

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Analisi delle associazioni a foraminiferi nel
sapropel S1 di una successione del Mar Ionio

Candidato:
Lorenzo Bortolini

Relatore:
Prof. Stefano Claudio Vaiani

Sessione Luglio 2015
Anno Accademico 2014-2015

Indice

1. Introduzione: obiettivi e modalità di studio	2
2. Inquadramento geologico del sito di studio	3
3. Metodi di analisi e materiali	4
4. Risultati	6
5. Sintesi e interpretazione dei risultati	11
6. Bibliografia	13
7. Tavole	14
7.0 Tavola 1- Foraminiferi bentonici	14
7.1 Tavola 2- Residuo inorganico	15
8. Appendice 1	16
9. Ringraziamenti	17

1. Introduzione: obiettivi e modalità di studio

Le successioni quaternarie di ambiente marino profondo di ampie zone del Mar Mediterraneo orientale sono caratterizzate dalla ciclica presenza di livelli scuri notevolmente ricchi di materia organica (TOC generalmente $> 2\%$) denominati Sapropel (Kidd et al., 1978).

Questi livelli sono la conseguenza di un drastico cambiamento nell'ambiente marino causato principalmente da una sostanziale stagnazione dell'acqua marina profonda, da un incremento molto consistente della produzione primaria e dalla combinazione di questi due fattori (Rohling, 1994). In particolare, durante le fasi di massima insolazione estiva, nell'emisfero Nord si osserva un aumento di piovosità con conseguente aumento di produzione primaria e di afflussi di acqua dolce al mare. Questi fattori sono in grado di innescare una stratificazione della colonna d'acqua con conseguente incremento di condizioni di anossia all'interfaccia acqua-sedimento, favorendo la preservazione della materia organica (Rossignol-Strick et al., 1982; Rohling, 1994; Rohling & Gieskes, 1989).

Il sapropel più recente (S1), deposto fra i 10.400 e i 6.100 anni fa (Mercone et al., 2000), è considerato uno strato guida per la sua deposizione sincrona e per la sua notevole estensione areale. In alcune successioni, il sapropel S1, presenta un intervallo di colore più chiaro che mostra associazioni a foraminiferi bentonici e planctonici indicative di momentanee condizioni di maggiore ventilazione al fondo, avvenute durante brevi periodi più freddi (De Rijk et al., 1999). Questa interruzione entro il sapropel S1 rappresenterebbe dunque una significativa variazione nell'ambiente di sedimentazione che ha interrotto la deposizione sapropelica e che è avvenuta attorno a 7.000 anni fa (De Rijk et al., 1999). In alcune zone, tuttavia, all'interno del sapropel S1 si osservano alcune interruzioni dovute ad eventi torbiditici (Anastasakis & Piper, 1991). Queste sono state recentemente oggetto di una ricerca multidisciplinare di Polonia et al. (2015) che ha caratterizzato il sapropel S1 e una serie di interruzioni osservate in una successione del Mar Ionio carotata a 2.400 metri di profondità. Questo studio ha evidenziando nei depositi torbiditici la presenza di foraminiferi trasportati anche da ambienti marini poco profondi, in contrapposizione con quelli sapropelici che invece ne appaiono privi.

Questa tesi si propone quindi di approfondire l'analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici entro il sapropel S1 di una successione del Mar Ionio, in cui questo livello sia interessato da interruzioni confrontabili con quelle recentemente analizzate da Polonia et al. (2015), per valutare quale contributo possa fornire la micropaleontologia a foraminiferi nelle ricerche su queste particolari successioni sapropeliche.

2. Inquadramento geologico del sito di studio

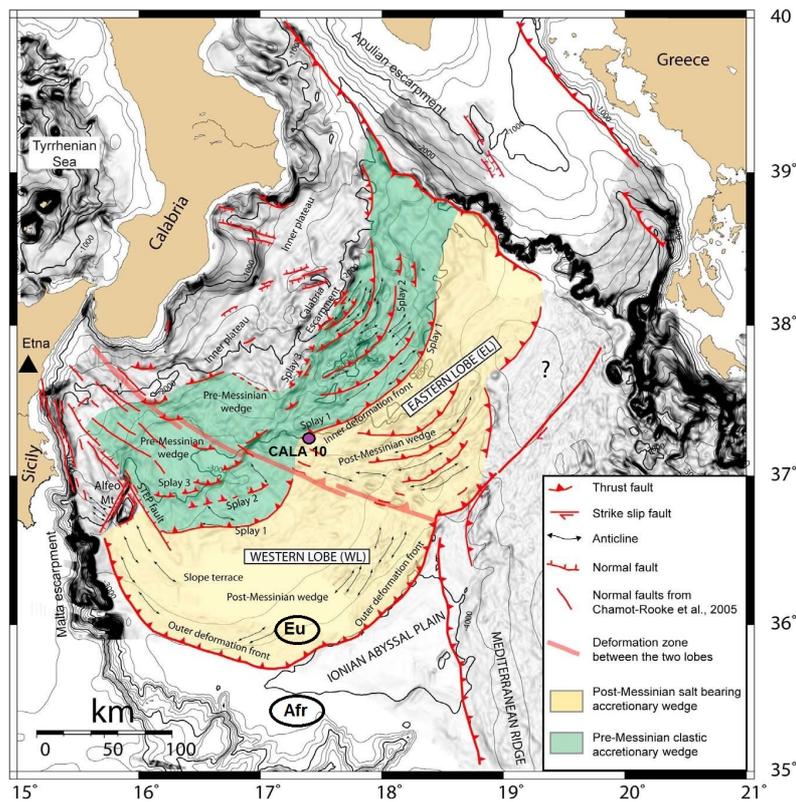


Fig. 1 – Ubicazione del sondaggio CALA 10 e mappa strutturale dell'Arco Calabro ottenuta sovrapponendo dati sismici forniti dal CIESM/Ifremer Medimap group (Loubrieu et al., 2008) su carta batimetrica (Polonia et al., 2011). Sono segnate inoltre: le faglie attive (comprese le Splay fault), i confini dei 2 principali domini strutturali del prisma

