



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

**FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E
NATURALI**

CORSO DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE GEOLOGICHE

ELABORATO FINALE IN GEOLOGIA

**“Analisi di facies della successione oligo-
miocenica nell’area di Decontra (Maiella)”**

DOCENTE GUIDA: Dott. Marco Brandano

LAUREANDO: Giacomo Medici

MATR.: 1151326

ANNO ACCADEMICO 2009/2010

INDICE

Riassunto.....	pag. 3
1 Inquadramento Generale.....	pag. 4
• Inquadramento geografico	
• Inquadramento geologico regionale	
2 Inquadramento ed evoluzione della struttura della Maiella.....	pag.9
• Inquadramento geologico	
• Evoluzione delle geometrie deposizionali	
3 Analisi di terreno.....	pag.16
• Descrizione della sezione stratigrafica	
4 Discussione.....	pag.25
5 Conclusioni.....	pag.32
Bibliografia.....	pag.33
Allegati.....	pag.35
• Descrizione delle sezioni sottili e analisi delle microfacies	
• Datazione della sezione stratigrafica	

RIASSUNTO: il lavoro consiste in un'analisi delle facies nell'area di Decontra della successione oligo-miocenica della Maiella riferita alla Formazione di Bolognano. Sono state misurate tre sezioni stratigrafiche due nell'area Decontra e una in località Guado Sant'Antonio. Dalle sezioni di Decontra sono state preparate ed analizzate 38 sezioni sottili per lo studio delle microfacies. Il lavoro ha previsto anche l'analisi calcimetrica di 4 campioni. E' stato studiato il contenuto micropaleontologico di alcune sezioni sottili della parte basale per verificare ed ottenere una datazione di riferimento tra quelle presenti in letteratura. La litofacies basale (biocalcareni a *Lepidocyclina*) della formazione dallo studio dei macroforaminiferi può essere attribuito al Chattiano inferiore e medio, mentre la litofacies successiva più marnosa è riferibile al Chattiano superiore al passaggio con l'Aquitano contrariamente ad alcune datazioni riportate in letteratura, in accordo con i dati di Mutti et al., 1997. Dal lavoro di campagna misurando le sezioni nell'area di Decontra e correlandole con i dati di Guado Sant'Antonio sono state individuate cinque litofacies all'interno della Formazione di Bolognano. La prima litofacies (L1) è costituita da biocalcareni a *Lepidocyclina*, calcari packstone ben cementati. La seconda litofacies (L2) è formata da calcari marnosi selciferi fortemente bioturbati. La litofacies L3 è costituita da calcareniti a briozoi ben cementate, con glauconite e fosfati sparsi e foraminiferi bentonici minoritari. La litofacies L4 si differenzia dalla precedente per l'abbondanza di macroforaminiferi bentonici: amphistegine ed heterostegine al tetto. L'ultima litofacies L5 si caratterizza per la presenza della facies del maerl alla base e diviene più bioclastica verso l'alto. Dalle analisi di terreno, dallo studio delle sezioni sottili e dalle calcimetrie si è visto come il sistema carbonatico della Maiella durante l'intervallo analizzato sia stato interessato da momenti di minore produttività carbonatica, legati probabilmente a sollevamenti relativi del

livello marino. La fase principale di “pausa” produttiva è registrata dalla seconda litofacies dei calcari marnosi selciferi. Tale litofacies è l’unica in cui non si riconoscono biota fotodipendenti. La presenza di selce può essere attribuita al vulcanismo oligo-miocenico che immette grosse quantità di silice in bacino.

1- INQUADRAMENTO GENERALE

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Le sezioni sono state misurate nel Massiccio della Maiella, in località Decontra (807 m) che si trova nel Comune di Caramanico Terme, Provincia di Pescara. Ci troviamo nella parte orientale dell’Abruzzo e dell’Appennino centrale in prossimità dell’Adriatico (F.147 della Carta Topografica d’Italia). La Maiella rappresenta un massiccio calcareo alla cui sommità si trova la seconda vetta dell’Appennino: il Monte Amaro (2793 m.). Il massiccio risulta scavato da profonde valli come L’Orfento, da cui vengono le sezioni stratigrafiche.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La Struttura della Maiella si inquadra all’interno della Regione Abruzzo nell’Appennino centrale, dominato dai carbonati della Piattaforma laziale-abruzzese e della Piattaforma Apula interna. L’Appennino centrale per definizione risulta compreso tra la linea tettonica “Olevano-Antrotoco” e la linea “Ortone-Roccamonafina” corrispondente all’allineamento “Maiella-Monti della Meta” (fig.1), quindi la Maiella rappresenta la terminazione orientale dell’Appennino centrale e la struttura carbonatica più orientale (Patacca et al. 1991; Mariotti, 1992).

Il settore abruzzese dell’Appennino rappresenta la zona di giunzione tra l’Appennino settentrionale a convessità nord orientale e il settore

meridionale a convessità sud-orientale. In Abruzzo si registra anche il cambiamento dello stile tettonico a thrust embriciati con modesta entità di traslazione a ovest del fronte della Maiella, a duplex a est del fronte con entità di traslazione di diverse decine di chilometri. Il diverso assetto geologico-strutturale si ripercuote sulla morfologia; caratterizzata da aspri rilievi carbonatici ad ovest dell'allineamento "Maiella –Monti della Meta" e da dolci rilievi collinari marnoso-argilloso-arenacei ad est del fronte del sovrascorrimento.

Nell'Appennino abruzzese sono presenti diverse depressioni intramontane legate alla tettonica estensionale ancora attuale che ha investito l'area a partire dal Pliocene Sup-Pleistocene creando la Conca di Sulmona, del Fucino, dell'Aquila e la faglia normale di Caramanico che borda ad ovest l'omonima valle.

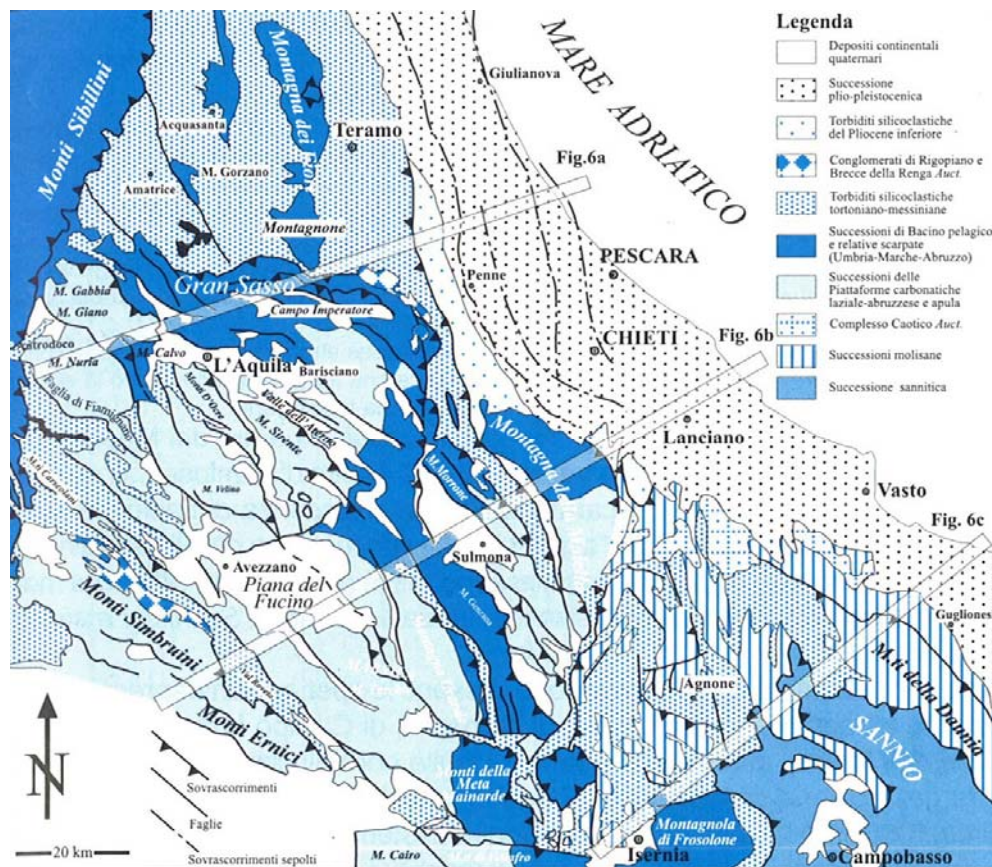


Fig.1: Schema geologico-strutturale dell'Appennino centro-meridionale (da Guide Geologiche Regionali-Abruzzo, Crescenti et al., 2003).

L'area abruzzese è il risultato dell'impilamento-deformazione di diversi domini paleogeografici paleozoici sviluppati lungo il margine meridionale della Tetide, durante la fase distensiva tra Europa ed Africa. Domini differenziatisi causa la tettonica estensionale, che ha frammentato l'iniziale unica paleo-piattaforma (fine Triassico-Lias) (Patacca et al., 1991; Mariotti, 1992). I diversi domini dell'Appennino centro-meridionale procedendo dai più interni ai più esterni sono (fig. 2) :

- IL BACINO UMBRO-SABINO-MARCHIGIANO: i depositi di questa unità sono costituiti dalle pelagiti calcareo-marnose (Lias-Miocene medio), ad est della Linea "Olevano-Antrodoco". In Abruzzo le pelagiti affiorano in gran parte del Gran Sasso e nella parte meridionale delle strutture del Morrone e della Maiella.

- PIATTAFORMA APPENNINICA (P. LAZIALE-ABBRUZZESE-CAMPANA): i depositi ricondotti a questo dominio, sono costituiti da facies di piattaforma (Trias Sup-Cretaceo Sup.) e facies di rampa mioceniche deposte in paraconcordanza sopra i calcari mesozoici. Nell'Appennino abruzzese i depositi della piattaforma in questione costituiscono le strutture del: Velino-Monte d'Ocre, Sirente, Montagna Grande, Matese.

- BACINO LAGONEGRESE MOLISANO: il bacino paleogeograficamente si trova in posizione più esterna rispetto alla Piattaforma Appenninica. Si tratta di un grande bacino formatosi nel Trias Sup. (Carnico). La parte inferiore della successione (Trias Sup-Cretaceo Inf.) calcareo-silicomarnosa è separata tettonicamente da quella superiore argilloso-calcarenitica (Cretaceo Sup.-Miocene inf.). Gli ambienti in cui i depositi bacinali si raccordano alle piattaforme adiacenti si caratterizzano per la presenza di torbiditi calcaree.

- PIATTAFORMA APULA INTERNA: paleogeograficamente questa piattaforma si colloca all'esterno rispetto al contiguo Bacino Molisano. Risulta separata da un bacino di circa 100 Km dall'adiacente Piattaforma Apula esterna. Le due piattaforme per lungo tratto adiacenti, appaiono svincolate durante le varie fasi tettoniche presentando stili strutturali differenti; la piattaforma interna è sovrapposta tettonicamente a quella esterna per tutto il suo sviluppo. La Piattaforma Apula interna affiora nella parte sud del Gruppo della Maiella.

- BACINO APULO: si tratta di un bacino di 50-70 Km, formatosi nel Giurassico che divide parzialmente le due piattaforme apule. Gli affioramenti sono limitati nella parte superiore dai depositi flyshoidi argilloso-calcareo-marnosi del Miocene medio.

- PIATTAFORMA APULA ESTERNA: costituita da 6000 m di calcari e dolomie depositi a partire dal Triassico. Nel quadro dell'orogenesi appenninica affiora nell'avampaese della catena e costituisce il substrato dei sedimenti di riempimento dell'Avanfossa Bradanica (Gasperi, 1995).

Circa i rapporti tra le varie unità paleogeografiche nell'area abruzzese c'è da sottolineare che il Bacino umbro-sabino e quello molisano comunicano attraverso il Corridoio Marsicano (fig.1), una sottile fascia di depositi pelagici che da Rocca Chianaro si spinge fino al Monte Genziana. Invece la Piattaforma della Maiella (Apula interna) insieme alle strutture dello Scontrone-Porrara e Casoli-Bomba avrebbe fatto anch'essa parte della Piattaforma Apula, rappresentando un'unità paleogeografica più interna separata dalla parte esterna dal Bacino Apulo. La Maiella andata in orogenesi con la formazione della catena, ha assunto caratteri propri causa i movimenti tettonici differenziali che si sono verificati a partire dal Cretaceo (Mostardini e Merlini, 1986; Parotto et al., 2004).

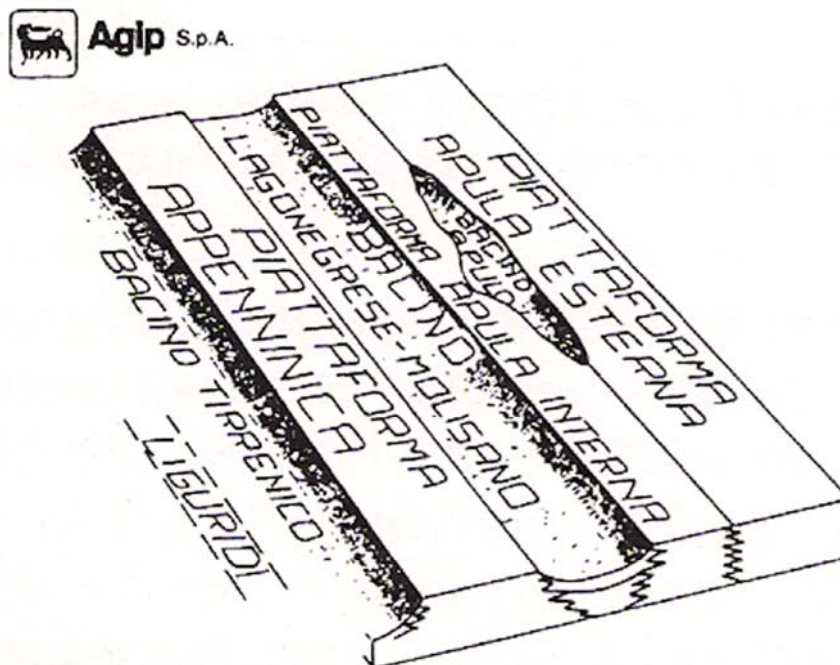


Fig.2: Schema paleogeografico dell' Appennino centro meridionale pre-orogenesi (da Mostardini et al., 1988)

2- INQUADRAMENTO ED EVOLUZIONE DELLA STRUTTURA DELLA MAIELLA

INQUADRAMENTO GEOLGICO

Il Massiccio della Maiella deriva dalla deformazione a seguito dei processi orogenetici dei settori più interni della Piattaforma Apula (Mostardini e Merlini, 1986).

