., Cinque, A., Lirer, L., Ozer, A., Santangelo, N., 1995. Le premier stratotype continental de quatre stades isotopiques successifs du Pléistocène moyen pour le bassin méditerranéen septentrional: le Vallo di

Diano (Campanie, Italie). Comptes Rendus l'Académie des Sci. Série 2a, Sci. la Terre des Planètes 321, 877–884.

Santangelo, N., Santo, A., 1997. Endokarst processes in the Alburni massif (Campania, Southern Italy): evolution of ponors and hydrogeological implications. Zeitschrift fur Geomorphol. 41, 229–246.

Santantonio, M., Galluzzo, F., Gill, G., 1996. Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications. Palaeopelagos 6, 123–169.

Santo, A., 1995. Le ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione alto-miocenica dell'Appennino campano. Boll. Soc. Geo. It. 115, 519–528.

Sartoni, S., Crescenti, U., 1962. Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. G. di Geol. 29, 161–293.

Sartorio, D., Tunis, G., Venturini, S., 1997. The Iudrio valley section and the evolution of the northeastern margin of the Friuli Platform (Julian Prealps, NE Italy–W Slovenia). Mem. di Sci. Geol. Padova 49, 163–193.

Scandone, P., Bonardi, G., 1967. Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Apennines). Mem. Soc. Geol. Ital. 7, 1–10.

Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geol. en Mijnb. 55, 179–184.

Schlager, W., 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. Crevello P.D., Wilson J.L., Sarg J.F. Read J.F. Control. carbonate platforms basin Dev. Spec. Publ. - SEPM 44, 15–25.

Schlager, W., 1992. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms.

Schlager, W., 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. Int. J. Earth Sci. https://doi.org/10.1007/s00531-003-0327-x

Schlager, W., 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy, Concepts in Sedimentology and Paleontology #8. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 200.

Schlagintweit, F., 2011. Morphological specification of Chinianella scheympflugi Hofmann, 1994, a Late Jurassic (? Earliest Cretaceous) dasycladalean alga of the western Tethyan domain. Stud. UBB Geol. 56, 3–9.

Scholle, P.A., Arthur, M.A., 1980. Carbonate isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol. 64, 67–87.

Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., 1983. Carbonate Depositional Environments. AAPG Mem. 33.

Schroeder, R., Guellal, S., Vila, J.M., 1975. Parurgonina caelinensis Cuvillier, Foury & Pignatti Morano 1968 dans le Malm du Djebel Teioualt (Constantinois, Algerie). Eclogae Geol. Helv. 68, 319–326.

Schwarzacher, W., 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. Elsevier 52.

Selli, R., 1962. Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. Mem. Soc. Geol. It 3.

Septfontaine, M., 1981. Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. Rev. micropaléontologie 23, 169–203.

Septfontaine, M., 1988. Vers une classification évolutive des Lituolidés (Foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. Rev. paléobiologie 229–256.

Sgrosso, I., 1988. Nuovi elementi su un piu articolato modello paleogeografico nell'Appennino meridionale. Mem. della Soc. Geol. Ital. 41, 225–242.

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10 Year and 10 Year Scale. Quat. Res. 3, 39–55.

Sheridan, R., Gradstein, F., Barnard, L.A., Bliefnick, D.M., Habib, D., Jenden, P.D., Kagami, H., Keenan, E.M., Kostecki, J., Kvenvolden, K., 1983. SITE-534-BLAKE-BAHAMA BASIN. Initial Reports Deep Sea Drill. Proj. 76, 141.

Sheridan, R.E., 1983. Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin, in: Developments in Geotectonics. Elsevier, pp. 169–185.

Sheridan, R.E., 1997. Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents. J. Geodyn. 23, 173–196.

Shiner, P., Beccacini, A., Mazzoli, S., 2004. Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri Fields, S Apennines, Italy. Mar. Pet. Geol. 21, 805–827. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.020

Shinn, E.A., 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology 12, 109–144.

Simone, L., Carannante, G., 1988. The fate of foramol ("temperate type") carbonate platforms. Sedimentary Geology, 60(1-4), 347-354.

Simone, L., Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, M., Sirna, G., Laviano, A., Tropeano, M., 2003. Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: High-energy vs low-energy settings. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 200, 5–29. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00442-5

Sokač, B. and Velić, I., 1978. Biostratigrafska istraživanja donje krede Vanjskih Dinarida (I). Neokom zapadne Istre (Biostratigraphic investigations of the Lower Cretaceous of the Outer Dinarids. The Neocomian of Western Istria). Geol. Vjesn. 30/1, 243–250.

Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). Paleoceanography 21.

Šribar, L., 1979. Biostratigraphy of Lower Cretaceous beds from the Logatec plain. Geol. - Razpr. Poročila 22/2, 277–308.

Stampfli, G.M., Hochard, C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. MURPHY, J. B., KEPPIE, J. D. HYNES, A. J. Anc. Orogens Mod. Analog. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 327, 89–111.

Stanley, S.M., Hardie, L.A., 1998. Secular oscillations in carbonate mineralogy of reef-building and sediment producing organism driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 144, 3–19.

Steuber, T., 2002. Plate tectonic control on the evolution of Cretaceous platform carbonate production. Geol. Soc. Am. 30, 259–262.

Stevens, G.R., 1973. Cretaceous Belemnites: in Hallam, A., ed.. Atlas of Palaeobiogeography: Amsterdam, London and New York. 385 - 401.

Stoll, H.M., Schrag, D.P., 1996. Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the Early Cretaceous. Science (80-.). 272, 1771–1774.

Strasser, A., 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. Cycles events Stratigr. 709–721.

Strasser, A., 1994. Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian-Lower Berriasian, French Jura Mountains), in: Orbital Forcing and Cyclic Sequences. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, pp. 285–301.

Strasser, A., Hillgärtner, H., Pasquier, J.-B., 2004. Cyclostratigraphic timing of sedimentary processes: an example from the Berriasian of the Swiss and French Jura Mountains. SEPM Spec. Publ. 81, 135–151.

Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: Concepts for a high-resolution analysis. Sediment. Geol. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00070-6

Street, C., Bown, P.R., 2000. Palaeobiogeography of Early Cretaceous (Berriasian–Barremian) calcareous nannoplankton. Mar. Micropaleontol. 39, 265–291.

Swart, P.K., 1983. Carbon and Oxygen isotope fractionation in Scleractinian corals: a review. Earth Sci. Rev. 19, 51–80.

Taherpour Khalil Abad, M., Conrad, M.A., Aryaei, A.A., Ashouri, A.R., 2010. Barremian-

Aptian dasycladalean algae, new and revisited, from the Tirgan Formation in the Kopet Dagh, NE Iran. Carnets Géologie/Notebooks Geol. Artic. 2010/05 1–13.

Tarutani, T., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. Geochim. Cosmochim. Acta 33, 987–96.

Tasli, K., 1990. Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôt des séries jurassiques à faciès de plate-forme de la région de Kale-Gümüshane (Pontides Orientales, Turquie). Rev. micropaléontologie 36, 45–65.

Tentor, M., Tunis, G., Venturini, S., 2002. Prima segnalazione di livelli Valanginiano-Berriasiani nella successione del Carso: Plateau di Trieste-Komen (Slovenia occidentale). Mem. Soc. Geol. It. 57, 153–164.

Thešović, B.C., Glumac, B., Bucković, D., 2011. Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Lower Cretaceous (Barremian to Albian) Adriatic-Dinaridic carbonate platform deposits in Istria, Croatia. Cret. Res. 32, 301–324.

Vail, P.R., Andemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, G., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy andsedimentology: an overview. Einsele G, Ricken W, andSeilacher A. Cycles Events Stratigr. Berlin Springer-Verlag, pp 617 - 659.

Valet, G., 1979. Approche paléoécologique du monde des Dasycladalesa partir d'écologie des formes actuelles. Bull Centr Rech Elf-Aquitaine Expl-Product 3, 859–866.

van de Schootbrugge, B., Föllmi, K.B., Bulot, L.G., Burns, S.J., 2000. Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian–Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. Earth Planet. Sci. Lett. 181, 15–31. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00194-1

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. Am. Assoc. Pet. Geol. Methods Explor. Ser. 7, 55.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. Sea Lev. Chang. Integr. Approach C. K. Wilgus, B. S. Hast. C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 39–45. SEPM Spec. Publ. 42.

van Woerkom, A.J.J., 1953. Climatic Change: Evidence, Causes, and Effects. Edited by Harlow Shapely. Cambridge, MA Harvard Univ. Press 147.

Veizer, J., 1983. Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: REEDER R.J. (ed.) – Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 11, 265–299.

Velić, I., 1973. Stratigrafija krednih naslaga u graničnom području Velike i Male Kapele (Stratigraphy of the Cretaceous deposits in the border region of Velika Kapela and Mala Kapela mountains, Croatia). Geol. Vjesn. 26, 93–109.

Velić, I., 2007. Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europa). Geol. Croat. 60, 1–113.