L'Arco Calabro è definito come un complesso di subduzione legato alla convergenza SE-NW della placca africana con quella eurasiatica (D'agostino et al. 2008). La zona di subduzione ionica si estende per circa 300 Km, dalla scarpata di Malta alla scarpata apula (Fig. 1) ed è caratterizzata dalla presenza di un arco vulcanico attivo (Isole Eolie), un bacino di retro-arco (Mar Tirreno), un piano di Wadati-Benioff ben definito con immersione verso NW e con terremoti che si verificano approssimativamente fino ad una profondità di 500 Km (Selvaggi & Chiarabba, 1995). L'evoluzione di questa zona di subduzione è stata caratterizzata da un moto retrogrado generale, associato a episodi di rollback dello slab ionico, prima con l'apertura dell' oceano Liguro-Provenzale (30-16 Ma) e poi del Mar Tirreno (12 Ma ad oggi), con conseguente progressiva frammentazione della crosta continentale europea (Malinverno & Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Faccenna et al., 2001). Secondo un'analisi di dati geofisici a differenti scale possono essere identificati 4 domini morfo-strutturali principali. Tracciando una sezione SE/NW il complesso di subduzione calabro può essere così suddiviso: (1) il prisma d'accrezione evaporitico post Messiniano, (2) il terrazzamento di scarpata, (3) il prisma d'accrezione pre-Messiniano e , (4) il plateau interno (Fig. 1) (Polonia et al., 2011). Dati sismici di rifrazione e riflessione rivelano uno spessore crostale dagli 11 ai 17 km con 6-8 km di copertura sedimentaria composta da sedimenti pelagici meso-cenozoici: il prisma messiniano (strato pre-evaporitico terrigeno ed evaporitico) e il prisma post-messiniano costituito prevalentemente da sedimenti evaporitici messiniani e una copertura plio-quadernaria (Finetti, 1982; Makris et al., 1986). Il bacino ionico è caratterizzato da un'anomalia di Bouguer positiva (310 mGal) (Morelli et al., 1975) che è probabilmente correlata ad anomalie di densità del mantello e da bassi valori di flusso di calore (40 mW/m²) (Della Vedova and Pellis, 1992). La parte esterna dell'arco calabro è delimitata da due complessi strutturali che bordano il prisma di accrezione: la scarpata di Malta a SW e la scarpata

apula a NE. L'assetto morfo-tettonico, gli stili strutturali e le faglie attive nel complesso di subduzione sono principalmente collegati a processi tettonici come l'accrezione frontale, processi di subduzione, processi complessi di fagliazione e thrust irregolari (riscontrabili nella transizione tra il cuneo d'accrezione post- e pre-messiniano). Le analisi strutturali suggeriscono che i processi di raccorciamento nel prisma di accrezione siano ancora attivi nonostante la bassa velocità di convergenza che si aggira sui 5 mm/anno (D'Agostino et al., 2008). Inoltre dati GPS relativi al movimento della microplacca calabra mostrano sistematicamente movimenti residui verso il Mar Ionio rispetto alla piattaforma apula (considerata stabile). Questo suggerisce una compressione crostale attiva e un raccorciamento che ha avuto luogo nel prisma d'accrezione che si somma all'esistenza di faglie transtensive con direzione NW/SE all'interno del complesso di subduzione. Queste accomodano il tearing dello slab e i diversi tassi di movimento dei suoi vari settori e possono essere interpretate come espressione superficiale della STEP fault. Quest'ultima struttura, insieme ad una serie di thrust detti (Splays) nella zona di transizione da prisma pre- a post-messiniano, potrebbero rappresentare le strutture responsabili di eventi sismici passati come quelli del 1908, 1693 e 1169 (Polonia et al., 2013) e cause probabili di eventi futuri (Polonia et al., 2012).

3. Metodi di analisi e materiali

Il sondaggio CALA 10, oggetto del presente studio, è stato effettuato tramite carotiere doppio durante la campagna nel Mar Ionio "CALAMARE 08" della nave Urania, condotta dall'Istituto di Scienze Marine (ISMAR) del Centro Nazionale di Ricerca di Bologna.

Il sondaggio è stato prelevato a metri 2990 cc. di profondità (Fig. 2) nella parte centrale del Mar Ionio (coordinate 37°41'9.62"N, 17°45'29.78"E) al confine tra prisma d'accrezione pre- e post-Messiniano (Fig. 1). La successione ha uno spessore totale di 3 metri e 59 centimetri, suddivisi in 3 spezzoni da un metro l'uno e un quarto di cm 59 (Fig. 3).

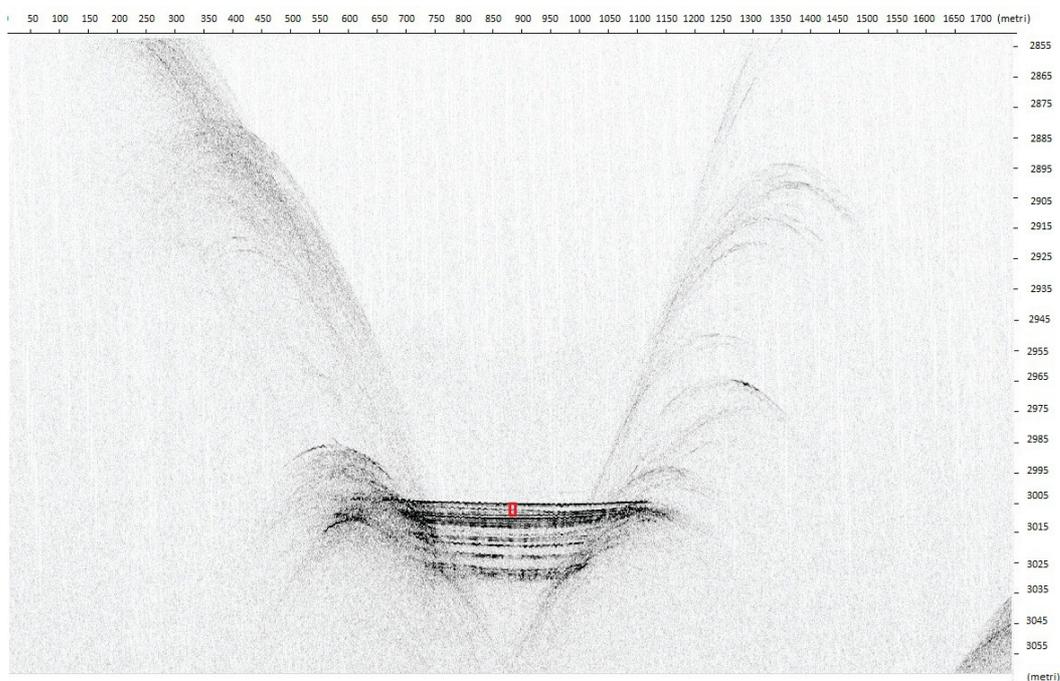


Fig. 2 - Profilo CHIRP realizzato dall'ISMAR di Bologna rappresentante la stratigrafia superficiale e la morfologia dell'area limitrofa al campionamento. CALA 10 (segnata in rosso) è stata prelevata in un bacino confinato all'interno del prisma d'accrezione dell'Arco calabro. La scala ha un'esagerazione verticale di 5x.