La Piattaforma della Maiella risulta parzialmente svincolata dalla Piattaforma Apula esterna, divisa da quest'ultima dal Bacino Apulo, costituiva quindi una piattaforma isolata a sedimentazione carbonatica pura.

Poiché paleogeograficamente si trovava in posizione più esterna rispetto alla Piattaforma laziale-abruzzese viene coinvolta in avanfossa solo nel Pliocene inferiore, quindi la sedimentazione di piattaforma ha continuato fino alla crisi del Messiniano, con la precipitazione delle evaporiti della Gessoso-Solfifera.

La struttura della Maiella orientata NNW-SSE, rappresenta una anticlinale asimmetrica con vergenza nord orientale. L'asse della piega è definito da un andamento NO-SE; l'immersione è di circa 15° verso nord nella zona settentrionale, mentre nel settore meridionale l'immersione è compresa tra 10° e 15° verso sud. L'anticlinale della Maiella è una piega di tetto di un thrust orientato N-S/NW-SE.

Il sovrascorrimento è legato al movimento del sistema catena-avanfossa verso est e si è formato nel Pliocene medio. La piega anticlinale risulta tagliata dalla faglia normale di Caramanico (fig.3) connessa alla fase estensionale tardo pliocenica-pleistocenica, che segue la fase compressiva (prima parte del Pliocene) alla quale è legato il thrust.

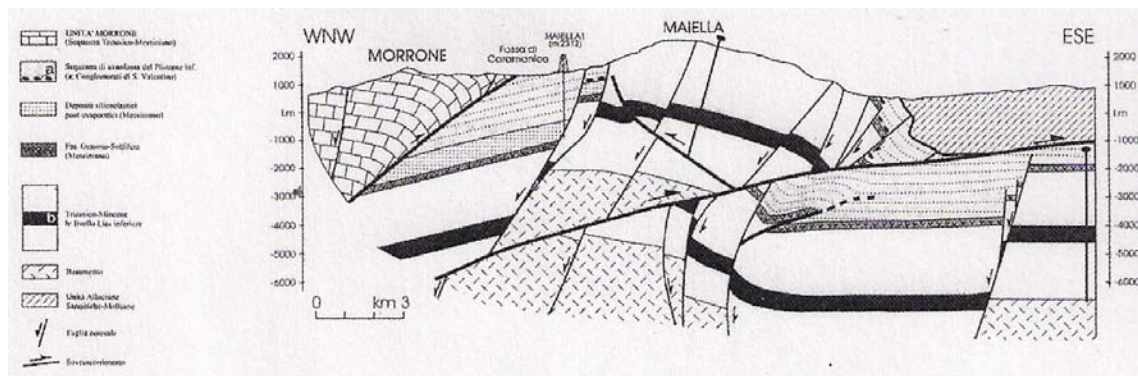


Fig.3: Sezione geologica passante per le strutture del Morrone, Maiella e quella sepolta di Casoli (da Crescenti et al., 2003).

Nella foto (fig.3) si vede come i depositi messiniani evaporitici e quelli silicoclastici della prima parte del Pliocene sono concordanti con quelli carbonatici e vengono tagliati dal sovrascorrimento, a testimoniare l'attività del thrust di seguito alla loro deposizione.

La struttura della Maiella si sviluppa parallelamente all'altra struttura carbonatica del Monte Morrone, in entrambi i casi muovendosi da sud verso nord si passa da facies più prossimali a facies più distali, fino ad incontrare gli equivalenti pelagici dei depositi di piattaforma carbonatica.

Anche la struttura del Morrone, altra piattaforma isolata, costituisce una piega di tetto (F.P.F in fig.3) di un thrust orientato NW-SE più occidentale ed antecedente rispetto a quello della Montagna della Maiella.



Fig.4: *struttura del Morrone con in evidenza il sovrascorrimento che mette in contatto i carbonati meso-cenozoici con depositi silicoclastici plio-pleistocenici.*

La struttura anticlinalica della Maiella verso ovest si trova in contatto tettonico con i depositi silicoclastici pliocenici e messiniani che riempiono la fossa di Caramanico, compresa tra il fronte del sovrascorrimento del Morrone (fig.4-5) e la faglia normale di Caramanico.

A nord e a est della struttura della Maiella si trovano i depositi silicoclastici del Pliocene superiore-Pleistocene (fig.6) di avanfossa che coprono i depositi carbonatici della Piattaforma Apula con geometrie in onlap sui depositi silicoclastici del Pliocene inferiore coinvolti dal thrust della Maiella e dalla piega di tetto.



Fig.5: *thrust del Morrone e del Gran Sasso da passo San Leonardo con alle spalle la Maiella.*

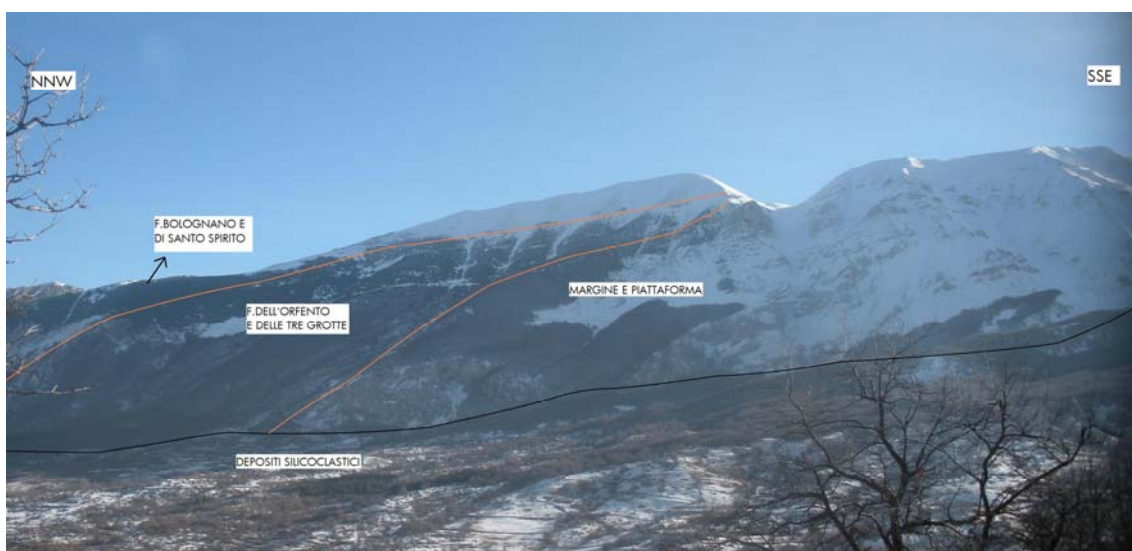


Fig.6: *massiccio della Maiella da Roccamanico con in evidenza strutture e formazioni.*

EVOLUZIONE DELLE GEOMETRIE DEPOSIZIONALI

La Maiella ha rappresentato un esempio di piattaforma carbonatica isolata, attiva dal Giurassico al tardo Miocene, fino alla deposizione delle evaporiti della Formazione Gessoso-Solfifera. Durante il Giurassico–Cretaceo Inferiore si aveva una piattaforma shelf con margine fortemente inclinato non deposizionale di tipo by-pass, probabilmente ereditato dalla fase di rifting inizio giurassica (Bice e Stewart, 1990).

A partire dall'inizio del Cretaceo Inferiore la subsidenza tettonica si annulla e quella termica di post-rift decresce esponenzialmente. Quindi diminuisce progressivamente il potere aggradante della piattaforma; nel corso del Cretaceo Superiore si assiste al veloce recupero dei bacinali che fanno onlap sulla scarpata (fig.7).

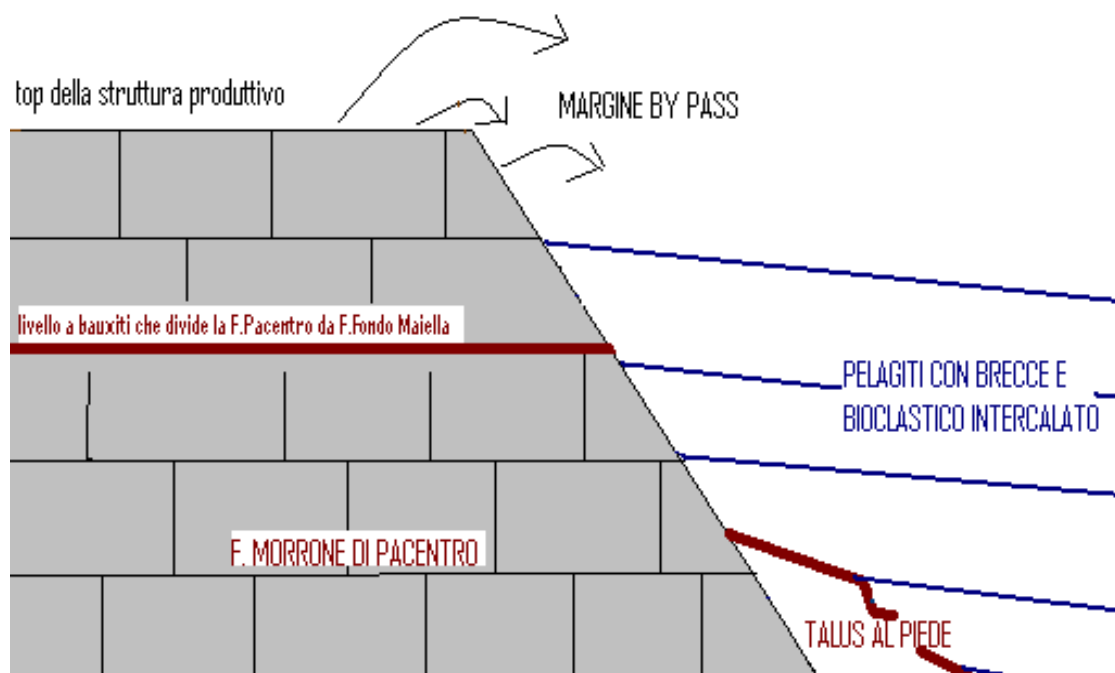


Fig.7: onlap dei bacinali sulla scarpata e sul talus prima del tardo Campaniano con la deposizione della Formazione delle Tre Grotte (pelagiti con breccie e bioclastico int.).

Nel Campaniano con la deposizione della Formazione delle Tre Grotte quasi tutto il dislivello è stato colmato. Nel tardo Campaniano inizio

Maastrichtiano avviene: la deposizione degli ultimi depositi in onlap (Formazione dell'Orfento basale), il passaggio ad una struttura *distally steepened slope-ramp* (Vecsei et al., 1998), la deposizione della Formazione dell' Orfento superiore con depositi bioclastici da sandwaves progradanti sullo slope che solo in posizione distale si intercalano a pelagiti (fig.8).

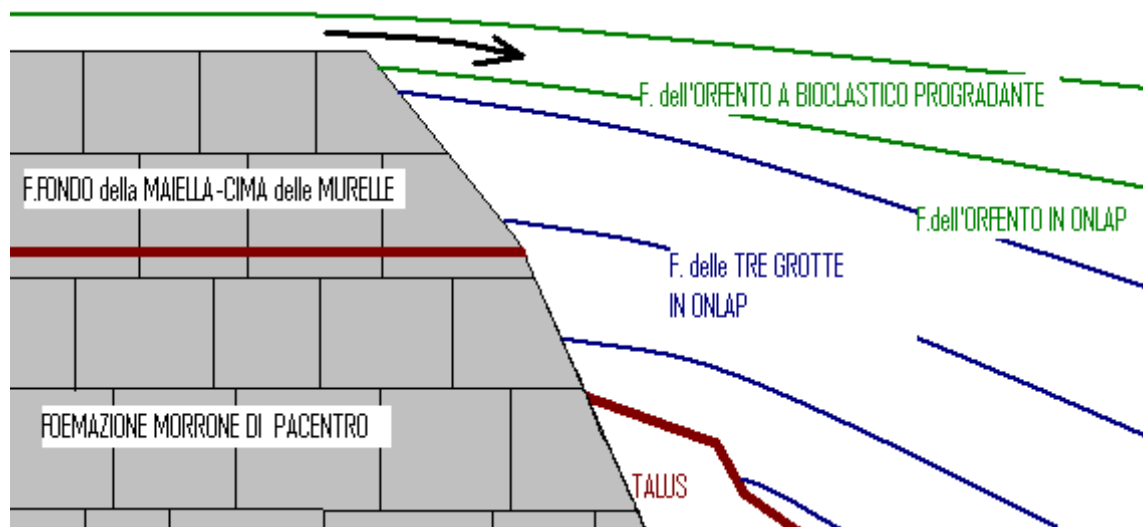


Fig.8: struttura *distally steepened slope-ramp* e progradazione della Formazione dell'Orfento.

La mancanza di subsidenza tettonica e termica, con lo spazio per la sedimentazione garantito solo dalle oscillazioni eustatiche e la compattazione, porta a problemi di spazio di accomodamento sul top della struttura che aggrava a fasi alterne e discontinue nel momento in cui il livello del mare sale e crea spazio. Si hanno quindi due fasi fortemente progradanti controllate dalla compattazione differenziale (Rusciadelli et al., 2007): la prima già descritta con la deposizione della Formazione dell'Orfento (tardo Campaniano-Maastrichtiano) e la seconda con la Formazione di Santo Spirito (Bartoniano-Oligocene inferiore).