Velić, I., Sokač, B., 1983. Stratigraphy of the Lower Cretaceous index-fossils in the Karst Dinarides (Yugoslavia). Zitteliana 10, 485–491.

Vennari, V. V, Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2014. New constraints on the Jurassic–Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U–Pb data. Gondwana Res. 26, 374–385.

Vigorito, M., 2005. Anatomy of submarine channels in carbonate and mixed carbonate-siliciclastic depositional settings. Implica- tion for basin geology and hydrocarbon exploration and produc- tion. Mesozoic-Tertiary analogues from the Central-Southern Apennines and Sardinia. Tesi di dottorato. Dip. di Scienze della Terra, Università di Napoli «Federico II».

Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., Zaghloul, M.., 2011. Tectonic evolution of the "Liguride" accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: A record of early Apennine geodynamics. J. Geodyn. 51, 25–36.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Matičec, D., 2005. Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 220, 333–360. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.011

Weissert, H., 2019. Mesozoic C-cycle perturbations and climate: evidence for increased resilience of the Cretaceous biosphere to greenhouse pulses. Can. J. Earth Sci. 56, 1366–1374.

Weissert, H., 2000. Deciphering methane's fingerprint. Nature 406, 356–357. https://doi.org/10.1038/35019230

Weissert, H., Channell, J.E.T., 1989. Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: An indicator of decelerated global carbon cycling? Paleoceanography 4, 483–494.

Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism , CO2 and palaeoclimate : a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. Geol. Soc. London 161, 695–702.

Weissert, H., Joachimski, M., Sarnthein, M., 2008. Chemostratigraphy. Newsletters Stratigr. 42, 145–179.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 137, 189–203.

Westermann, G.E.G., 2000. Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 163, 49–68.

Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Diedrich, N., 1996. Shoaling cyclicity in peritidal carbonate sequences. Am. Assoc. Pet. Geol. 151.

Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Rothman, E.D., Diedrich, N.W., 1997. Stratal order in peritidal carbonate sequences. J. Sediment. Res. 67, 1068–1082.

Wimbledon, W.A.P., 2017. Developments with fixing a Tithonian/Berriasian (J/K) boundary. Vol. Jurassica 15, 181–186.

Wimbledon, W.A.P., 2008. The Jurassic-Cretaceous boundary: an age-old correlative enigma. Episodes J. Int. Geosci. 31, 423–428.

Wimbledon, W.A.P., Casellato, C.E., Rehakova, D., Bulot, L.G., Erba, E., Gardin, S., Verreussel, R., Munsterman, D.K., Hunt, C.O., 2011. Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary–is there perhaps some light at the end of the tunnel. Riv. Ital. di Paleontol. e Stratigr. 117, 295–307.

Wimbledon, W.A.P., Reháková, D., Pszczółkowski, A., Casellato, C.E., Halásová, E., Frau, C., Bulot, L.G., Grabowski, J., Sobień, K., Pruner, P., 2013. An account of the bio-and magnetostratigraphy of the Upper Tithonian—Lower Berriasian interval at Le Chouet, Drôme (SE France). Geol. Carpathica 64, 437–460.

Wissler, L., Weissert, H., Buonocunto, F.P., Ferreri, V., D'Argenio, B., 2004. Calibration of the early Cretaceous time scale: a combined chemostratigraphic and cyclostratigraphic approach to the Barremian–Aptian interval. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), Cyclostratigraphy. Approaches and case histories. SEPM, Special Publication 81, pp. 123-134.

Wright, P., Tucker, M., 1991. Calcretes., in: IAS Repr Ser. Blackwell Science Publishers, Oxford, p. 352.

Yang, W., 2001. Estimation of duration of subaerial exposure in shallow-marine limestone—an isotopic approach. J. Sediment. Res. 71, 778–789.

Zamparelli, V., Cirilli, S., Iannace, A., Jaboul, F., 1999. Palaeotectonic and Palaeoceanographic controls on microbial-serpulid communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a synthesis. In: Bioevents and Integrate Stratigraphy of the Triassic and the Jurassic inItaly (R. Colacicchi, G. Parisi, V, Zampa. Palaeopelagos Sp. Publ. 3, 7–84.

Zappaterra, E., 1994. Source-rock distribution model of the Periadriatic Region. AAPG Bull. 78, 333–354.

Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe. Geological Society of London.

Zottola, A., 2019. Caratterizzazione biostratigrafica e sedimentologica della successione carbonatica medio-giurassica del M. Forloso. Tesi di laurea, Università degli Studi di Napoli, Federico II.