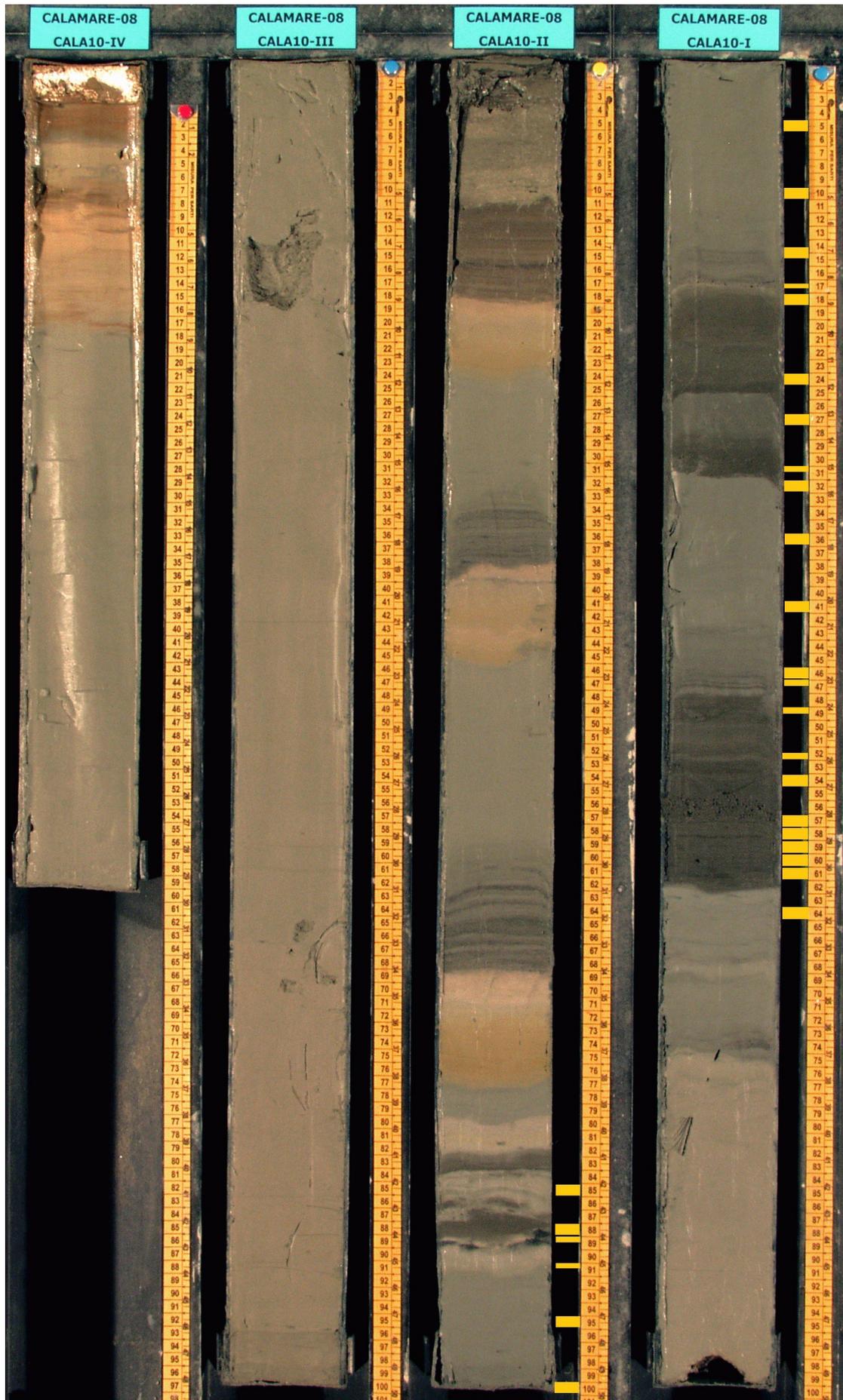


Fig. 3 – Immagine del sondaggio CALA 10. Il sapropel S1 è presente nei due spezzoni inferiori. I campioni prelevati per l'analisi micropaleontologica sono evidenziati in giallo.

L'analisi micropaleontologica è stata eseguita su 28 campioni (26 all'interno di S1, uno al di sotto e uno al di sopra) selezionando le principali variazioni litologiche. I campioni presentano spessore variabile da 0,5 a 1 cm; 15 campioni sono stati pesati e hanno un peso compreso fra 0,615 a 8,342 grammi di sedimento secco.

Sono poi stati essiccati in forno a 40° per 24 ore, pesati, diluiti in acqua, setacciati con una tela filtro da 63 µm, asciugati e pesati nuovamente. Dal rapporto fra il peso del residuo della setacciatura e il peso del sedimento secco è stata calcolata la percentuale in sabbia (Appendice 1).

Per l'analisi del residuo è stato utilizzato un microscopio ottico Wild M8. Le associazioni a foraminiferi sono state osservate in modo qualitativo e semi quantitativo, mentre su selezionati campioni è stata eseguita un'analisi quantitativa della concentrazione di foraminiferi bentonici e planctonici. Il riconoscimento degli esemplari di foraminiferi è stato basato sul confronto con il materiale iconografico presente in alcuni lavori, quali: AGIP (1982) e Kennett & Srinivasan (1983). L'interpretazione paleoclimatica delle specie di foraminiferi planctonici si basa su Hembleben et al. (1989) e Hilbrecht (1996), mentre l'interpretazione paleoambientale delle specie bentoniche è stata desunta da Blanc-Vernet (1969) e Rasmussen (2005).

4. Risultati

La successione analizzata presenta un'alternanza di bande scure e chiare (Fig. 4). Sono di seguito descritte in ordine stratigrafico le principali caratteristiche litologiche e le associazioni a foraminiferi dei differenti intervalli osservati.

Intervallo 1: spezzone 1 cm 67,0 - 61,5. La parte basale della successione, posta al di sotto del sapropel S1, è composta da sedimenti argillosi grigio-chiari e massivi. Per lo studio micropaleontologico è stato analizzato un campione (Fig. 4) caratterizzato da pochi foraminiferi planctonici e di piccole dimensioni, principalmente riferibili a *Globigerinoides ruber* e *Globigerina bulloides*. Non sono state osservate specie bentoniche. Sono inoltre presenti granuli inorganici e in particolare cristalli di quarzo.

Intervallo 2: spezzone 1 cm 61,5 – 54,0. Questo intervallo è composto essenzialmente da sedimenti fini argillosi di colore grigio-scuro, ricchi in materia organica, sostanzialmente privi di strutture o localmente finemente laminati. L'analisi micropaleontologica, eseguita su cinque campioni (Fig. 4), evidenzia un'elevata concentrazione di esemplari, esclusivamente planctonici non selezionati granulometricamente. Le specie dominanti sono *Globigerinoides ruber* e *Globigerinella siphonifera* e sono associate a minor concentrazione di *Orbulina universa*, *Globigerinella calida*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus* e *Globorotalia inflata*. Si osservano inoltre molti frammenti di pteropodi di varie dimensioni, cristalli di gesso (Tav. 2, fig. p,q), quarzo, pirite (Tav. 2, fig. r,s) e resti vegetali.

In questo intervallo è stata eseguita una datazione radiometrica su foraminiferi planctonici del campione prelevato fra i cm 61 e 60 che ha dato un'età calibrata compresa tra i 9944 e i 9603 anni BP.

Intervallo 3: spezzone 1 cm 54,0 – 49,0. L'intervallo è composto essenzialmente da un'alternanza di sedimenti fini grigio-scuro e grigio-chiaro.

Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite su due campioni prelevati in corrispondenza di livelli chiari a cm 54 e 52 (Fig. 4). Questi campioni presentano foraminiferi generalmente selezionati granulometricamente, anche se nel livello inferiore si osserva una maggiore quantità di forme più grandi.

Fra le specie più comuni si segnalano *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* e *Globigerinella siphonifera*; nel livello superiore si ritrovano anche alcuni esemplari di *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerinoides quadrilobatus* e *Orbulina universa*. Oltre ai foraminiferi sono presenti frammenti di pteropodi e resti vegetali.