A seguito delle forti fasi progradanti viene colmato il dislivello slope-top della struttura, nell'Oligocene superiore si passa ad una struttura *gently inclined shelf* (Vecsei et al., 1999) o *low angle ramp* (Mutti et al., 1997) e la fabbrica bentonica passa da chlorozoan a heterozoan. A partire dal Chattiano riprende l'aggradazione in piattaforma dopo la crisi del potere aggradante della prima parte dell'Oligocene, con lo spazio di accomodamento controllato dalle variazioni eustatiche e dalle deformazioni legate al movimento dei thrust in avvicinamento da est.

I depositi della Maiella dal Cretaceo (Cenomaniano medio) al Miocene sono stati divisi in sei supersequenze e la Formazione di Bolognano coincide con l'ultima supersequenza (Vecsei et al., 1998).

3-ANALISI DI TERRENO

DESCRIZIONE DELLA SEZIONE STRATIGRAFICA

La Formazione di Bolognano è stata campionata e misurata nella Valle dell'Orfento a Decontra. Sul terreno sono state misurate due sezioni stratigrafiche (Decontra a e b) per un totale 120,5 metri di log.

Dall'attività di campo a Decontra è stato possibile riconoscere varie litofacies. La prima litofacies basale (L1) è una biocalcarenite a *Lepidocyclina* (30,6 m) con laminazione incrociata.

Questa litofacies poggia sulla Formazione di S.Spirito attraverso una superficie discontinuità probabilmente di carattere erosionale (fig.9), il limite tra le due formazioni è stato trovato individuando un netto contrasto di litofacies rappresentato dal passaggio da calcari a Nummuliti alle biocalcareniti a *Lepidocyclina* della Bolognano.



Fig.9: superficie basale della Formazione di Bolognano sulla quale è poggiata l'asta Jacob.

La seconda litofacies (L2) è costituita da calcari marnosi selciferi per uno spessore di 23,5 metri. Questa seconda litofacies comincia con calcari selciferi debolmente marnosi.

Più in alto aumenta la percentuale argillosa, si passa a calcari marnosi (87,1% CaCO_3) che si alternano a livelli di 4-5 cm ancora più argillosi. Il tetto della litofacies è costituito da calcari meno marnosi privi dell'alternanza precedentemente descritta. Le caratteristiche principali della seconda litofacies sono: l'abbondanza di selce presente in noduli (fig.10), la forte bioturbazione (*Chondrites*), la percentuale argillosa variabile.



Fig.10 : nodulo di selce nella parte basale di L2.

La terza litofacies (L3 spessa 24,3 m) calcarenite a briozoi, risulta rispetto alla prima più povera nel contenuto fossilifero con i grossi bentonici quasi assenti (qualche *Amphistegina*), presenta invece come L1 laminazione incrociata (fig.11) a tratti anche a festoni.

Questa litofacies comincia con un hardground di 30 centimetri a fosfati e subordinata glauconite, poggiante su circa un metro di depositi più fini debolmente marnosi. Sopra i trenta centimetri a glauconite e fosfati cominciano le calcareniti a briozoi losangate con laminazione incrociata a basso angolo e a tratti a festoni. Lateralmente invece l'hardground non poggia direttamente sui calcari marnosi di L2, ma su 2,2 metri di calcarenite a briozoi.

La litofacies a briozoi al tetto (ultimi 7,5 metri) si presenta ricca in planctonici, con in primi 2,5 metri marnosi (83,8% CaCO_3). La successiva litofacies ha uno spessore di 17 metri, ed è costituita da calcareniti a macroforaminiferi bentonici ed alghe rosse bioclastiche (L4).



Fig.11: *particolare delle laminazioni nella litofacies a briozoi (L3).*



Fig.12: *limite L2-L3 con i depositi marnosi in corrispondenza dell'asta di Jacob.*

La quarta litofacies L4 è costituita da calcareniti con livelli intercalati di 3-4 metri a granulometria maggiore. I macroforaminiferi sono più abbondanti rispetto alla litofacies precedente, continua la presenza di granuli fosfatizzati. La litofacies a macroforaminiferi bentonici ed alghe rosse bioclastiche presenta come L1 ed L3 laminazioni e losanghe e termina con un intervallo (90 cm) di calcarenite finissima bioturbata a laminazione incrociata (fig.13-14), con sopra un livello di 80 centimetri a heterostegine

.



Fig.13: *laminazione incrociata al tetto di L 4.*



Fig.14: *bioturbazione nel livello a lamianazione incrociata.*

Il livello a heterostegine passa verso l'alto a corpi non stratificati ricchi in alghe rosse perfettamente conservate, formati da noduli e rami di alghe rosse (maerl) (L5). La litofacies L5 è caratterizzata da una alternanza di calcari e calcari marnosi (89,7% CaCO_3). I livelli esclusivamente calcarei nella parte basale della quinta litofacies sono costituiti dalla facies del maerl e divengono più bioclastici verso l'alto (fig.15).



Fig.15: *corpo calcareo costituito dalla facies del maerl.*



Fig.16: *parte alta della successione con l'alternanza calcari-calcari marnosi.*



Fig.17: *litofacies in evidenza sulla sezione misurata e sull'area ad est dell'abitato di Decontra.*

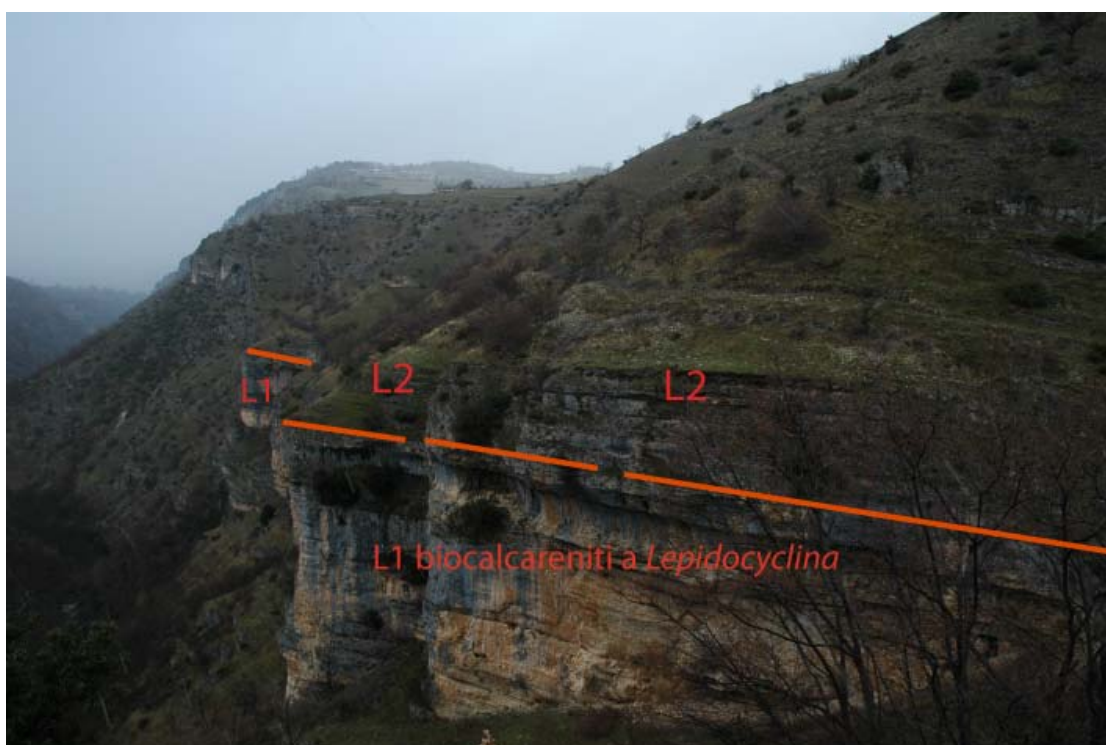


Fig.18: corpo basale della Formazione di Bolognano e limite L1- L2.

Sul versante esposto a nord della Valle dell'Orfento, che taglia trasversalmente la struttura, sono state misurate due sezioni: Decontra a e b, i cui campioni sono stati utilizzati per l'analisi delle facies. Sul versante opposto in una piccola valle che confluisce nell'Orfento, in località Guado Sant'Antonio è stata misurata un'altra sezione, che prende solo parte della Formazione di Bolognano.

In località Guado Sant'Antonio affiorano: le biocalcareni a *Lepidocyclina* (L1), che poggiano sugli ultimi metri della Santo Spirito a coralli e microcodium, i calcari marnosi a planctonici (L2) e solo parte della litofacies a briozoi (L3-5,75 m), sopra la quale comincia la copertura vegetale.

Le sezioni misurate sui due versanti della Valle dell'Orfento possono essere correlate e presentano delle differenze.

In tutte tre le sezioni, nella parte alta della litofacies L1, si trovano livelli a lepidocycline isorientate, uno per ogni sezione. La sezione di Guado Sant'Antonio presenta la prima litofacies sempre con laminazione incrociata. In tutte le sezioni stratigrafiche misurate la seconda litofacies (L2) comincia con delle calcareniti a grana fine verso l'alto più marnose e più ricche in planctonici.

Nella sezione stratigrafica in località Guado Sant'Antonio la seconda litofacies ha minore spessore (12 metri). Inoltre contrariamente alla sezione di Decontra, la litofacies a briozi comincia con un microconglomerato trasgressivo di 35 centimetri. Il conglomerato è l'equivalente dell'hardground nella sezione di Decontra. Sopra il conglomerato cominciano 5,40 metri di calcareniti con laminazione incrociata .

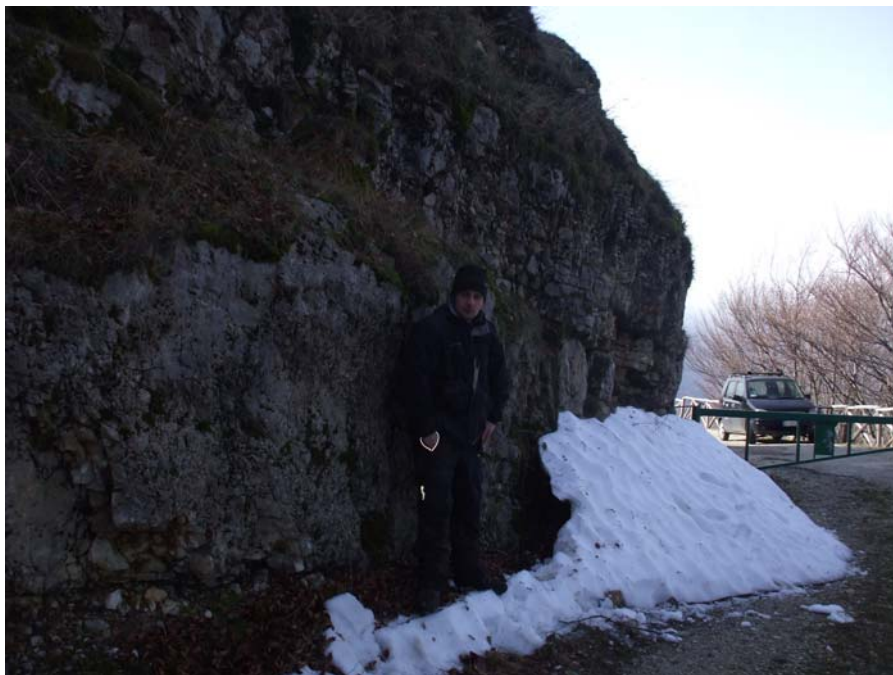


Fig.19: base di L3 a Guado Sant'Antonio.

-Decontra a (long. 1°35'20"; lat. 42°09'35") -Decontra b (long. 1°35'04; lat. 42°09'45")

- Guado Sant' Antonio (long. 1°36'40''; lat. 1°36'23'')

4- DISCUSSIONE

Le sezioni sottili e le microfacies individuate sono riconducibili anche alle litofacies riconosciute sul terreno e rispecchiano trend trasgressivi e regressivi regolati dalle oscillazioni relative del livello del mare e dalle condizioni trofiche delle acque. La microfacies M1 (Packstone bioclastico a macroforaminiferi) corrisponde perfettamente alla litofacies L1 (biocalcareni a *Lepidocyclina*), che costituisce la base della successione. L1 e la rispettiva microfacies si collocano in un ambiente deposizionale di rampa intermedia a una profondità non superiore ai 30 metri sulla base delle associazioni a macroforaminiferi bentonici all'interno. Verso l'alto si ha un progressivo aumento della percentuale di matrice, diminuzione della classazione e della granulometria. Si passa da sabbie grossolane packstone-grainstone a mud con tessitura wackestone rappresentati dalla litofacies L2 (calcari marnosi con selce) in cui sono riconoscibili la microfacies M2 (Packstone fine bioclastico a foraminiferi planctonici) e M3 (Wackestone a foraminiferi planctonici) che indicano un approfondimento dell'ambiente deposizionale riconducibile ad una rampa intermedia distale (limite inferiore zona oligofotica) fino a rampa esterna. Entrambe le microfacies presentano una diffusa mineralizzazione a fosfati e glauconite spesso come riempimento delle camere dei planctonici; questi ultimi molto abbondanti associati a echinidi, spicole di spugna e frammenti di briozoi suggeriscono sedimentazione in zona afotica con un elevata concentrazione di nutrienti nelle acque. Il passaggio alla successiva litofacies è segnato dall'hardground non facilmente visibile sul terreno ma caratterizzato da clasti fosfatizzati e glauconite che rappresenta la base della L3 (calcareniti a briozoi) che comprende la microfacies M4 (grainstone/packstone a microforaminiferi bentonici e briozoi) ancora con fosfati e glauconite che conferma la sedimentazione in zona afotica di rampa esterna. Questa

litofacies è caratterizzata da una stratificazione incrociata tipica di strutture a dune a una profondità di 30-40 metri al di sotto del limite delle onde di tempesta (Pomar et al., 2002). Tale ipotesi è supportata anche dalle caratteristiche tessiturali e composizionali della M4 ricca in frammenti di briozoi, echinidi e rotalidi costituenti un grainstone grossolano. Con le microfacies M5-M6 (litofacies L4-calcareni a LBF e alghe rosse) e M7 (litofacies L5) si torna in un ambiente relativamente più superficiale (max 20 m di profondità) di rampa intermedia in zona oligofotica in cui ritornano i macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*, *Heterostegina*) fino alla facies del maerl costituita da rami liberi e noduli di alghe rosse del genere *Phymatholithon* e *Titanoderma*. La presenza di foraminiferi epifiti come *Elphidium* e abbondanti discorbidi fa supporre che la L5 (maerl) si interdigitasse con zone colonizzate da praterie a fanerogame marine. La facies dal maerl passa poi verso l'alto della successione nuovamente ad una rampa esterna rappresentata dalla microfacies M8 (packstone a planctonici e ditrupe) che ipotizza un nuovo approfondimento in zona afotica.

La Formazione di Bolognano misurata nell'area di Decontra ha uno spessore di 120,5 metri e va dal Chattiano al Serravalliano (Mutti et al., 1997), fino al Tortoniano secondo altri autori (Vecsei e Sanders, 1999). La formazione prende un intervallo temporale di almeno 17 Ma in cui vengono registrate: oscillazioni del livello del mare con frequenza maggiore di quelle di II ordine, variazioni nel chimismo e nel trofismo delle acque, deformazioni della zona di avanpaese.

Per quanto riguarda le variazioni nel chimismo delle acque, la Formazione di Bolognano, registra l'aumento di SiO₂ legato al vulcanismo mediterraneo. L'aumento di silice nelle acque è testimoniato dalla presenza continua di noduli di selce (fig.13) nella litofacies L2; dati di letteratura (Mutti et al., 1997) riportano noduli di selce anche nella prima parte de

“Upper Bryozoan Limestone”, che coincide con le calcareniti a briozoi (L3). Quindi la presenza di selce segnalata dal Chattiano superiore al termine del Burdigaliano, coincide con la fase ad alta intensità del vulcanismo sardo-corso-provenzale. Grossi volumi di magma vengono emessi già dal Chattiano superiore, con il climax dell’attività vulcanica nell’Aquitano-Burdigaliano, 22- 18 Ma (Brandano et al., 2007).

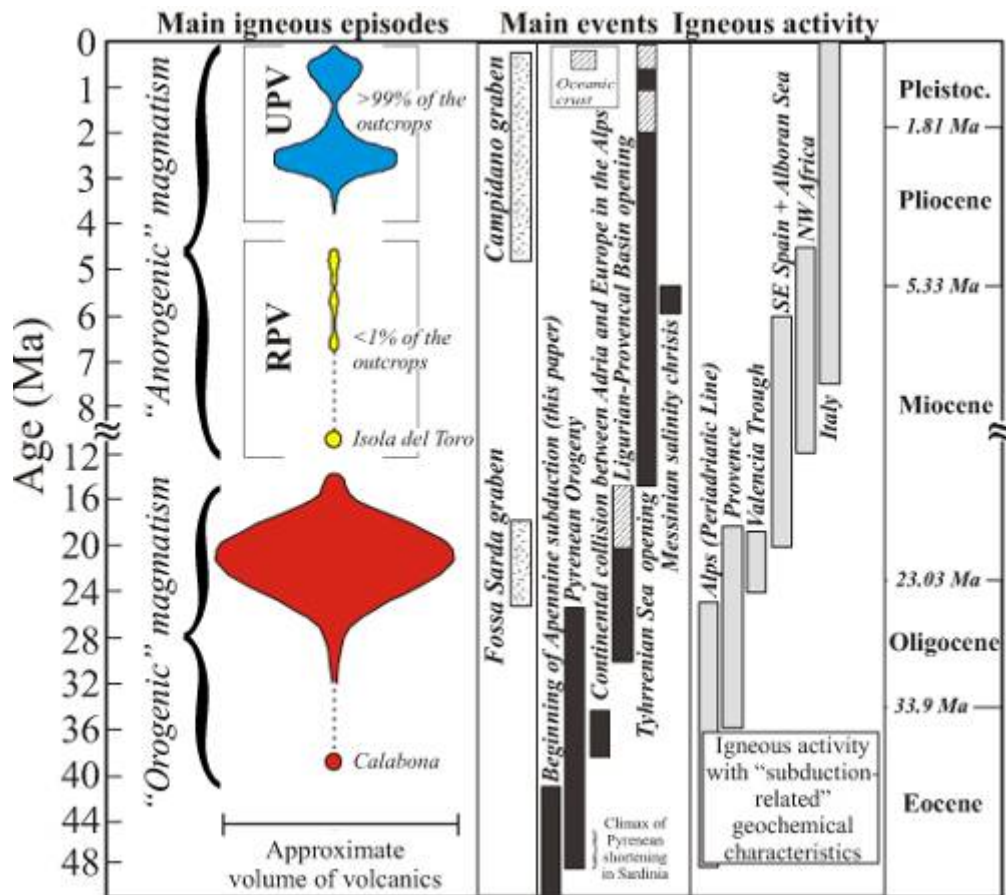


Fig.21: schema delle fasi e dell’intensità in funzione del tempo del vulcanismo mediterraneo (da Lustrino et al.; 2009).

Attraverso l’analisi della sezioni sottili della Formazioni di Bolognano, si può vedere anche la variazione del trofismo delle acque nel tempo attraverso la quantità di minerali autigeni (ossidi, fosfati). I fosfati sono quasi assenti nella prima litofacies L1 e siamo in condizioni oligo-mesotrofiche. Aumentano nella seconda litofacies, per trovare la massima

concentrazione nelle calcareniti a briozoi, in cui si arriva a condizioni eutrofiche. L'elevato trofismo delle acque fa alzare il limite inferiore della zona oligofotica, infatti nella terza litofacies sono assenti i grossi foraminiferi bentonici.

I foraminiferi bentonici fotosintetici (*Amphistegina*) tornano numerosi in L4, causa la leggera diminuzione dei fosfati concomitanti ad un livello del mare più basso. I fosfati ed il trofismo continuano a diminuire nell'ultima litofacies ad alghe rosse.

La litofacies in cui i fosfati sono in quantità maggiore L3, corrisponde alla fase ad elevato trofismo in cui sono abbondanti i briozoi organismi filtratori, nettamente favoriti da condizione eutrofiche. Nella successione oligo-miocenica della Maiella si registrano condizioni ad elevato trofismo nel Miocene inferiore-medio. L'elevato trofismo delle acque può essere ricondotto ad eventi globali o di scala inferiore. Nel Miocene inferiore e medio è segnato un evento di eutrofizzazione globale: l'evento Monterey (Mutti et al., 1997; Zachos et al., 2001). Altri autori propongono per il Miocene medio-inferiore un'inversione di circolazione nel Mediterraneo immediatamente successiva alla chiusura del collegamento con l'oceano Indo-Pacifico, che avrebbe determinato l'ingresso di acque profonde ricche in nutrienti dall'Atlantico e l'uscita delle acque oligotrofiche superficiali dal Mediterraneo.

L'eutrofizzazione delle acque può essere ricondotta anche al sollevamento della catena appenninica, con la formazione di bacini di avanfossa più a est e allo sviluppo del vulcanismo mediterraneo oligo-miocenico (Civitelli e Brandano, 2005).

Dall'analisi delle facies e dalle calcimetrie si vede come la Formazione di Bolognano sia interessata da fasi a sedimentazione carbonatica pura con pieno sviluppo degli organismi bentonici fotosintetici a tassi di

sedimentazione maggiori, che si alternano a fasi di minore produttività della fabbrica bentonica e di parziale drowning. Le fasi di crisi produttiva della fabbrica bentonica sono riconducibili a variazioni relative del livello marino, legate in primo luogo al segnale eustatico visto che la tettonica ha un'influenza minore, la rampa della Maiella nell'intervallo Chattiano-Serravalliano è in posizione di avanpaese.

La tendenza al drowning è da attribuire all'elevato trofismo, che abbassa i tassi di sedimentazione rendendo la fabbrica bentonica vulnerabile rispetto ai sollevamenti relativi del livello del mare (Mutti et al., 1997).

La fase principale di pausa produttiva della fabbrica bentonica, riguarda la litofacies L2, spesso 23,5 metri composta da calcari marnosi (87,1% CaCO_3) bioturbati ad orbuline, in cui tranne nei due metri iniziali con alghe rosse, non si riconoscono organismi oligofotici tipici della fabbrica heterozoan.

Di seguito non si evidenziano più fasi a sedimentazione emipelagica e crisi della fabbrica bentonica così importanti ed evidenti; al termine della terza litofacies si hanno 2,5 metri di calcari marnosi a planctonici (83,8% CaCO_3), che precedono 17,5 metri di calcari a briozoi ricchi in planctonici, al termine di L4 si trovano 1,7 metri di calcari marnosi a grana fine sempre con diversi planctonici, infine dopo il maerl ci sono 9-10 metri di alternanza calcari-calcari marnosi (89,7% CaCO_3 in L5) ad alghe rosse in frammenti privi di foraminiferi bentonici fotosintetici. La litofacies dei calcari marnosi selciferi (L2) rispetto alle altre fasi di pausa produttiva ha spessore maggiore ed è l'unico caso in cui gli organismi oligofotici sono del tutto assenti. Quindi è l'unico esempio di drowning completa nella Bolognano, almeno per la parte intermedia e distale della rampa (lower-middle ramp, Vecsei e Sanders; 1999); non si può affermare che il

drowning riguardi anche i settori più prossimali posti a sud della Valle dell'Orfento per mancanza di dati.

Nelle sezioni sottili si vede un'alternanza di trend trasgressivi e regressivi legati a variazioni eustatiche di ciclicità sicuramente inferiore al II ordine con sovrainposta la tettonica, visto che la formazione di Bolognano stessa rappresenta un ciclo di II ordine (Bernoulli et al., 1996; Vecsei e Sanders, 1998). Con i dati a disposizione non si possono prendere i trend trasgressivi e regressivi e dargli con esattezza una ciclicità di terzo e quarto ordine poiché a determinare lo spazio di accomodamento, se pur con contributo minore, c'è anche la tettonica. Il movimento dei thrust da est verso ovest porta a deformazioni anche nella zona di avanpaese. Secondo alcuni autori (Vecsei et al., 1998; Vecsei e Sanders, 1999) l'area della Maiella in qualche momento durante il tardo Oligocene-Miocene dovrebbe essere stata coinvolta nel "forebulge" della catena appenninica con conseguente sollevamento.

La Formazione di Bolognano è in parte contemporanea alla Formazione dei Calcari a Briozoi e Litotamni del dominio paleogeografico della Piattaforma laziale-abruzzese, la Bolognano registra anche il Chattiano e tutto l'Aquitano. L'hardground datato 20,3-21 Ma corrisponde alla trasgressione sul Cretaceo della Piattaforma laziale-abruzzese e all'inizio della deposizione dei Calcari a Briozoi e Litotamni. Gli strati immediatamente sopra la superficie stilolitica sulla Piattaforma laziale-abruzzese danno nei settori più occidentali un'età di 21 Ma, quindi intorno al passaggio Aquitano-Burdigaliano parte la contemporaneità tra i Calcari a Briozoi e Litotamni e la Formazione di Bolognano.

I depositi di rampa carbonatica sulla Maiella proseguono però fino al Messiniano con la deposizione della Gessoso-Solfifera, poiché si è in

posizione di avanpaese e non si passa in avanfossa come nella Piattaforma Appenninica nel Serravalliano-Tortoniano.

Sulla piattaforma isolata della Maiella l'esplosione dei briozoi legati all'elevato trofismo con correnti di upwelling che portano su nutrienti è in gran parte coeva rispetto alla Piattaforma laziale-abruzzese, la litofacies a briozoi parte con l'hardground (20,3-21 Ma) nella Formazione di Bolognano. Nei Calcari a Briozoi e Litotamni l'esplosione dei briozoi comincia a 17,5 Ma (Corda e Brandano; 2003).

L'esplosione dei briozoi sulla Piattaforma laziale-abruzzese continua fino a 15-16 Ma, lo stesso sulla Maiella sono abbondanti fino a 16 Ma prima del passaggio alla litofacies ad alghe rosse. In entrambi i casi sia nei Calcari a Briozoi e Litotamni, che nella Formazione di Bolognano si hanno fabbriche carbonatiche "heterozoan", nonostante il Mediterraneo sia ancora in condizioni tropicali-subtropicali; probabilmente la causa sta nell'elevato trofismo (Civitelli e Brandano, 2005) e nell'attività vulcanica che immettendo CO₂ sfavorisce organismi a guscio aragonitico della fabbrica chlorozoan (Pomar et al., 2004 ; Brandano et al., 2009).

5- CONCLUSIONI

Il lavoro è stato una rivisitazione della Formazione di Bolognano a più di dieci anni dalla pubblicazione degli ultimi lavori. La formazione è stata misurata nell'area di Decontra. Sono stati misurati 120,5 metri di log e individuate all'interno della Formazione di Bolognano cinque litofacies (L1, L2, L3, L4, L5).

Per l'analisi delle microfacies sono state utilizzate 38 sezioni sottili, inserite in otto microfacies distinte. Delle 8 microfacies è possibile vedere l'evoluzione verticale nel tempo degli ambienti.

La prima microfacies M1 (packstone bioclastico a macroforaminiferi) indica un ambiente di rampa intermedia, in zona oligofotica. Successivamente si ha un progressivo approfondimento con M2 (packstone fine bioclastico a planctonici) si passa ad un ambiente di rampa intermedia-distale al limite della zona oligofotica, mentre con M3 si entra in zona afotica, in rampa esterna. 30 centimetri di hardground segnano il passaggio alla microfacies M4 (grainstone-packstone a briozoi) di rampa esterna in zona afotica. Le microfacies successive M5, M6, M7, indicano un ambiente più superficiale di rampa intermedia in zona oligofotica, in cui tornano i macroforaminiferi bentonici, fino alla facies del maerl (M7). L'ultima microfacies M8 (packstone a planctonici e ditrupe) indica un nuovo approfondimento, con il ritorno ad un ambiente di rampa esterna in zona afotica.