Intervallo 4: spezzone 1 cm 49,0 – 47,0. Questo intervallo è composto essenzialmente da sedimento fine scuro con piccole variazioni di colore dovute a livelli sottili più chiari. L'analisi micropaleontologica è stata effettuata al cm 48,5 (Fig. 4) e ha evidenziato un'associazione a foraminiferi molto simile a quella dell' Intervallo 2; si differenzia solamente per la presenza della specie *Globigerinoides sacculifer*. Come nell'intervallo 2, il residuo, mostra inoltre molti frammenti di pteropodi di varie dimensioni, cristalli di gesso (Tav. 2, fig. p,q), quarzo, pirite (Tav. 2, fig. r,s) e resti vegetali.

Intervallo 5: spezzone 1 cm 47,0 – 31,0. L'intervallo è caratterizzato da sedimento fine di colore grigio-chiaro uniforme, sebbene nella parte più bassa presenti alcuni livelli millimetrici più scuri. La frazione sabbiosa tende a diminuire verso l'alto (Appendice 1) così come la concentrazione di granuli. L'analisi delle associazioni a foraminiferi mostra pochi esemplari, per la maggior parte selezionati granulometricamente e di piccole dimensioni. Le specie riscontrate nella parte inferiore dell'intervallo, fino al cm 46, sono esclusivamente planctoniche, fra queste, le più comuni sono: *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa* e *Turborotalita quinqueloba*. Si osservano inoltre piccoli frammenti di pteropodi, resti vegetali e cristalli di quarzo, mica e gesso (Tav. 2, fig. p,q).

Superiormente i foraminiferi, pur essendo sempre molto scarsi, appaiono più diversificati e si osservano in particolare *Globigerinoides ruber*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina calida calida*, *Globigerina inflata*, *Orbulina universa*, *Hastigerina pelagica* e *Globigerinoides sacculifer*. Sono inoltre presenti rare e piccole forme bentoniche (2-4 esemplari per campione) riferibili a *Bolivina* sp., *Uvigerina* sp., *Articulina tubulosa* e *Asterigerinata* sp.. Anche questa parte dell'intervallo è caratterizzata da comuni frammenti di gusci di pteropodi, resti vegetali, cristalli di mica, pirite (Tav. 2, fig. r,s) e di gesso (Tav. 2, fig. p,q).

Intervallo 6: spezzone 1, cm 31,0 – 28,0. Questo intervallo è composto da argille di colore grigio-scuro con alcuni livelli millimetrici leggermente più chiari. La parte inorganica e organica del residuo maggiore di 63 µm, inclusa l'associazione a foraminiferi, è sostanzialmente simile a quella dell'intervallo 2.

Intervallo 7: spezzone 1, cm 28,0 – 24,5. L'intervallo è composto da argille massive di colore grigio-chiaro. Il campione prelevato per l'analisi micropaleontologica (Fig. 4) presenta un residuo scarso composto da granuli, cristalli di gesso (Tav. 2, fig. p,q), frammenti di pteropodi e foraminiferi planctonici riferibili principalmente alle specie *Globigerinoides ruber*, *Globigerinella siphonifera*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides sacculifer*; è stato inoltre osservato un esemplare bentonico di *Bolivina* sp.

Intervallo 8: spezzone 1, cm 24,5 – 17,0. L'intervallo presenta un sedimento fine argilloso colore grigio-scuro al cui interno sono presenti livelli millimetrici più chiari. La parte inorganica e organica del residuo maggiore di 63 µm, inclusa l'associazione a foraminiferi, è sostanzialmente simile a quella dell'intervallo 2, tuttavia dei due campioni analizzati (Fig. 4), quello inferiore (cm 24) mostra una notevole concentrazione di *Globigerinoides sacculifer*, mentre quello superiore (cm 18) è caratterizzato da numerosi esemplari di *Globorotalia inflata*.

Intervallo 9: spezzone 1 cm 17,0 - spezzone 2 cm 88,5. Questo intervallo è composto principalmente da argilla massiva grigio-chiaro, si osservano però alcune lamine millimetriche scure nella parte basale. Le analisi micropaleontologiche eseguite su 7 campioni (Fig. 4) mostrano associazioni a foraminiferi non omogenee. In particolare il campione più basso (spezzone 1, cm 16,2) prelevato nell'intervallo con lamine scure, mostra foraminiferi planctonici abbondanti ed eterometrici (dimensioni comprese essenzialmente fra 63 e 250 μm), sebbene con una possibile dominanza di forme di dimensioni minori di 125 μm . Fra gli esemplari di maggiori dimensioni le specie più comuni sono: *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides* e *Orbulina universa*; mentre i foraminiferi piccoli sono riferibili principalmente a *Turborotalita quinqueloba* e *Neogloboquadrina* spp.; sono presenti inoltre foraminiferi piritizzati, mal conservati e frammenti di pteropodi. Si osservano abbondanti granuli e cristalli di quarzo di dimensioni anche superiori ai 250 μm .

Il residuo maggiore di 63 μm del campione successivo (spezzone 1, cm 14,5) è più scarso rispetto al precedente e l'associazione a foraminiferi è caratterizzata da un numero minore di esemplari e da una più marcata selezione granulometrica. Si osserva inoltre una dominanza di esemplari piccoli riferibili alle stesse specie planctoniche osservate nel campione precedente associate a numerosi esemplari bentonici (comunque meno del 10% dell'associazione a foraminiferi) riferibili ad *Articulina tubulosa* (Tav. 1, fig. m), *Bolivina* sp. (Tav. 1, fig. g, h), *Nonion* sp. (Tav. 1, fig. d), *Quinqueloculina* sp. (Tav. 1, fig. n) e *Spiroloculina* sp. (Tav. 1, fig. o). Sono inoltre presenti numerosi frammenti di gusci di pteropodi, granuli micacei e abbondanti resti vegetali. Si osservano poi due campioni (spezzone 1, cm 10 e cm 5) che presentano un residuo molto scarso, con una tendenza alla diminuzione verso l'alto della frazione maggiore di 63 μm e composto da granuli inorganici, frammenti di pteropodi e piccoli foraminiferi planctonici, principalmente riferibili a *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerinoides* spp. e *Globigerina* spp., *Globorotalia inflata* e *Globorotalia scitula*. Nel campione più basso sono inoltre stati osservati due esemplari di foraminiferi bentonici attribuibili a *Bolivina* sp., mentre in quello più alto non vi sono esemplari bentonici, infine si osservano granuli di composizione silico-calcica (Tav. 2, fig. t,t'), carbonatica e cristalli di quarzo e pirite (Tav. 2, fig. r,s). Superiormente si osserva un campione (spezzone 2, cm 99) relativamente ricco di esemplari bentonici e sostanzialmente confrontabile, per tipo di residuo e associazione a foraminiferi, con quello raccolto nello spezzone 1 al cm 14,5; si differenzia tuttavia per le specie bentoniche presenti, che includono essenzialmente: *Bolivina* sp. (Tav. 1, fig. i), *Lagena* sp. (Tav. 1, fig. a), *Fissurina* sp. (Tav. 1, fig. b,c), *Bulimina marginata* (Tav.1, fig. l), *Cassidulina* sp. (tav. 1, fig. e) e *Rosalina* sp. (tav. 1, fig. f).