Con la prima litofacies biocalcareni a *Lepidocyclina* (Chattiano inferiore e medio), si è ottenuto un riferimento temporale utile per scegliere una datazione di riferimento della formazione tra quelle presenti in letteratura. La trattazione del contenuto paleontologico coincide, con la datazione di Mutti et al. (1997).

BIBLIOGRAFIA

- Brandano M., Brilli M., Corda L., Lustrino M.; 2009. Miocene C-isotope signature from the central Appennine successions (Italy): Monterey versus regional controlling factors. *Terra Nova*. In press.
- Brandano M., Mateu Vicens G., Gianfagna A., Corda L., Billi A., Quaresima S., Simonetti A.; 2009. Hardground development and drowning of a Miocene carbonate ramp (Latium-Abruzzi): from tectonic to paleoclimate. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 1, 47-56.
- Buxton M.W.N., Pedley H.M. ; 1989. Short Paper : A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 146, pp. 746-748.
- Cahuzac B., Poignant A.; 1997. Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères nérétiques. *Bull. Soc. géol. France*, n.2, pp. 155-169.
- Civitelli G., Brandano M.; 2005. Atlante delle litofacies e modello deposizionale dei Calcarei a Briozoi e Litotamni nella Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. *Bol. Soc. Geol. It.*, 124, 611- 643, 14 ff., 1 tab., 8 tavv.n.t.
- Corda L., Brandano M.; 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Appennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161, 55-70.
- Crescenti U., Miccadei E., Praturlon A.; 2003. *Guide Geologiche Regionali- Abruzzo*. BE- MA editrice.
- Gasperini Gianfranco; 1995. *Geologia Regionale*. Pitagora Editrice, Bologna.

- Lustrino M., Morra V., Fedele L., Franciosi L.; 2009. The beginning of the Appennine subduction system in central-western Mediterranean: constraints from Cenozoic “orogenic” magmatic activity of Sardinia (Italy). *Tectonics*, 28, TC5016, doi: 10.1029/2008TC002419.
- Pomar Luis, Obrador Antonio, Westphal Hildegard; 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49, pp. 139-169.
- Pomar Louis; Types of carbonate platforms: a genetic approach; 2001. *Basin Research*, 13, 313-334.
- Rusciadelli G., De Simone S.; 2007. Differential compaction as a control on depositional architectures across the Maiella carbonate platform margin (central Appennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 196, 133-155.
- Mutti M., Bernoulli D., Stille P.; 1997. Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platform margin, Italy. *Terra Nova*, 9, 122-125.
- Vecsei A., Sanders D.G.K., Bernoulli D., Eberli G.P., Pignatti J.; 1998. Cretaceous to Miocene sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Italy. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPEM Special Publication, vol. 60, pp. 53-74.
- Vecsei A., Sanders D.G.K.; 1999, Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sedimentary Geology*, 123 (1), 103-127.

ALLEGATI

DESCRIZIONE DELLE SEZIONI SOTTILI E ANALISI DELLE MICROFACIES

Per studiare l'evoluzione della rampa carbonatica oligo-miocenica della Formazione di Bolognano sono state studiate 40 sezioni, di cui 38 utilizzate per l'analisi delle facies più 2 aggiuntive prese in esame esclusivamente per lo studio delle camere embrionali delle lepidocycline. Viene riportata la descrizione in dettaglio delle sezioni sottili utilizzate per l'analisi delle facies. Le sezioni sottili sono state ripartite in base alle caratteristiche tessiturali e composizionali in 8 microfacies distinte al fine di riconoscere i trend trasgressivi e regressivi all'interno della sezione stratigrafica. Le sezioni sottili appartengono a due colonne stratigrafiche differenti (fig.31-32), poiché non è stato possibile misurare la formazione in uno stesso punto causa l'acclività del versante.

1) CAMPIONE: 186.

TESSITURA : packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (80 μ -5 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: equant, isopaco.

MINERALI AUTIGENI: ossidi, rari fosfati.

MATRICE: micrite /calcisiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Operculina*, alghe rosse, *Amphistegina*, rotalidi.

2) CAMPIONE: 188s.

TESSITURA : packstone con buon grado di cementazione.

GRANULOMETRIA: Sabbia medio- grossolana (100 μ -2,7 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: drusa, equant, isopaco.

MATRICE: micrite/calcsiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina* (*Eulepidina* e *Nephrolepidina praemarginata*),
Amphistegina, alghe rosse, briozoi, echinidi.

3) CAMPIONE: 189.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia medio grossolana (150 μ -4,5 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco.

MATRICE: calcisiltitica.

FOSSILI: *Operculina*, echinidi, alghe rosse, *Lepidocyclina*, rotalidi.

4) CAMPIONE: 193.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (100 μ -2 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco.

MINERALI AUTIGENI: ossidi.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Operculina*, alghe rosse, *Cibicides*, rotalidi,
rara *Amphistegina*, textularidi.

5) CAMPIONE: 200.

TESSITURA: grainstone/packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia medio- grossolana (100 μ -1,25 mm).

CLASSAZIONE: buona classazione.

CEMENTO: drusa.

MINERALI AUTIGENI: ossidi, fosfati.

MATRICE: quasi assente.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, alghe rosse, *Operculina*.

6) CAMPIONE: 201.

TESSITURA: rudstone con matrice packstone/grainstone.

GRANULOMETRIA: sabbia grossolana (180 μ -5 mm).

CLASSAZIONE: non ben classata.

CEMENTO: equant/microstalattitico, drusa, cemento a blocchi.

MATRICE: micrite quasi assente.

FOSSILI: *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina praemarginata* e *Eulepidina*),
Operculina *Amphistegina*, alghe rosse, echinidi.

7) CAMPIONE: 208.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (130 μ -1,8 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco, equant/microstalattitico, poikilotopico.

MINERALI AUTIGENI: fosfati, glauconite.

MATRICE: non abbondante e calcisiltitica.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Nephrolepidina morgani*, *Cycloclypeus*,
frammenti di alghe rosse e briozoi, *Amphistegina*, *Operculina*.

8) CAMPIONE: 213.

TESSITURA: packstone con matrice non abbondante.

GRANULOMETRIA: sabbia fine (50 μ -2,25 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente mal classata .

CEMENTO: equant.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, alghe rosse, qualche
planctonico, *Cibicides*, *Cycloclypeus*.

9) CAMPIONE: 215.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia molto fine (50 μ -2,5 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente mal classata.

CEMENTO: isopaco.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, echinidi, briozoi, *Operculina*.

10) CAMPIONE: 220.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia fine (50 μ -1 mm).

CLASSAZIONE: ben classata.

CEMENTO: equant/microsparitico.

MATRICE: micrite, calcisiltite.

FOSSILI: textularidi, orbuline, echinidi, alghe rosse, rotalidi,
Lenticulina.

Le sezioni 1-10 appartengono alla prima colonna stratigrafica (Decontra a).

11) CAMPIONE: D 76.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia grossolana (60 μ -2,75 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco, sintassiale, equant.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: *Lepidocyclina* *Nefrolepidina morgani*, briozoi, alghe rosse,
echinidi, *Amphistegina*, rotalidi.

12) CAMPIONE: 80.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: al limite tra silt e sabbie (60 μ -3,5 mm), moda
a 150 μ .

CLASSAZIONE: ben classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco, microsparitico.

MATRICE: micrite, ma soprattutto calcisiltite.

FOSSILI: echinidi, planctonici, rari LBF, alghe rosse, piccoli rotalidi.

13) CAMPIONE: 84.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: silt (50 μ -0,65 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco, microsparitico.

MINERALI AUTIGENI: ossidi, fosfati.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: globigerine, orbuline, echinidi, bivalvi, piccoli rotalidi,
Lenticulina.

14) CAMPIONE: 97.

TESSITURA: Wackestone.

GRANULOMETRIA: Mud (40 μ -250 μ).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: orbuline, globigerine, echinidi, piccoli bivalvi, spicole di spugna.

15) CAMPIONE:105.

TESSITURA: wackestone.

GRNULOMETRIA: sabbia finissima (40 μ -150 μ).

CEMENTO: equant.

MINERALI AUTIGENI: fosfati e rara glauconite.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: orbuline, Globigerine, frammenti di bivalvi ed echinidi.

16) CAMPIONE: 106.

TESSITURA: frainstone è il passaggio all'hardground.

GRANULOMETRIA: sabbia fine (50/100 μ -500 μ).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco, sintassiale.

MINERALI AUTIGENI: fosfati e glauconite.

MATRICE: assente.

FOSSILI: briozoi, alghe rosse, textularidi, orbuline, bivalvi , echinidi, rotalidi.

17) CAMPIONE: 107.

TESSITURA: grainstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (70 μ -1,3 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco, sintassiale, microspartito.

MINERALI AUTIGENI: Fosfati e rara glauconite .

MATRICE: micrite/ calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, echinidi, alghe rosse, piccoli rotalidi.

18) CAMPIONE: 1a.

TESSITURA: packstone ben cementato.

GRANULOMETRIA: sabbia media (50 μ -3 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco.

MINERALI AUTIGENI: fosfati e rara glauconite.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, alghe rosse, piccoli rotalidi, bivalvi.

19) CAMPIONE: 2a.

TESSITURA: packstone ben cementato.

GRANULOMETRIA: sabbia media (75 μ -2 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: Isopaco.

MINERALI AUTIGENI: fosfati, rara glauconite.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, diversi planctonici, alghe rosse.

20) CAMPIONE: 3a.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (70 μ -1,5 mm).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco.

MINERALI AUTIGENI: fosfati.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, echinidi, planctonici, alghe rosse, rotalidi.

21) CAMPIONE: 112.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia medio-fine (50/100 μ -2,2 mm).

CLASSAZIONE: mediamente classata.

CEMENTO: isopaco, sintassiale.

MINERALI AUTIGENI: fosfato, glauconite.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: echinidi, diversi rotalidi e planctonici, briozoi, rara *Amphistegina*, alghe rosse.

22) CAMPIONE: 120.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia medio fine con moda a 0.5 mm.

CLASSAZIONE: moderatamente mal classata.

CEMENTO: isopaco, microsparitico.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: briozoi, echinidi, orbuline, alghe rosse.

23) CAMPIONE: 129.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia molto fine (70 μ -1,5 mm), con la media
a 200 μ .

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco, drusa, equant/ microsparitico, sintassiale.

MINERALI AUTIGENI: fosfati, glauconite.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, planctonici, echinidi, alghe rosse, rotalidi.

24) CAMPIONE: 131.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia molto fine (100 μ -1,5 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco, equant/microsparitico.

MINERALI AUTIGENI: Fosfati e glauconite.

MATRICE: micrite, calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, orbuline, alghe rosse.

25) CAMPIONE: 134.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia finissima (80 μ -1,2 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco.

MINERALI AUTIGENI: Fosfati.

MATRICE: micrite, calcisiltite.

FOSSILI: briozoi, alghe rosse, echinidi, bivalvi, diversi planctonici,
rara *Amphistegina*, textularidi.

26) CAMPIONE: 145.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media (100 μ -2,3 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco.

MINERALI AUTIGENI: fosfati, rara glauconite.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: alghe rosse, *Amphistegina*, briozoi, planctonici, echinidi,
rotalidi.

27) CAMPIONE: 150.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia media.

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: isopaco, equant, sintassiale.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: alghe rosse, diverse *Amphistegine*, planctonici, echinidi, briozi, rotalidi.

28) CAMPIONE: 154.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia finissima (90 μ -1,5 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: sintassiale, isopaco, microsparitico.

MATRICE: micrite.

. FOSSILI: diversi planctonici, echinidi, alghe rosse, rara *Amphistegina*.

29) CAMPIONE: 155.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia finissima (90 μ -850 μ).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco in continuità ottica.

MINERALI AUTIGENI: Fosfati e glauconite.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: bivalvi, echinidi, planctonici, alghe rosse, frammenti di *Heterostegine*.

30) CAMPIONE: 156.

TESSITURA: rudstone.

GRANULOMETRIA: la matrice packstone è una sabbia fine (90 μ -4 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: sintassiale.

MINERALI AUTIGENI: fosfati e glauconite.

MATRICE: micrite, calcisiltite.

FOSSILI: *Heterostegine*, rari planctonici, echinidi.

31) CAMPIONE: 157.

TESSITURA: floatstone.

GRANULOMETRIA: sabbia grossolana.

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, *Elphidium*, echinidi, bivalvi, *Heterostegina*, discorbidi.

32) CAMPIONE: 158.

TESSITURA: floatstone in matrice wackestone.

GRANULOMETRIA: sabbia grossolana.

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco.

MINERALI AUTIGENI: Fosfati.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, *Operculina*, *Elphidium*, echinidi, bivalvi, discorbidi.

33) CAMPIONE: 163.

TESSITURA: floatstone.

GRANULOMETRIA: (100 μ -qualche millimetro).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: isopaco.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, *Elphidium*, echinidi, bivalvi, rari planctonici, briozoi, discorbidi.

34) CAMPIONE: 166.

TESSITURA: floatstone.

GRANULOMETRIA: (100 μ -qualche millimetro).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: assente.

MINERALI AUTIGENI: ossidi.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, *Elphidium*, echinidi, planctonici, briozi, discorbidi.

35) CAMPIONE: 170.

TESSITURA: floatstone (la componente > 2 mm è quasi in contatto).

GRANULOMETRIA: (60 μ -2,5 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, echinidi, *Elphidium*, bivalvi, textularidi, orboline, discorbidi.

36) CAMPIONE: 173.

TESSITURA: floatstone.

GRANULOMETRIA: sabbia fine (80 μ -2,8 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, bivalvi, echinidi, textularidi, planctonici, rotalidi, discorbidi .

37) CAMPIONE: 179.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia fine (60 μ -1,5 mm).

CLASSAZIONE: mal classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: micrite.

FOSSILI: alghe rosse, bivalvi, echinidi, textularidi, orbuline, ditrupe.

38) CAMPIONE: 183.

TESSITURA: packstone.

GRANULOMETRIA: sabbia finissima (50 μ -800 μ).

CLASSAZIONE: moderatamente classata.

CEMENTO: assente.

MATRICE: calcisiltite.

FOSSILI: bivalvi, planctonici, alghe rosse, ditrupe.

Dall'analisi composizionale e tessiturale delle 38 sezioni sottili realizzate è stato possibile individuare 8 microfacies la cui descrizione viene riportata di seguito.

MICROFACIES 1: packstone bioclastico a macroforaminiferi.

Questa microfacies comprende le sezioni 1-2-3-4-5-6-7-8-9-11 ed è costituita da sabbie medie/medio-grossolane con tessitura packstone a macroforaminiferi principalmente rappresentati da grossi esemplari di *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Cycloclypeus*, *Operculina*. Le sezioni hanno un buon grado di cementazione e risultano da moderatamente a ben classate. Altri componenti sono detrito di alghe rosse, placche e radioli di echinidi, rotalidi (*Neorotalia viennotti*), briozoi, subordinati planctonici. Questa microfacies non presenta evidenti fenomeni di rimaneggiamento come testimoniato dalla buona conservazione dei gusci di lepidocycline e amphistegine solo raramente poco frammentati. L'abbondanza di microforaminiferi come rotalidi e macroforaminiferi di acque profonde come *Operculina* e *Nephrolepidina*, associati allo scarso grado di frammentazione dei componenti, suggerisce una sedimentazione prodotta *in situ* in un ambiente deposizionale di rampa intermedia al limite con la parte più prossimale della rampa esterna secondo gli schemi proposti da Buxton & Pedley (1989) collocabile all'interno della zona oligofotica (*sensu* POMAR, 2001b).

MICROFACIES 2: packstone fine bioclastico a foraminiferi planctonici.

Questa microfacies è rappresentata da sabbie finissime al limite con il silt. Comprende le sezioni 10-12-13-15-16. Tessituralmente sono costituite da un packstone fine mediamente classato con abbondanti foraminiferi

planctonici (Orbuline, Globigerine) associati a frammenti di bivalvi ed echinidi, *Lenticulina*, subordinati frammenti di alghe rosse, spicole di spugna e piccoli rotalidi. Sono presenti stiloliti per fenomeni di pressione soluzione. Tale microfacies è caratteristica di un ambiente deposizionale di rampa esterna porzione più distale della rampa intermedia.

MICROFACIES 3: wackestone a foraminiferi planctonici.

Questa microfacies è rappresentata solo dalla sezione 14 ed è interamente costituita da un mudstone-wackestone a foraminiferi planctonici come globigerine, globigerinoidi, orbuline, e associati ci sono rari frammenti di radiolari dispersi in una matrice fangosa. Sono presenti rare mineralizzazioni a fosfati e glauconite per lo più come riempimento delle camere dei planctonici. L'ambiente deposizionale è decisamente pelagico di rampa esterna indicando un approfondimento delle facies.

MICROFACIES 4: grainstone/packstone bioclastico a microforaminiferi bentonici e briozoi.

Vengono raggruppate in questa microfacies le sezioni 16-17-18-19-20-21-22-23-24-25. La microfacies è rappresentata da sabbie medio-grossolane a tessitura da grainstone a packstone. Il grado di cementazione è buono così come la classazione, sono assenti i grossi foraminiferi bentonici fotosintetici; il contenuto fossilifero è rappresentato da abbondanti microforaminiferi bentonici come cibicidi, rotalidi, briozoi, frammenti di alghe rosse, echinidi, bivalvi e planctonici. Sono presenti mineralizzazioni a fosfati e glauconite concentrati soprattutto in un livello spesso 30 cm in campagna dalle caratteristiche di un hardground.

L'assenza di matrice fangosa così come la presenza riconoscibile sul terreno di strutture sedimentarie tipo laminazione incrociata fa supporre che questa microfacies sia rappresentativa di dune sottomarine poste al di sotto del limite di base delle onde di tempesta, all'interno di un ambiente deposizionale di rampa esterna in condizione afotiche (*sensu* Pomar 2001b) vista l'abbondanza di organismi filtratori e l'assenza di macroforaminiferi e organismi fotosintetici.

MICROFACIES 5: packstone grossolano ad alghe rosse e *Amphistegina*.

Sono inserite all'interno di questa microfacies le sezioni 26-27-28. La microfacies è caratterizzata sabbie medie, mediamente classate a tessitura packstone. In questa microfacies aumenta granulometria rispetto alle microfacies precedenti e tornano abbondanti i macroforaminiferi fotosintetici (*Amphistegina*). Oltre alle amphistegine caratterizzano la microfacies: noduli di alghe rosse e piccole rodoliti, frammenti di alghe rosse, echinidi, subordinati planctonici e briozoi. Come minerali autigeni sono presenti fosfati con la glauconite in netta diminuzione, quasi assente. La microfacies si colloca in un ambiente di rampa intermedia in zona oligofotica (*sensu* Pomar 2001b).

MICROFACIES 6: rudstone a *Heterostegina*.

Questa microfacies comprende le sezioni sottili 29-30, ed è caratterizzata da un rudstone a *Heterostegina*. Il contenuto fossilifero è rappresentato esclusivamente da *Heterostegina* sia intera che frammentata, subordinati planctonici, bivalvi, echinidi, alghe rosse. La microfacies si colloca nella rampa intermedia nella zona oligofotica vista l'abbondante presenza di macroforaminiferi tipici di questi ambienti.

MICROFACIES 7: floatstone ad alghe rosse (MAERL).

Questa microfacies è rappresentata da un floatstone a noduli di alghe rosse riconducibile alla facies del maerl costituita da noduli e rami liberi di alghe corallinacee (Steneck 1986). È costituita dalle sezioni 31-32-33-34-35-36. La microfacies presenta basso grado di cementazione, la mal cassazione, la granulometria grossolana. La matrice è un packstone bioclastico caratterizzato da *Elphidium*, bivalvi, echinidi, briozoi, discorbidi, textularidi, *Heterostegina*, *Amphistegina* e rari planctonici. I generi riconoscibili per le alghe rosse sono *Phymatholithon* sp., *Lithoporella* sp.. L'ambiente deposizionale riconducibile a tale microfacies è rampa intermedia nella zona oligofotica (*sensu* Pomar 2001b) adiacente alla zona colonizzata da prateria a fanerogame testimoniata dall'abbondante presenza di organismi epifiti come i discorbidi, *Elphidium*, foramaniferi incrostanti (*Sphaerogypsina*) che vivono attaccati alle foglie delle fanerogame marine.

MICROFACIES 8: packstone fine a foraminiferi planctonici e ditrupe.

L'ultima microfacies (sezioni 37-38) è caratterizzata da sabbie fini, mal classate a tessitura packstone con la granulometria e classazione che diminuiscono verso l'alto. Anche in questa microfacies i minerali autigeni non sono abbondanti. È caratterizzata dall'abbondanza di foraminiferi planctonici (*Globigerina*, *Orbulina*), associati sono alghe rosse in frammenti, bivalvi, echinidi, *Lenticulina* e subordinati bentonici. I minerali autigeni sono poco abbondanti e sono presenti stiloliti. L'ambiente deposizionale è quello di una rampa esterna.