I successivi due campioni (spezzone 2, cm 95 e cm 90,5) sono simili ai due campioni di questo stesso intervallo raccolti al top dello spezzone 1, sia per tipo di residuo inorganico, sia per concentrazione e selezione granulometrica dei foraminiferi. Anche le specie di foraminiferi planctonici sono confrontabili, sebbene in questi si riscontri una locale maggiore frequenza di *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sacculifer* e *Globigerinoides ruber*. Sono inoltre stati riconosciuti due esemplari bentonici nel primo dei due campioni (spezzone 2, cm 95) attribuiti a *Cassidulina laevigata* e *Trifarina angulosa*.

In sintesi, questo intervallo, mostra al di sopra di una parte basale relativamente grossolana (maggiore concentrazione di foraminiferi e cristalli di dimensioni relativamente grandi) una successione ciclica di livelli caratterizzati da una diminuzione della frazione sabbiosa e della concentrazione di foraminiferi planctonici e bentonici.

Intervallo 10: spezzone 2, 88.5 - 85.5. Questo intervallo si caratterizza per essere composto principalmente da sedimento argilloso massivo di colore grigio-scuro, la base e il tetto appaiono ondulati e irregolari. L'analisi paleontologica evidenzia un'associazione a

foraminiferi composta esclusivamente da specie planctoniche e sostanzialmente simile a quella osservata nell'intervallo 2, sebbene si osservi una maggiore concentrazione di *Globorotalia inflata*. Sono inoltre presenti numerosi frammenti di pteropodi e granuli inorganici. In questo intervallo è stata eseguita una datazione radiometrica su foraminiferi planctonici del campione prelevato fra il cm 88 e 87 che ha dato età calibrata compresa tra i 6609 e i 6356 anni BP.

Intervallo 11: spezzone 2, 85.5 – 83,0. Questo intervallo è composto da sedimento argilloso di colore grigio-chiaro con alcuni livelli millimetrici più scuri. L'analisi micropaleontologica ha evidenziato un'associazione a foraminiferi composta esclusivamente da specie planctoniche e simile a quella osservata nell'intervallo 2. Come nell'intervallo precedente, anche qui, si registra una notevole concentrazione di *Globorotalia inflata*, sono inoltre presenti frammenti di gusci di pteropodi.

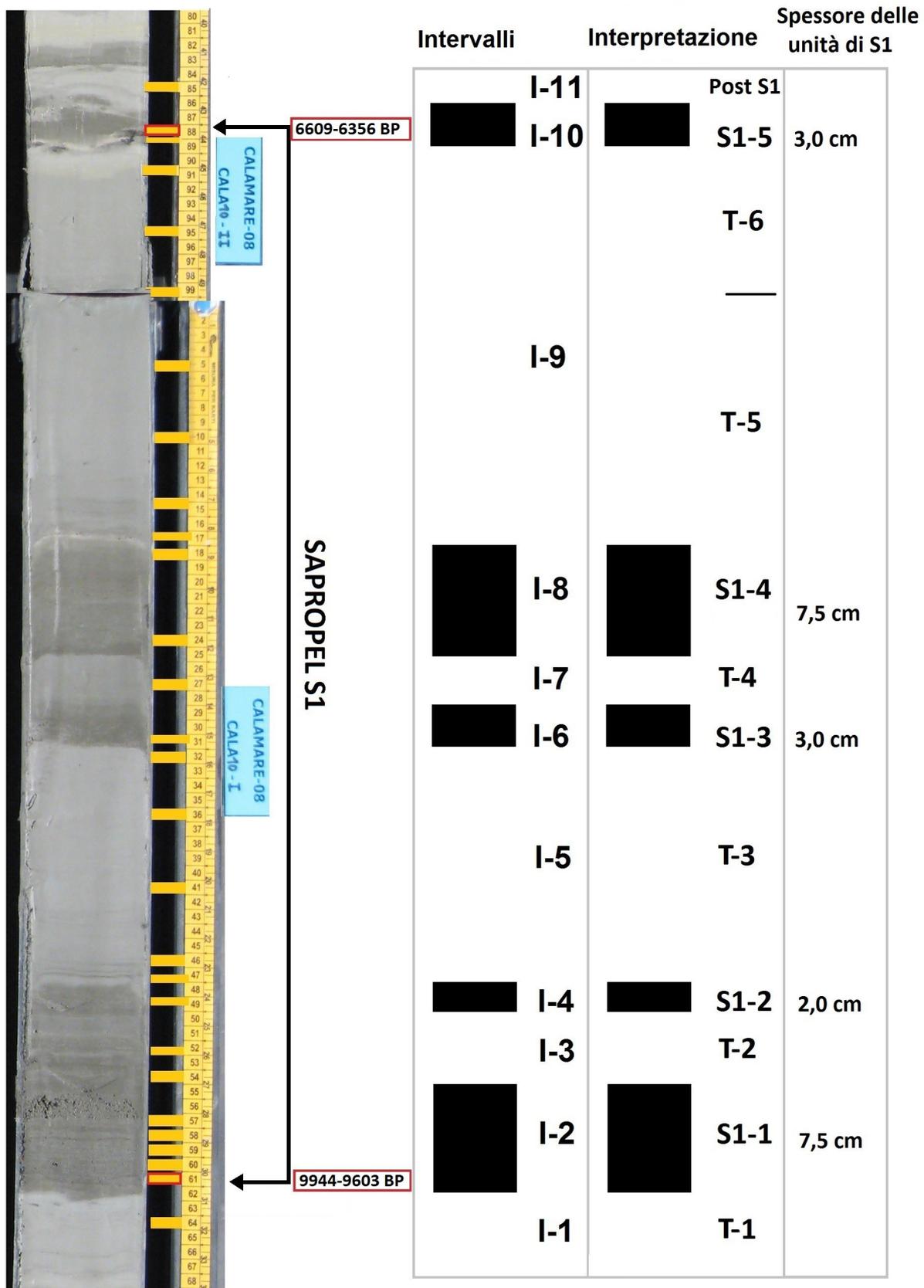


Fig. 4 – Il sapropel S1 nella carota CALA 10. Dettaglio degli intervalli esaminati.

5. Sintesi e interpretazione dei risultati

Le analisi eseguite hanno evidenziato due principali associazioni a foraminiferi.

L'associazione 1 è caratterizzata da numerosi esemplari non selezionati granulometricamente e composti esclusivamente da specie planctoniche. Entro questa associazione si osserva una sensibile variazione nella distribuzione di alcune specie planctoniche, in particolare, nella parte inferiore e intermedia della successione si ha una notevole concentrazione di *Globigerinoides ruber* e *Globigerinella siphonifera* o localmente di *Globigerinoides sacculifer*, mentre nella parte superiore si registra un incremento di *Globorotalia inflata*.

Nei campioni con questa associazione si osservano alcuni granuli inorganici e resti vegetali.