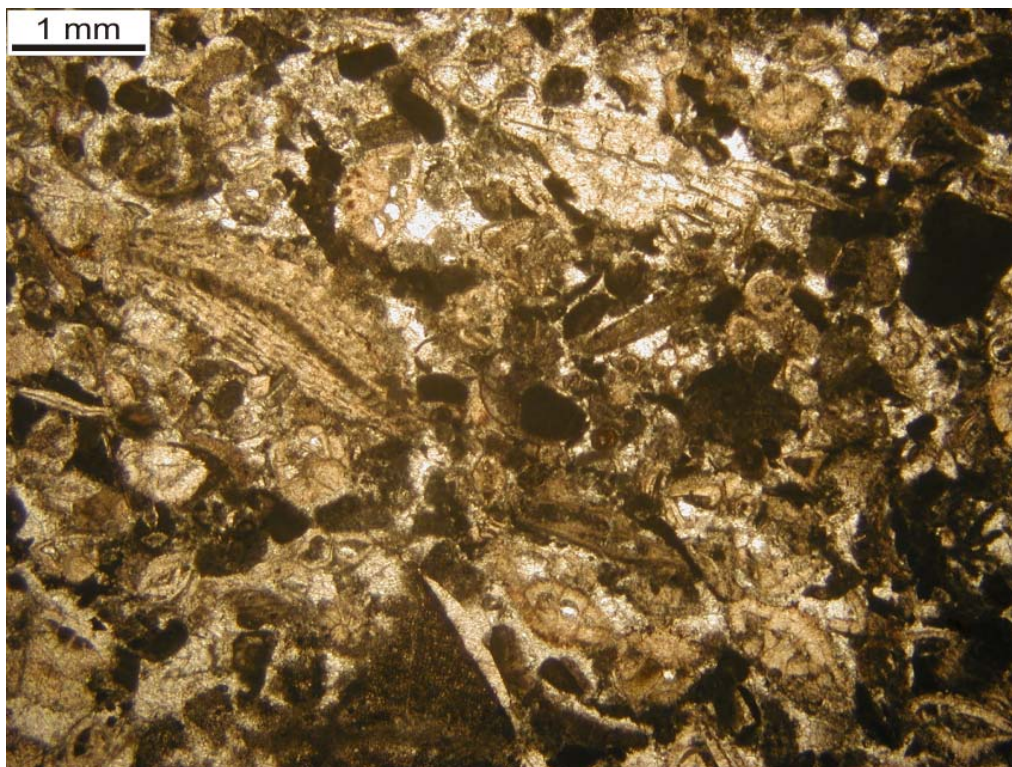


Fig.22: *microfacies 1.*

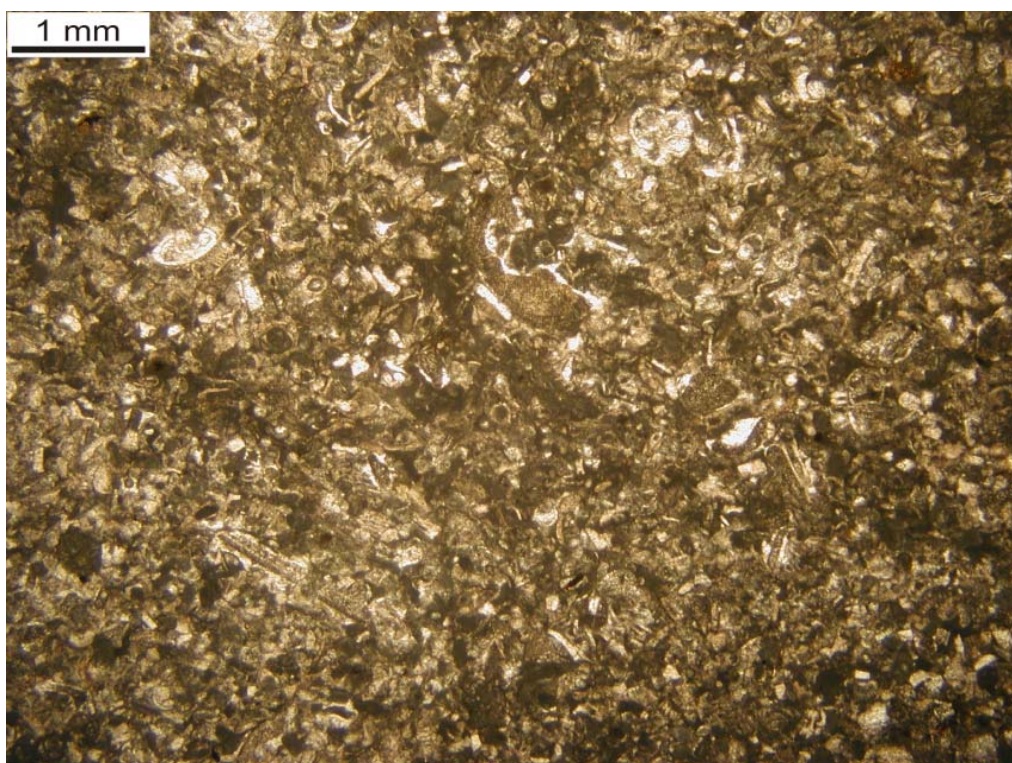


Fig.23: *microfacies 2.*

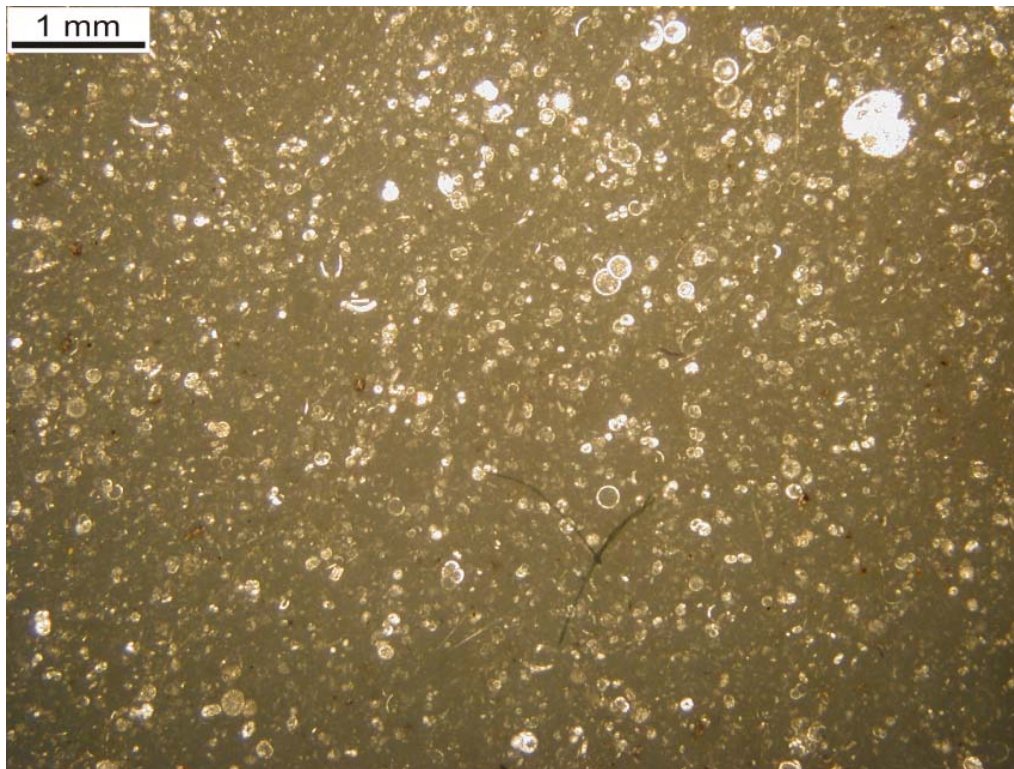


Fig.24: *microfacies 3.*

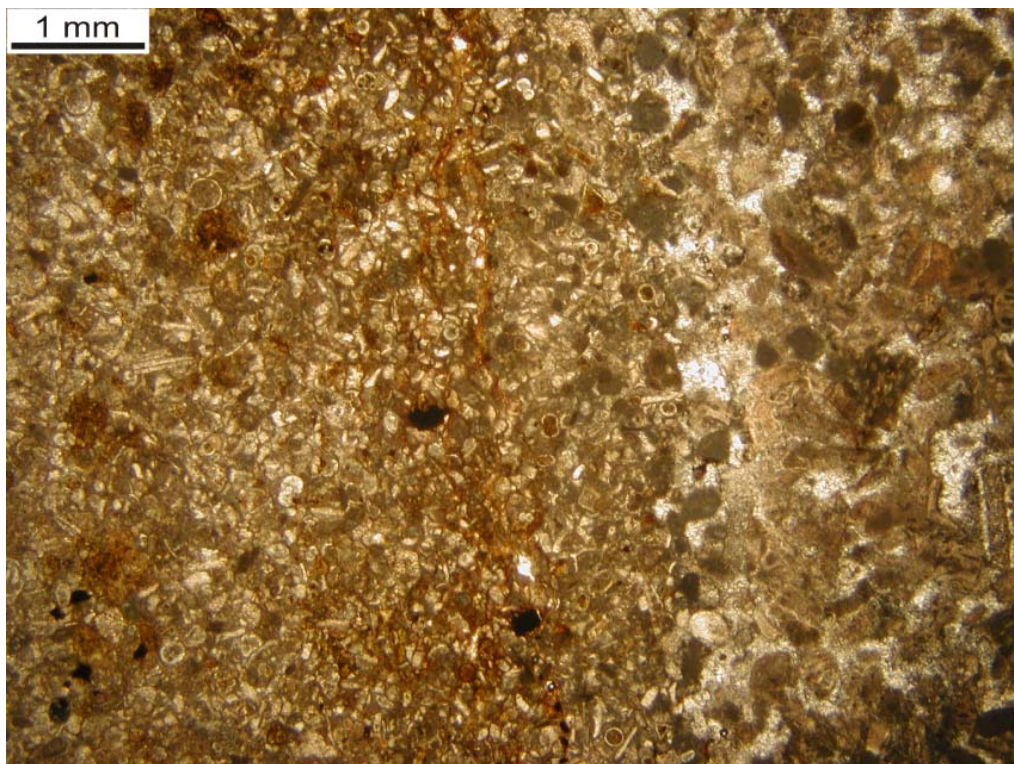


Fig.25: *hardground.*

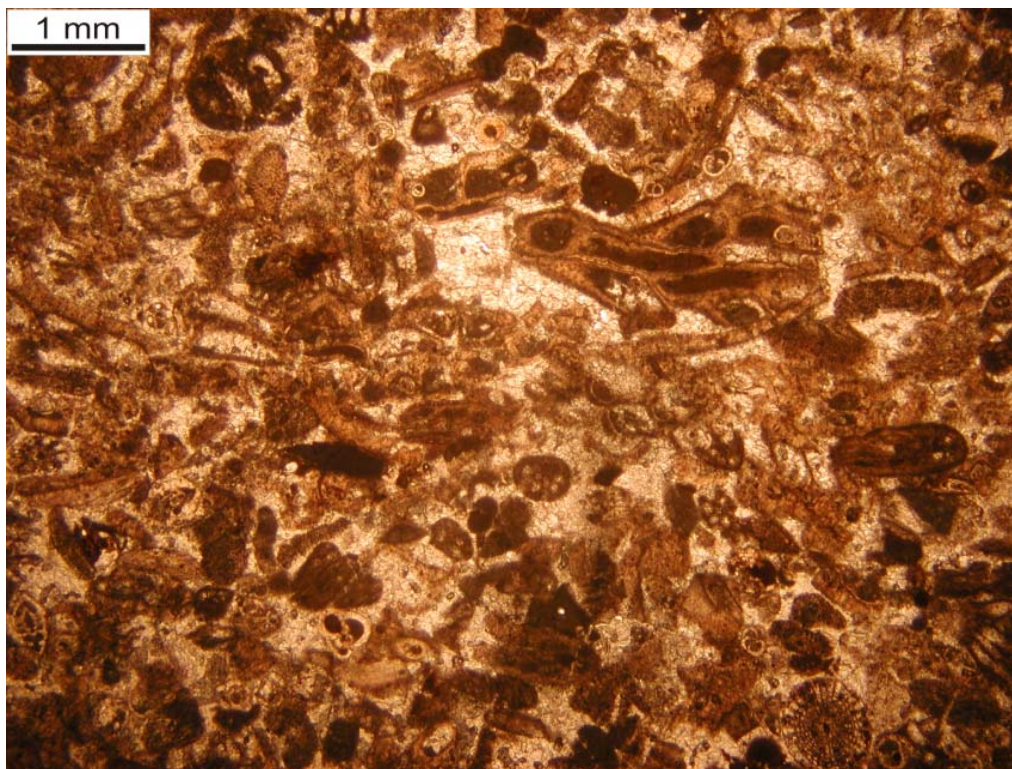


Fig.26: *microfacies 4.*

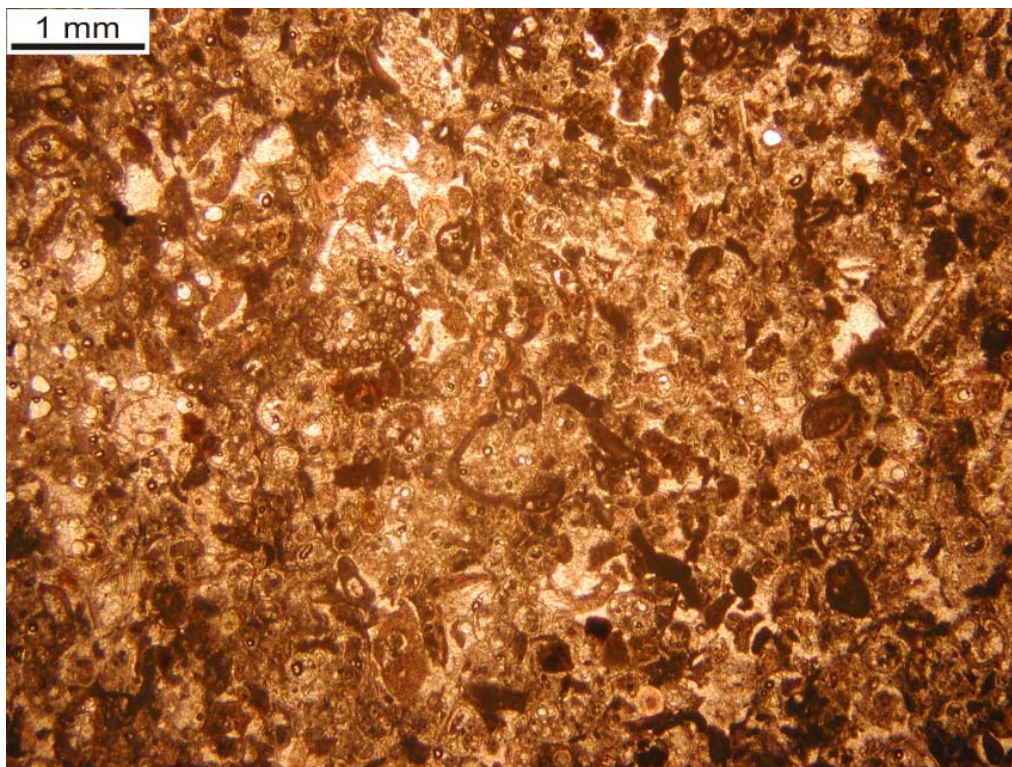


Fig.27: *micrfacies 4 intervallo marnoso.*

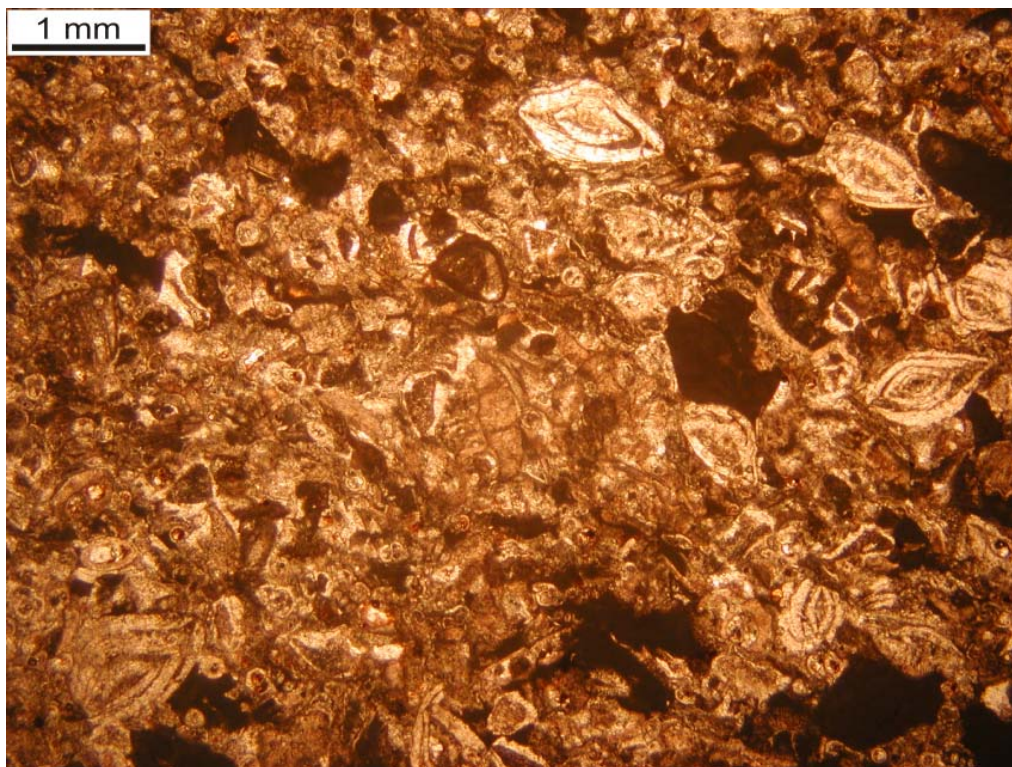


Fig.28: *microfacies 5.*

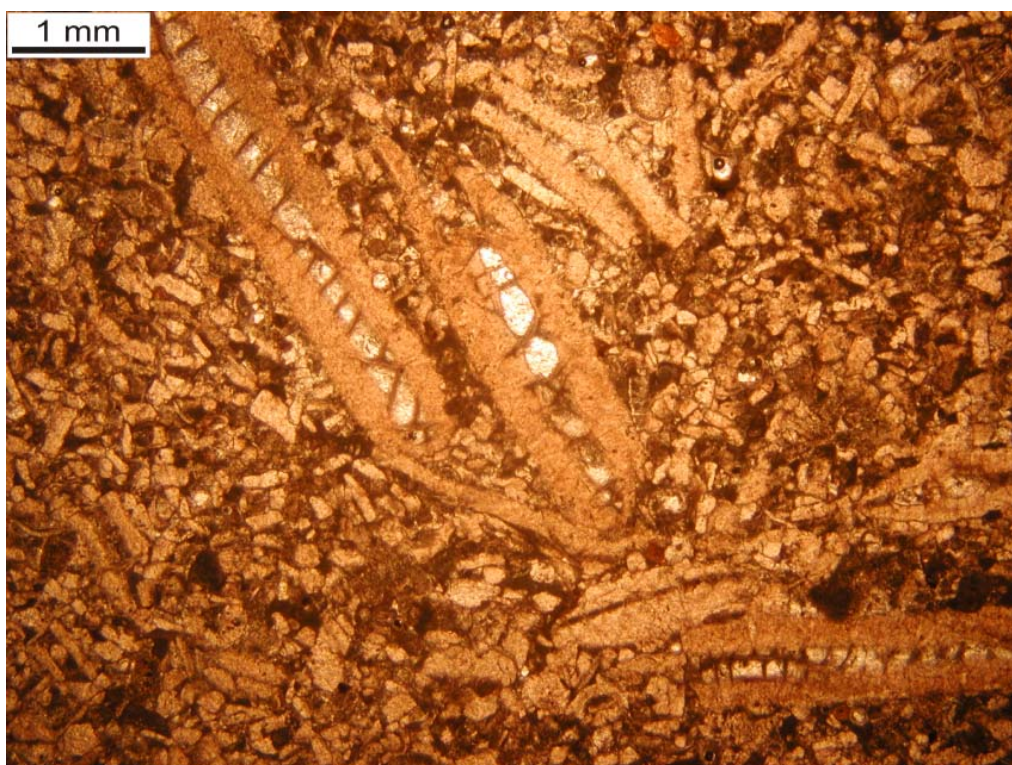


Fig 29: *Microfacies 6 (livello ad Hetrostegina).*

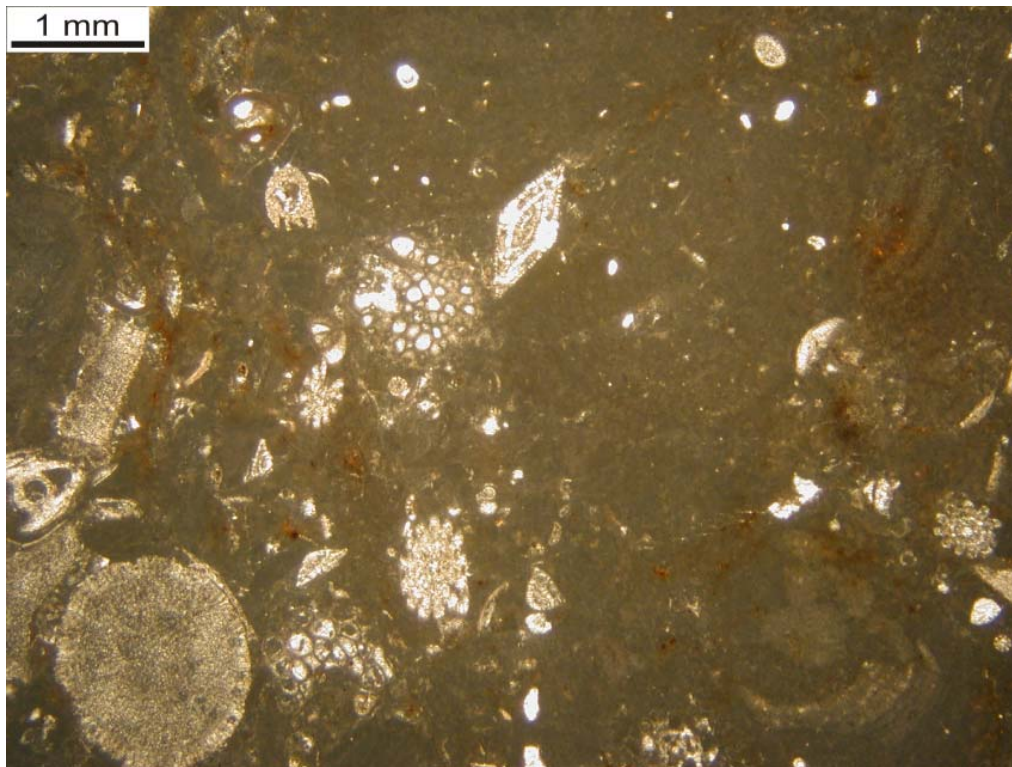


Fig.30: *microfacies 7 (facies del maerl).*

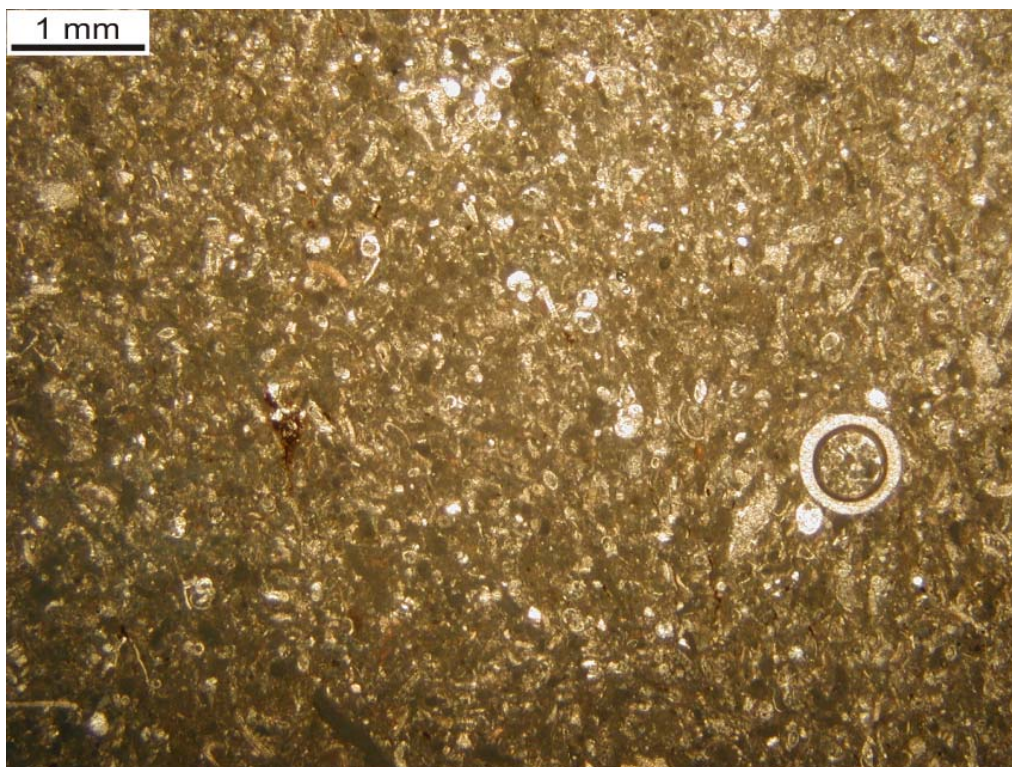


Fig.31: *microfacies 8.*

DATAZIONE SEZIONE STRATIGRAFICA

Per la datazione della parte bassa della successione, è stato possibile usare il contenuto paleontologico. I macroforaminiferi di riferimento per l'alto Oligocene-inizio Miocene sono la *Lepidocyclina*, *Miogypsinoides*, *Miogypsina*. Nella prima litofacies la presenza di *Eulepidina* (abbondante nell'Oligocene), con *Cycloclypeus* cf. *Mediterraneus* per l'associazione con *Nefrolepidina morgani*, trovato nella parte medio- alta di L1 danno un'età chattiana alla litofacies.