L'associazione 2 è caratterizzata da un numero inferiore di foraminiferi, questi presentano una chiara selezione granulometrica, con una dominanza di forme di dimensioni minori di 125 µm. Gli esemplari presenti sono esclusivamente planctonici nella maggior parte dei campioni, si osservano specie bentoniche solamente in alcuni campioni dell'intervallo I-9.

Nei campioni con questa associazione si osservano inoltre abbondanti granuli inorganici e resti vegetali.

L'associazione 1 è presente negli intervalli scuri e nell'intervallo chiaro sommitale, mentre l'associazione 2 è presente nei restanti intervalli chiari.

L'associazione 1 è sostanzialmente confrontabile con quelle comunemente osservate nei depositi sapropelitici profondi del Mar Ionio (Polonia et al., 2015) ed anche nei depositi pelagici profondi della stessa area (Polonia et al., 2013), dove tuttavia sono presenti anche rari (< 1%) foraminiferi bentonici. I foraminiferi bentonici sono generalmente rari nei depositi sapropelitici del Mar Ionio (Schmiedl et al., 1998), specialmente entro S1. L'associazione 1 è quindi ritenuta indicativa di deposizione pelagica in cui i foraminiferi planctonici si sedimentano per decantazione. La presenza di elevate concentrazioni di foraminiferi planctonici indicativi di condizioni paleoclimatiche calde, quali *Globigerinoides ruber*, *Globigerinella siphonifera* e *Globigerinoides sacculifer*, è in accordo con il forte incremento della temperatura della parte inferiore dell'Olocene e con quanto riscontrato in altri sapropel S1 carotati nel Mar Adriatico meridionale e nel Mar Egeo (De Rijk et al., 1999). L'aumento della specie temperata *Globorotalia inflata*, osservata nella parte alta dell'intervallo esaminato, è ritenuta indicativa dell'instaurarsi di condizioni più fresche determineranno la fine della deposizione sapropelitica, come osservato anche nella parte alta del sapropel S1 nel Mar Adriatico e nel Mar Egeo da De Rijk et al. (1999).

I caratteri dell'associazione 2 e in particolare il basso numero di esemplari, la loro selezione granulometrica e la loro presenza entro sedimenti ricchi di granuli inorganici sabbiosi è ritenuta indicativa di una risedimentazione in ambiente marino profondo dovuta a flussi torbidity, in accordo con l'interpretazione di associazioni simili riscontrate in altre carote profonde del Mar Ionio (Polonia et al., 2013, 2015). La granulometria del sedimento e dei foraminiferi osservati è ritenuta indicativa di una deposizione operata da flussi torbidity distali.

La successione esaminata (Fig. 4) presenta alla base un intervallo torbidity (T-1) posto immediatamente al di sotto del sapropel S1. La deposizione sapropelitica (S1-1, fig. 4) inizia tra i 9950 e i 9600 anni BP e avviene in ambiente pelagico tranquillo. Al di sopra di questo intervallo si osserva, entro S1, un'alternanza di depositi torbidity (da T2 a T6, fig. 4) e pelagici (da S1-2 a S1-5, fig. 4). Si segnala tuttavia che le associazioni a foraminiferi entro l'intervallo I-9 suggeriscono la presenza di due livelli torbidity distali sovrapposti (T-5 e T-6, fig.4). Si osserva, infatti, una successione ciclica di livelli caratterizzati da una diminuzione della frazione sabbiosa e della concentrazione di foraminiferi planctonici e

bentonici. I foraminiferi bentonici riscontrati sono indicativi di batimetrie più superficiali (piattaforma e scarpata) rispetto a quelle del sondaggio (a parte la presenza di rarissimi esemplari della specie abissale *Articulina tubulosa* in un solo campione). Il passaggio tra la parte terminale della sedimentazione sapropelitica (S1-5, fig. 4) e il ristabilirsi della normale ossigenazione del fondale marino (Post S1, fig. 4) avviene tra i 6609 e i 6356 anni BP.

Il quadro cronologico desunto dall'età della base e del tetto di S1 è consistente con l'età del sapropel S1 (Mercone et al., 2000) e con quanto osservato in un'altra carota del Mar Ionio che presenta una successione simile (Polonia et al., 2015).

Lo studio delle associazioni a foraminiferi presenti entro il sapropel S1 della carota CALA 10 ha permesso di distinguere i depositi pelagici tranquilli da quelli prodotti da torbiditi. Il quadro paleoclimatico desunto dalla distribuzione delle specie planctoniche nei depositi non risedimentati è in accordo con quanto osservato nello stesso intervallo nel Mar Adriatico meridionale e nel Mar Egeo (De Rijk et al., 1999). In questa successione non è stata quindi osservata l'interruzione di S1 dovuta a cause climatiche, come osservato in altre aree ma le associazioni a foraminiferi confermano che tutte le interruzioni entro S1 sono prodotte da correnti di torbida, come osservato in altre aree del Mar Ionio .

6. Bibliografia

- AGIP, 1982. Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario).
- Anastasakis, G.P., Piper, D.J.W., 1991. The character of seismoturbidites in the S-1 sapropel, Zakynthos and Strofades basins, Greece. *Sedimentology* 38, 717–733.
- Blanc-Vernet L., 1969. Contribution a l'étude des foraminifères de Méditerranée. Rélation entre la microfaune et le sédiment. Biocénoses actuelles, thanatocénoses Pliocènes et Quaternaires. *Récueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume* 64: 1-251.
- D'agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'anastasio E., Mantenuto S., Selvaggi G., 2008. Active tectonics of Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research* 113, B12413.
- De Rijk S., Hayes A., Rohling E.J., 1999. Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka. *Marine Geology* 153 (337–343).
- Della Vedova B., Pellis G., 1992. New heat flow density measurements in the Ionian sea. Paper presented at VIII Convegno Nazionale, Gruppo Naz. di Geofis. della Terra Solida, Rome.
- Faccenna C., Becker T. W., Lucente F. P., Jolivet L., Rossetti F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean, *Geophys. J. Int.*, 145, 809–820.
- Finetti I., 1982. Structure, stratigraphy, and evolution of central Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24, 247–312.
- Hemleben C., Spindler M., Anderson OR., 1989. *Modern planktonic foraminifera*. NY: Springer.
- Hilbrecht, H., 1996. Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Oceans. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen. Technischen Hochschule und der Universität Zürich, Neue Folge*. No. 300, 93 pp.; Zürich.
- Kennett J.P. & Srinivasan S., 1983. *Neogene planktonic foraminifera—A phylogenetic atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 265 pp.
- Kidd R.B., Cita M.B., Ryan W. B. F., 1978. Stratigraphy of Eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project 42A*, 421-443.
- Loubrieu B., Mascle J., MediMap Group (N. Chamot-Rooke), 2007. Morpho-Bathymetry of the Mediterranean Sea, *Int. Comm. For Sci. Explor. of the Mediterr. Sea*, Monaco.
- Makris J., Nicolich R., Weigel W. (1986). A seismic study in the western Ionian Sea, *Ann. Geophys.*, Ser. B, 6, 665–678.
- 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.
- Mercone D., Thomas J., Croudace I.W., Siani G., Paterne M., Troelstra S. 2000. Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by AMS radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15, 336-347.
- Morelli C., Pisani M., Gantar C., 1975. Bathymetric, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 17, 39–58.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P., 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relation since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425–451.
- Polonia A., Torelli L., Mussoni P., Gasperini L., Artoni A., Klaeschen D., 2011. The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: regional architecture, active deformation and seismic hazard. *Tectonics* 30, TC5018.
- Polonia A., Torelli L., Gasperini L., Mussoni P., 2012. Active faults and historical earthquakes in the Ionian Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2311–2328.
- Polonia A., Panieri G., Gasperini L., Gasparotto G., Bellucci L.G., Torelli L., 2013. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochemistry geophysics geosystems* 14(1):112-140.
- Polonia A., Romano S., Çagatay M.N., Capotondi L., Gasparotto G., Gasperini L., Panieri G., Torelli L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes?. *Marine Geology* 361 41–52.
- Rasmussen T.L., 2005. Systematic paleontology and ecology of benthic foraminifera from the Plio-Pleistocene Kallithea Bay section, Rhodes, Greece. *Cushman Foundation Special Publications* 39: 53-157.
- Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28.
- Rohling E.J., Gieskes W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean Intermediate Water density and formation rate. *Paleoceanography*, 4, 531-545.
- Rosignol-Strick M., Nesteroff W., Olive P., Vergnaud-Grazzini C., 1982. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation and sapropel formation. *Nature* 295, 105-110.
- Schmiedl G., Hemleben G., Hemleben C., Keller J., Segl M., 1998. Impact of climatic changes on the benthic foraminiferal fauna in the Ionian Sea during the last 330,000 years. *Paleoceanography*, 13(5), 447
- Selvaggi G., Chiarabba C., 1995. Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophys. J. Int.*, 121(3), 818–826.

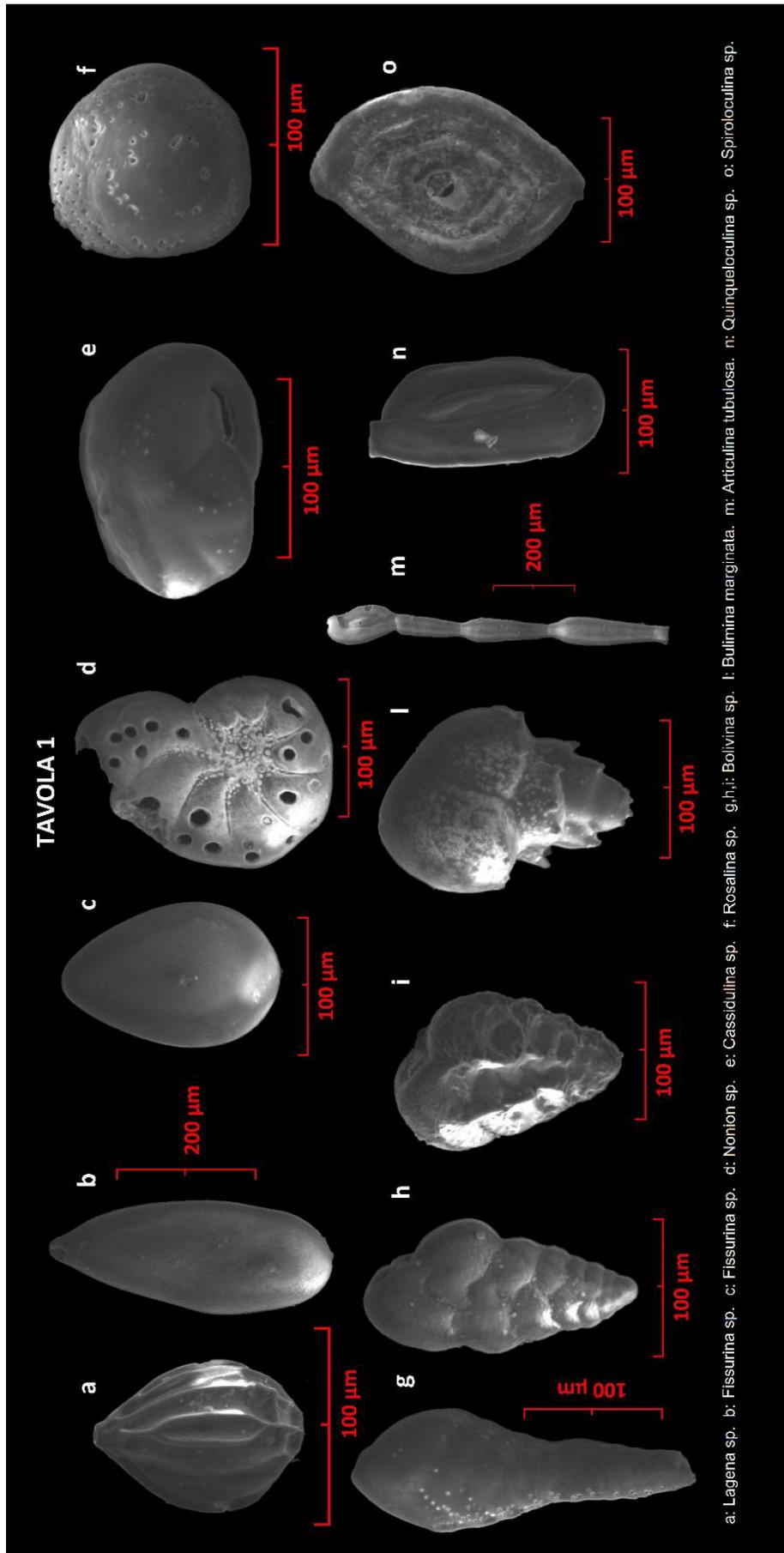


Fig. 5- Specie bentoniche riscontrate all'interno dell' intervallo 9 nei campioni prelevati ai cm 14,5 spezz. 1 e cm 100 spezz. 2.