Sono assenti individui del genere *Miogypsinoides* (la cui assenza potrebbe erroneamente far pensare ad un Rupeliano/basso Chattiano per L1), non per non problema stratigrafico, ma perché tendono ad escludersi con le lepidocycline, che vivono a maggiore profondità.

A partire da 24 metri dalla base della successione compare la *Nefrolepidina morgani*, quindi il tetto della litofacies L1 appartiene ad una Chattiano medio al massimo medio-alto; di conseguenza parte dei calcari marnosi selciferi prendono il Chattiano.

La litofacies delle biocalcareniti a *Lepidocyclina* contiene due biozone SB 22 e SB 23 (Cahuzac e Poignant, 1997). La datazione della parte basale coincide perfettamente con i dati in letteratura di Mutti et al. (1997), presi quindi come riferimento per il resto della sezione stratigrafica (fig.31-32).

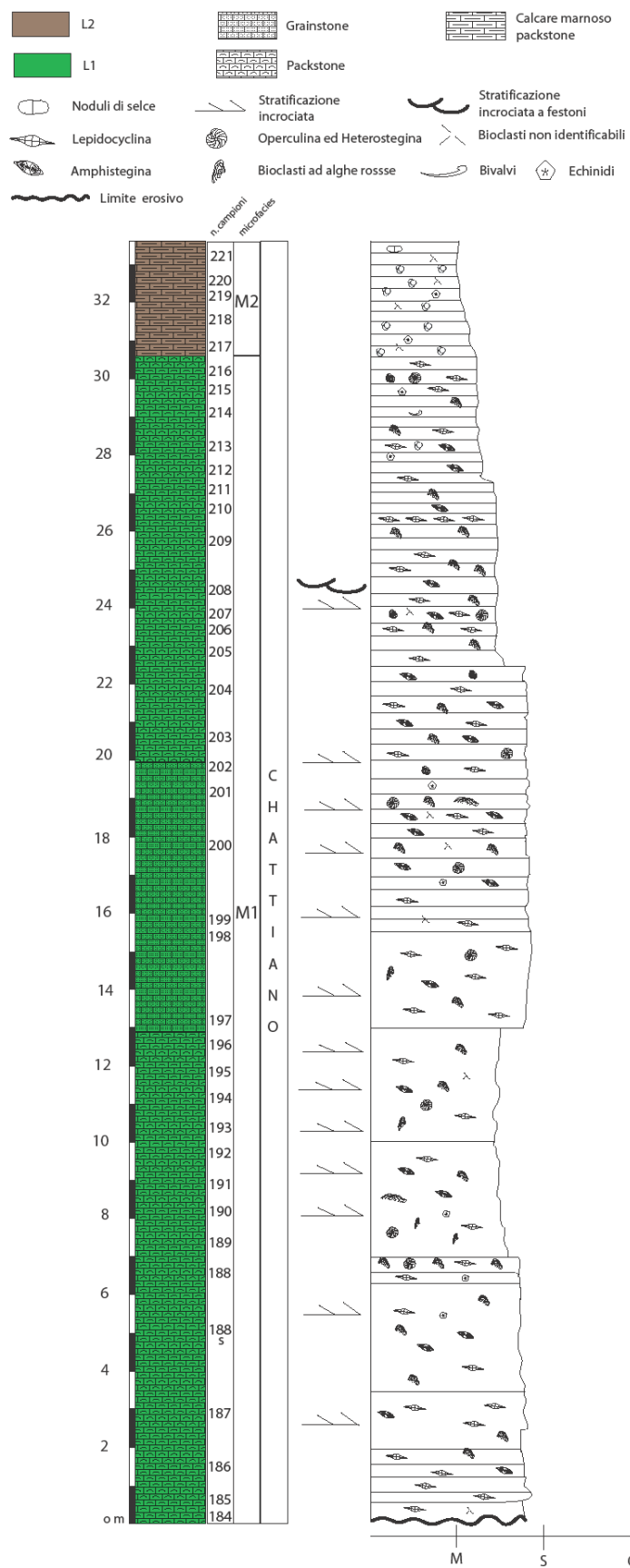


Fig. 32: sezione Decontra a con la datazione inserita.

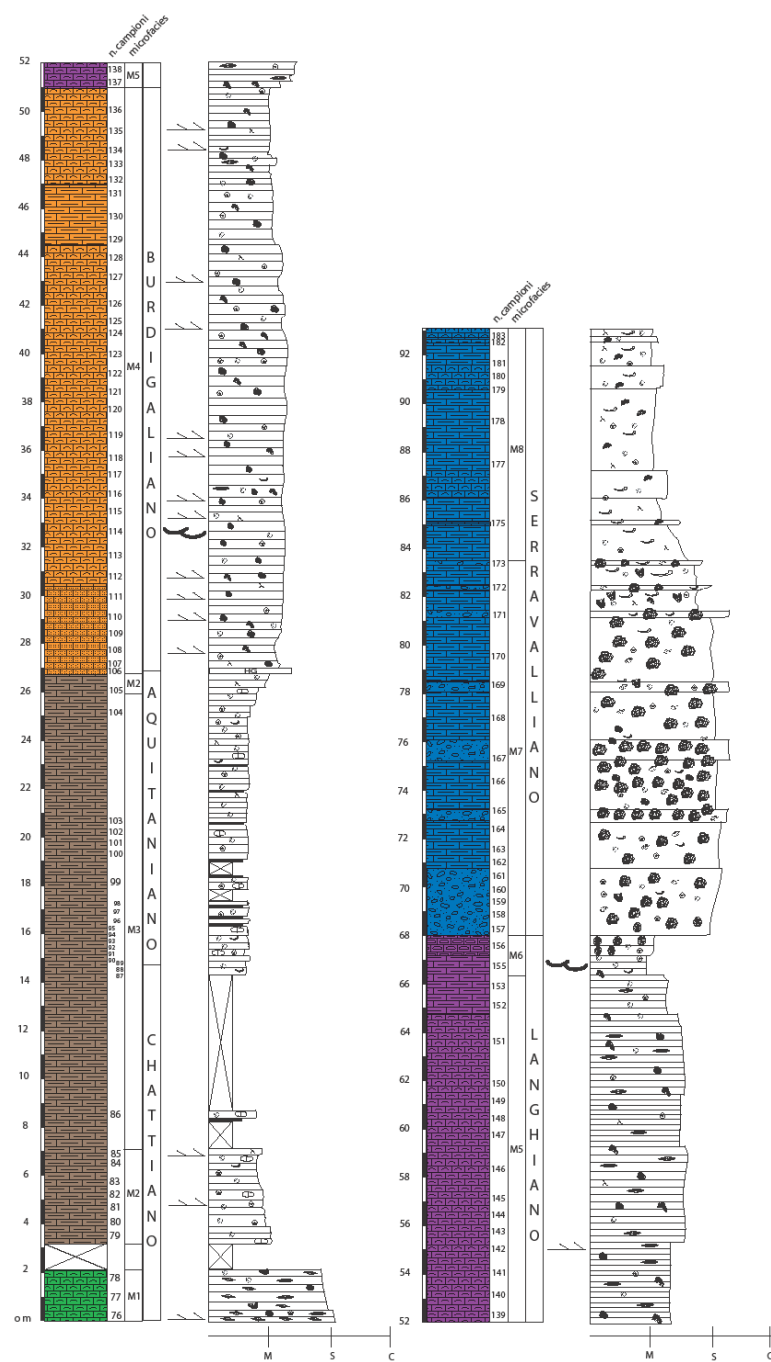
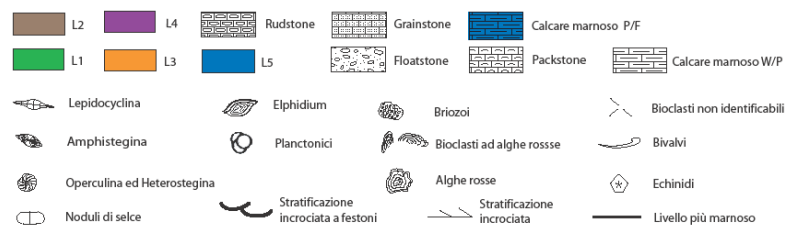


Fig. 33: sezione Decontra b con inserita la datazione.