TAVOLA 2

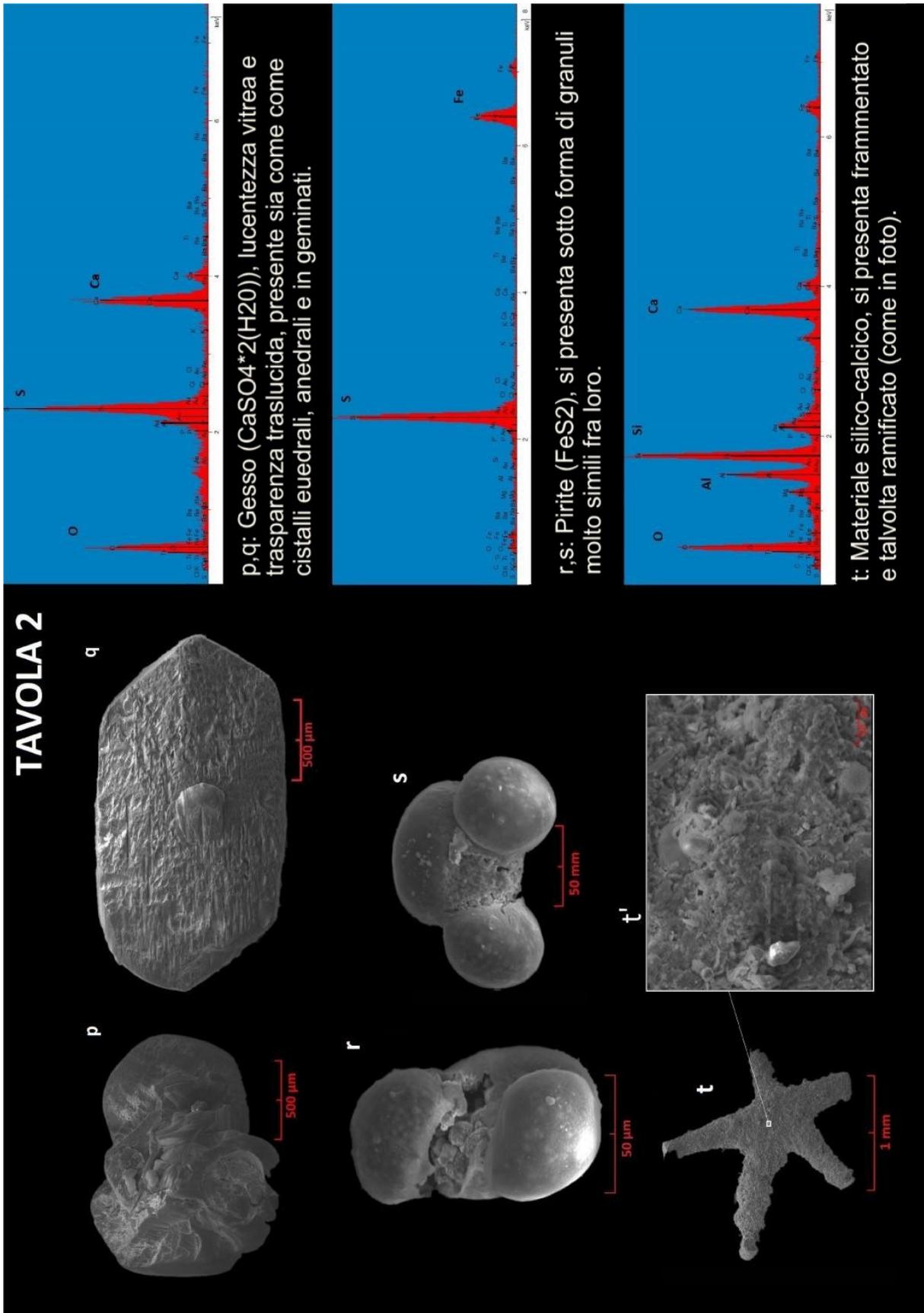


Fig. 6 - Contenuto inorganico frequentemente osservato all'interno dei campioni analizzati.

APPENDICE 1

CAROTA	SPEZZ.	ALTEZZA (cm)	DATAZ. (anni BP)	PESO UMIDO (g)	PESO SECCO (g)	ALTEZZA PROGRESSIVA	PESO RESIDUO (g)	% FRAZIONE >63 µm	INTERPRETAZIONE
Cala 10	II	84 - 85	/	9,649	6,257	243	0,07	1,12	Post S1
Cala 10	II	87 - 88	6609-6356	/	/	246	0,67	/	S1-5
Cala 10	II	88 - 88,5	/	3,502	2,24	246,5	0,04	1,79	S1-5
Cala 10	II	90 - 90,5	/	5,352	3,728	248,5	0,005	0,13	T-6
Cala 10	II	94 - 95	/	/	/	253	0,005	/	T-6
Cala 10	II	99 - 100	/	10,817	8,018	258	0,06	0,75	T-6
Cala 10	I	4 - 5	/	/	/	263	0,005	/	T-5
Cala 10	I	9 - 10	/	/	/	268	0,03	/	T-5
Cala 10	I	13,5 - 14,5	/	/	/	272,5	0,2	/	T-5
Cala 10	I	16,2	/	1,767	1,277	274,2	0,19	14,88	T-5
Cala 10	I	17 - 18	/	/	/	276	0,26	/	S1-4
Cala 10	I	23 - 24	/	/	/	282	0,61	/	S1-4
Cala 10	I	26 - 27	/	12,535	7,951	285	0,04	0,50	T-4
Cala 10	I	30 - 30,5	/	10,853	6,132	288,5	1,05	17,12	S1-3
Cala 10	I	31 - 32	/	/	/	290	0,04	/	T-3
Cala 10	I	35 - 36	/	12,608	8,342	294	0,01	0,12	T-3
Cala 10	I	40 - 41	/	12,023	7,997	299	0,01	0,13	T-3
Cala 10	I	45 - 46	/	/	/	304	0,07	/	T-3
Cala 10	I	46 - 46,5	/	6,699	4,605	304,5	0,09	1,95	T-3
Cala 10	I	48 - 48,5	/	5,595	3,387	306,5	0,15	4,43	S1-2
Cala 10	I	51,5 - 52	/	2,42	0,615	310	0,01	1,63	T-2
Cala 10	I	53 - 54	/	/	/	312	0,3	/	T-2
Cala 10	I	56 - 57	/	11,164	6,018	315	0,76	12,63	S1-1
Cala 10	I	57 - 58	/	12,644	6,917	316	0,31	4,48	S1-1
Cala 10	I	58 - 59	/	12,016	6,684	317	0,21	3,14	S1-1
Cala 10	I	59 - 60	/	/	/	318	0,22	/	S1-1
Cala 10	I	60 - 61	9944-9603	/	/	319	0,38	/	S1-1
Cala 10	I	63 - 64	/	/	/	322	0,03	/	T-1

Associazione 1 sopra S1
Associazione 1 dentro S1
Associazione 2 dentro S1
Associazione 2 sotto S1

S1-1/S1-5 Sedimento pelagico sapropelitico S1

T-1/T-6 Depositi torbiditici

Appendice 1 - Tabella dei dati appartenenti ai campioni prelevati da CALA 10 con rispettiva interpretazione.

9. Ringraziamenti

In conclusione, è doveroso, da parte mia, ringraziare coloro che hanno contribuito per far sì che vi fossero i presupposti per la strutturazione di questo lavoro.

In particolare, un ringraziamento al relatore Prof. Stefano Claudio Vaiani che con serietà e pazienza mi ha insegnato un metodo di lavoro e di scrittura che sarà senz'altro la base per un mio futuro accademico.

Ringrazio inoltre la correlatrice dott.ssa Alina Polonia, ricercatrice presso il CNR-ISMAR di Bologna, che oltre ad aver fornito i dati necessari all'elaborazione di questo lavoro mi ha affiancato donandomi tempo e disponibilità.

Ringrazio il prof. Luca Gasperini che ha guidato la spedizione CALAMARE-08, durante la quale è stato recuperato il sondaggio analizzato in questa lavoro.

Infine ringrazio il prof. Giorgio Gasparotto del Dipartimento BIGEA dell'Università di Bologna, che mi ha aiutato durante la realizzazione delle fotografie al microscopio elettronico (SEM) realizzate per le tavole presenti in questo lavoro.